



HAL
open science

La reprise des gîtes métalliques de la province métallogénique de Belledonne - Alpes françaises

Petrus Johannes Maria Ypma

► **To cite this version:**

Petrus Johannes Maria Ypma. La reprise des gîtes métalliques de la province métallogénique de Belledonne - Alpes françaises. Minéralogie. Université de Grenoble, 1963. Français. NNT: . tel-00788741v1

HAL Id: tel-00788741

<https://theses.hal.science/tel-00788741v1>

Submitted on 15 Feb 2013 (v1), last revised 28 Feb 2013 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

LA REPRISE DES GITES METALLIQUES
DE LA
PROVINCE METALLOGENIQUE DE
B E L L E D O N N E .

Thèse de P.J.M. YPMA
1963.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

INTRODUCTION.

Cette thèse présente une étude minéralogique, géochimique et d'"inclusions fluides" des gisements de la province métallogénique de Belledonne.

Cette province fait partie d'une aire minéralisée en Pb-Zn-Cu située dans la zone externe des Alpes. L'aire minéralisée comprend les massifs hercyniens externes et ces parties des nappes supérieures penniques que TRÜMPY [1960] désigne comme soubassement parautochtone.

L'étude la plus complète de cette minéralisation est celle de HUTTENLOCHER [1934], qui différencie les gisements métamorphiques des roches cristallines et de leur couverture paléozoïque (Goppenstein-Type) des gisements non déformés de la couverture mésozoïque (Bimental-Type).

La présence de ces deux types de gisements est une conséquence de la nature bicyclique des Alpes, qui ont été soumises à des orogénies hercynienne et alpine.

Les gisements métamorphiques sont d'âge pré-triasique, mais ont été tectonisés par l'orogénie alpine. Les gisements non déformés ont été mis en place durant l'orogénie alpine.

Par analogie avec la minéralisation de l'avant-pays où une relation directe a été établie entre granite et minerai dans les massifs cristallins, on considère que les gisements des massifs externes parautochtones sont issus des granites hercyniens intrusifs.

Toutefois, les gisements alpins ne sont pas aussi nettement en relation avec des roches ignées acides, étant donné que des granites mésozoïques ou tertiaires ne sont pas connus dans la zone externe des Alpes occidentales. Cette inconséquence, ainsi que les traits particuliers de la minéralogie et chi-

mie de ces gisements alpins ont été expliqués par SCHNEIDERHÖHN [1952-1953], qui a admis une "reprise" (rajeunissement) des gisements hercyniens durant l'orogénie alpine.

HUTTENLOCHER [1953] est tout à fait d'accord avec la théorie de SCHNEIDERHÖHN, mais souligne la possibilité d'existence de gisements primaires alpins, en dehors des gisements "repris". Ce qu'avait signalé ANDREATTA en 1953.

La théorie de SCHNEIDERHÖHN a été fortement soutenue ces dernières années quand l'"analyse isotopique du plomb et soufre de certains gisements Pb-Zn des Alpes (Bleiberg) a montré des âges hercyniens [HOUTERMANS, 1960]. Au sujet de Bleiberg, une composition anormale isotopique du plomb a été désignée sous le nom d'anomalie type B. Cette anomalie apparaît être courante dans les Alpes [CAHEN, 1958].

Ayant prouvé l'existence réelle des gisements "rajeunis" il reste à étudier le processus de cette "reprise". On a proposé la possibilité d'un transport mécanique le long de failles ravivées, le minerai se déplaçant par suite d'une plus grande plasticité que la roche encaissante.

Une autre possibilité est la "résolution" de minerai pré-existant dans un solvant hydrothermal d'origine hypogène, ou hypogène-vadose.

Il semble que les gisements ayant une origine hydrothermale seront très difficiles à distinguer des gisements primaires.

C'est pourquoi le but principal de cette thèse a été la recherche des caractéristiques physiques, chimiques et minéralogiques du processus de reprise (rajeunissement). Le massif de Belledonne est l'aire la plus propice. Géologiquement, il est bien connu et riche en gisements métalliques. Une théorie de rajeunissement de ces gisements a déjà été proposée par HUTTENLOCHER [1953]. Il considère tous les minerais (ou leur ensemble) comme d'âge alpin.

Il en est de même pour M. SARROT-REYNAULD [1957] qui discrimine les gisements hercyniens et post crétacés dans la par-

tie sud de Belledonne (Dôme de La Mure).

La géologie de Belledonne est typiquement celle d'un massif externe des Alpes. Les deux orogénies l'ont affecté. Il est formé en gros de schistes cristallins, gneiss et granites. Et surmonté par des roches du Carbonifère supérieur, en contact anormal, et qui peuvent être pincées dans le sousbassement. Des dépôts permien ~~sont en contact anormal~~ avec le Carbonifère supérieur, ce qui semblerait montrer une seconde phase orogénique hercynienne.

(Aperçu sur la division des Alpes en Rameau externe et interne).

Page 9 et 10.-

INTRODUCTION.- (voir ci-dessus)

La thèse a comme but principal "la recherche des caractères physiques, chimiques et minéralogiques du processus de reprise (rajeunissement) des gisements hercyniens par l'orogénèse alpine.

Page 11.-

METHODES D'INVESTIGATION.-

Chapitre I.

La Thermométrie des inclusions fluides.

- 1 - a) Introduction. La plupart des minéraux non opaques montrent, sous forts grossissements (500 \times), la présence d'inclusions remplies d'un liquide. SORBY a reconnu dès 1858 que ces inclusions étaient liées à la genèse du minéral. Selon son hypothèse, les liquides de ces inclusions étaient présents lors du dépôt du minéral les contenant. L'existence de deux ou trois phases de ces liquides à la température ambiante serait le résultat du refroidissement d'un liquide primitivement homogène. Ce qui conduit SORBY à la conclusion importante suivante : en chauffant ces inclusions, la température à laquelle on obtient un liquide homogène peut être la température minimum de cristallisation.

L'emploi de ces inclusions fluides comme thermomètre géologique suppose toutefois d'autres hypothèses. Cela suppose d'abord l'homogénéité primitive de l'inclusion fluide au moment de la mise en place dans le minéral ; le caractère primaire de ces inclusions ; l'absence de fuite ; et l'impossibilité d'addition ultérieure de matériaux.

Ces additions, le long des plans de clivage microscopiques, peuvent certainement se produire ainsi que l'a montré KENNEDY [1950a]. Cela peut être le cas pour les inclusions à haute température dans les dépôts de sel marin.

2 - b) Inclusions primaires et secondaires. Toutes les inclusions de minéral ne sont pas de nature primaire, c'est-à-dire de fluides emprisonnés dans des cavités se formant sur les surfaces à grandissement (développement) des cristaux.

- On doit considérer un certain nombre d'entre elles comme des fluides se glissant le long des plans de clivage ou de fractures de matériaux déjà cristallisés. Ces inclusions sont secondaires.

- La seule façon de discriminer les unes des autres, c'est leur mise en place. Ni leur forme, ni leur contenu ne donnent une indication. Toutefois les sections minces, avec leurs deux dimensions seulement, ne sont pas aussi parlantes que les grains pour l'étude des inclusions, comme le recommande DEICHA [1955].

- Des détails pouvant aider à la discrimination entre nature primaire ou secondaire sont notés par LAETMLEIN [1929], CAMERON [1953] et DEICHA [1955]. Ils se résument, pour les inclusions primaires, en des emplacements solitaires ou conformes à la cristallographie ; et pour les secondaires, en des arrangements suivant des lignes ou plans sécants et même suivant des plans coupant les limites du cristal.

Page 12.

3. c) L'EAU, en tant que seul constituant de l'inclusion. Généralement l'eau est le constituant principal du fluide de l'intrusion, et toutes les considérations théoriques sur le comportement des inclusions au chauffage sont basées sur les phases de l'eau.

Ces phases sont fonction de 3 variables : la température, la pression et le volume. Quoique le système eau-vapeur d'eau soit parfaitement défini par la pression et la température seules, le volume intervient toutefois, puisqu'il détermine l'intervalle P.T. dans lequel l'état sous deux phases peut exister.

- Si l'on compare, par exemple, l'effet du chauffage d'un vase clos rempli à 20° C de 5/6 d'eau, avec un autre ne contenant que 1/6 d'eau, on observera dans le premier système une évaporation du liquide jusqu'à ce qu'une homogénéisation d'une phase liquide intervienne ; dans le second cas, le chauffage montrera l'ébullition et l'homogénéisation dans la phase vapeur.

- Les blocs-diagrammes (de la page 13) montrent les relations P-T-V (fig. 1). Le gros trait renferme l'aire d'équilibre des phases vapeur et liquide. Cette aire est une surface cylindrique parallèle à l'axe des V.-

Une section de ce diagramme à température constante montre qu'une réduction de volume fera augmenter P, jusqu'à ce qu'intervienne la condensation. Pendant ce processus, la pression restera constante, le système étant uni-variant (fig.2). Quand la phase vapeur a disparu, une nouvelle réduction du volume donne lieu à une augmentation rapide de la pression, la compressibilité du liquide étant très faible par rapport à celle de la vapeur.

A hautes températures, lorsque l'homogénéité de la phase liquide est achevée, la hausse de pression se fait moins forte, la compressibilité de la vapeur et de l'eau devenant égale près du point critique.

- La section P-T du diagramme à V constant (fig. 3) est également intéressante pour comprendre le comportement du remplissage de l'inclusion. La P augmente en chauffant et cela indépendamment du pourcentage vapeur-eau, tant que les deux phases sont présentes.- L'augmentation de P au chauffage, au delà des courbes limites des deux phases varie beaucoup et dépend surtout du pourcentage de vapeur et d'eau à la température ambiante.

4. (c) Décrépitation.

L'augmentation de la pression peut amener la décrépitation de l'inclusion. Sous le microscope, cela peut

apparaître comme une échappée explosive du contenu de l'inclusion sous forme de gaz.

- Le grand volume qu'occupent les vapeurs à températures élevées (200-350°) et à la pression atmosphérique, comparé avec le faible volume du contenu de l'inclusion sous sa phase liquide, rend visible la décrépitation dans un tube à essai rempli d'huile. Et ce, sans l'aide du microscope.

Quand la décrépitation se produit, on voit des bulles sortir de l'échantillon chauffé [DEICHA, Décrépitation, 1955].

- SCOTT [1948] et SMITH [1949] ont développé une technique pour enregistrer la décrépitation par amplification du son, pour la rendre audible.

. Les deux méthodes peuvent être utilisées, au lieu de la technique malaisée de détermination de la température d'homogénéisation : par chauffage sous le microscope. Toutefois les méthodes de décrépitation ne permettent pas la discrimination entre inclusions primaires et secondaires ; - ni de savoir s'il s'agit d'une homogénéisation liquide ou gazeuse. De plus, les possibilités de la thermométrie par décrépitation diminuent rapidement dès que l'on s'approche de la température ambiante.

- Ce n'est qu'à des températures relativement basses d'homogénéisation (250° C) de la phase liquide que l'augmentation de la pression au chauffage est suffisamment rapide pour être le facteur dominant la décrépitation. On peut donc admettre que les températures d'homogénéisation et de décrépitation sont comparables.

- Parmi les autres facteurs contrôlant la décrépitation on mentionne couramment la résistance mécanique du minéral contenant l'inclusion et son degré de clivage. Les matériaux (cristaux) facilement clivables ne se prêtent pas à une étude d'inclusions fluides par chauffage sous le microscope. La pression qu'exercent les liquides en expansion casse le cristal bien avant que l'homogénéisation soit atteinte.

Ce sont donc surtout les inclusions des minéraux peu clivables : quartz, béryl, apatite qui ont fait l'objet d'une telle étude.

- Bien des observations microscopiques sur la décrépitation et l'homogénéisation ont conduit l'auteur (de la thèse) à attribuer un rôle important également à la forme, la grosseur et la position des inclusions dans le contrôle de la décrépitation. On conçoit aisément que le chauffage d'inclusions le long d'un plan causera un champ de pression hétérogène qui peut amener la cassure du cristal suivant ce plan. Des inclusions plates, grandes, anastomosées agiront de même. Ces inclusions ne se maintiennent pas jusqu'à complète homogénéisation. Par contre, des inclusions de forme sphérique peuvent ne pas être altérées par la décrépitation, même lorsqu'elles sont chauffées au delà de la température d'homogénéisation.

5. e) Présence d'une phase solide dans les inclusions.

Concevoir le comportement du contenu des inclusions au chauffage, du point de vue des relations des phases de l'eau seulement, c'est simplifier le problème de façon décevante. La présence de petits cristaux cubiques dans les inclusions, ou une couverture plus ou moins opaque de ses parois, indiquent la présence de phases solides de solubilités diverses dont il faut tenir compte. Des substances solubles prolongeront un état à deux phases en augmentant la température, et la pression jusqu'au point critique. Il sera difficile toutefois d'obtenir une complète homogénéisation avec des inclusions contenant une phase solide. Cela est dû à la durée limitée de l'expérience (voir paragraphe 27), si on la compare au degré de solubilité par élévation de température. Même les cristaux cubiques isotopes, dont on admet que la composition consiste en alcali et chlorures. (Toutes les analyses de contenus d'inclusions montrent la présence de K, Na et chlorures de Ca).

ne se dissolvent pas complètement après que l'homogénéisation ait été atteinte. Et cela malgré le haut degré de solubilité de ces sels (NaCl exceptés) par élévation de température.

- On en déduit qu'il sera pratiquement impossible d'obtenir l'homogénéisation d'inclusions contenant des substances peu solubles, telles que SiO₂ dans le cas de quartz comme cristal contenant l'inclusion. Toutefois, l'effet de ces substances peu solubles est négligeable sur les relations des phases du solvant (eau) étant donné les faibles quantités en présence. La solution de SiO₂ dans l'eau à 400° C et sous 2 000 kg/cm² n'est pas plus élevée que 2 mol. % [KHITAROV, 1956a] même en présence d'alcali ou de bicarbonates.

6.f) Présence de deux phases gazeuses dans les inclusions.

Mais les effets sont plus remarquables lorsqu'on est en présence de fluides dont le point critique est plus bas que celui de l'eau. C'est-à-dire qui sont liquides ou gazeux à la température ambiante et à la pression atmosphérique. Un tel fluide, communément présent dans les inclusions, est le CO₂.

- Bien des études sur les inclusions dans le quartz et le béryl signalent la présence d'une seconde phase liquide quand on abaisse la température au-dessous de 31° C, température critique du CO₂. On s'assure aussi de la présence de ce produit par méthode chimique, par exemple la réaction avec l'hydroxide de Ba.

- DEICHA [1955] a insisté sur l'omni-présence virtuelle du CO₂ sur les inclusions liquides. Il a montré que même lorsqu'une seconde phase liquide n'apparaît pas au-dessous de la température critique, le CO₂ peut être présent dans la phase gazeuse. Afin de discriminer entre des inclusions à phases vapeurs, apparemment "vapeur d'eau" seules, et des phases vapeurs contenant du CO₂, il désigne les bulles du premier type sous le nom "vide de retrait, et le second type "corps sphérique".

- Il développe une technique simple pour détecter des composés normalement présents dans la phase gazeuse, à température ambiante et pression atmosphérique, dans la mesure où ils sont présents sous pression dans les inclusions.

Cette technique comporte le broyage du minéral à étudier, immergé dans l'huile entre deux lamelles de verre, sous le microscope. Le fait du broyage libère de nombreuses particules gazeuses qui s'unissent rapidement pour devenir observables. Si l'on tient compte de la dimension du cristal, de la forme et du nombre des inclusions, on aura une idée de la quantité de gaz libéré.

- Pour bien comprendre le comportement du CO₂ dans le contenu aqueux des inclusions sous l'effet du chauffage (ou refroidissement) on donnera un bref aperçu théorique des relations de phases du système H₂O-CO₂. La présence de matière solide dissoute ne sera pas examinée.

7.g)

Relations de phases du système CO₂-H₂O.

page 17

Tous les auteurs s'étant occupés des inclusions liquides contenant du CO₂ ont pu obtenir l'homogénéisation de contenu de l'inclusion en la chauffant. D'aucuns signalent l'homogénéisation dans la phase gazeuse [SMITH, 1959 ; CAMERON, 1953 ; YERENAKOV, 1957]. Mais généralement, elle a lieu dans la phase liquide. CAMERON (et d'autres) [1953] ont également noté une transition soudaine d'un état à deux phases en un état à une phase.

Ces observations indiquent que le CO₂ est complètement soluble dans l'eau, du moins à haute température (entre 280° et 390°). L'apparition d'une seconde phase liquide à des températures inférieures à 31° C montre qu'il n'y a qu'une miscibilité partielle du CO₂ dans l'eau aux basses températures.

- Avant d'examiner la composition et des phases liquides et gazeuses, et des intervalles de températures et pression correspondant à l'existence de trois ou deux phases, nous

décrivons d'abord les relations de phases dans le cas de deux liquides, complètement miscibles.

8.h) PX diagrammes d'un système de deux liquides complètement miscibles.

La composition d'une phase liquide et gazeuse peut avantageusement se représenter par un diagramme PX. C'est une section, à une température donnée, du diagramme à trois dimensions pression, composition, température (fig. 4).

Si les pressions de vapeurs des composants purs sont P_A et P_B , un liquide de composition X aura une pression de vapeur comprise entre P_A et P_B . Sa valeur peut être calculée par la loi de RAOULT ; à partir des pressions des composants et des proportions moléculaires.

Toutefois, les pressions des composants ne sont pas des fonctions linéaires des pourcentages moléculaires et, cela, étant donné les différences d'attractions moléculaires des composants (forces de Van der WAALS). Dans le cas où les forces moléculaires entre molécules d'un même type, sont plus fortes que celles entre molécules de type différent, la pression de vapeur totale sera plus forte que celle calculée par la loi de RAOULT. Il se peut même que la pression de vapeur totale soit plus forte que P_A et P_B , dans le cas où ces deux pressions sont voisines (fig. 4a). De même, si l'attraction mutuelle entre A et B est plus forte qu'entre A et A, ou B et B, la pression de vapeur totale peut être inférieure à chacun des P_A et P_B si ces deux valeurs sont suffisamment voisines (fig. 4b).

Les différences dans les forces d'attraction résultant d'une anomalie de la loi de RAOULT auront comme conséquence de créer une composition de phase vapeur différente de la phase liquide. La loi de KONOWALOV montre dans quel sens se fera cette différence suivant la composition de la phase liquide : la vapeur contiendra plus du composant dont l'addition au système élève la pression totale ; ou la phase vapeur contiendra

plus du composant ayant la pression vapeur plus forte que celle de la phase liquide.

Les changements de composition suivant la pression sont donnés par la courbe de composition vapeur. On en déduit qu'en élevant la pression d'un composé gazeux de composition X_n , la condensation débutera (d'après le diagramme) à la pression P_n , avec formation d'un liquide de composition B_n (fig. 4).

Page 18.

Le diagramme donne également des renseignements sur la quantité de liquide condensé, puisque les quantités des deux phases sont inversement proportionnelles à la longueur des droites joignant les points d'équilibre entre les deux phases, donnée par la droite de pression.

9. i) Phénomène critique dans un système de liquide complètement miscible.

La forme et la position des courbes du diagramme PX changent avec la température. Mais la situation restera la même jusqu'à ce que la température critique d'un des composants soit atteinte. A cette température, il y a continuité entre phases vapeur et liquide. Il n'y aura donc plus division d'une des ordonnées en deux parties dénotant la stabilité de la phase liquide en vapeur du composant pur... Les courbes de composition de la vapeur et de sa pression se sépareront de l'ordonnée pour former une terminaison en boucle. Par élévation de la température, les courbes vont se contracter jusqu'à disparaître au point critique du composant le plus volatile (fig. 5).

Trois points d'intérêt sont à distinguer au point critique terminal des courbes. Soit : P_m un point de pression maxima où vapeur et liquide peuvent encore coexister ; X_m la composition extrême où sont encore présents liquide et vapeur ; et C, le point critique où la continuité entre phases vapeur et liquide s'achève.

20 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G. - 9 -
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

Les diagrammes PX ne conviennent pas trop pour représenter le changement de position des points critiques à des valeurs de P, T et X changeantes, étant donné que la courbe reliant les points critiques (appelée courbe critique du premier ordre) est une ligne tangentielle à la figure tri-dimensionnelle P, T et X, ou surface limite. C'est la position d'un cylindre avec son axe parallèle à X qui touche la courbe qui l'entoure (roule par dessus).

La courbe critique est plus clairement représentée en employant des sections P T pour une composition donnée.

La figure 6 montre une série de ces sections. La ligne tangente à ces courbes P T est la projection sur le plan P T de la courbe critique [CAUBET, 1902].

La courbe critique du second ordre est une ligne développée par les points de la tangente d'un cylindre roulant parallèlement à l'axe P.

Retournons au diagramme PX (fig. 7). On peut voir qu'en abaissant isothermiquement la pression d'un composé supra-critique de composition comprise entre C et X_m , la condensation d'un liquide débutera. Cela augmentera en quantité pour disparaître par la suite, complètement.

La condensation par abaissement de la pression est un phénomène inverse de celui de l'évaporation. On l'a appelé "condensation rétrograde" [KUENEN, 1893]. Ce phénomène a peu attiré l'attention, jusqu'à sa nouvelle redécouverte par les pétrochimistes vers les années 1930, pour expliquer la condensation d'un produit clair huileux par abaissement de pression d'un gaz naturel [KATZ et autres, 1940]. L'intérêt de cette condensation rétrograde en ce qui concerne le système CO₂-H₂O sera étudié ci-après.

10) Le diagramme PX de deux liquides partiellement miscible.

page 21 En vérité, on ne peut comparer le système CO₂-H₂O à un système binaire, étant donné que les phases liquides des deux

composés ne sont que légèrement miscibles.

L'allure du diagramme PX d'un système en partie miscible est représenté fig. 8.

On admet que la température est inférieure à la température critique du composant le plus volatile. En outre, on admet que la composition de la phase vapeur se situe au delà de la composition moyenne des phases liquides en équilibre avec cette température. Une condition qui se présente avec le système CO₂-H₂O [KUENEN et ROBSON, 1899] et en règle générale avec tous les systèmes ayant des pressions à vapeur fortement divergente.

Un mélange gazeux de composition X_1 commencera à se condenser en un liquide de composition B_1 en atteignant la courbe de composition-vapeur appelée courbe de condensation. Par augmentation continue de la pression, le processus de condensation continuera, formant un liquide de composition graduellement variable. La composition de la vapeur ira dans le même sens (3^e règle de KONOWALOV) jusqu'à ce que la pression atteigne la valeur P_3 ou pression des trois phases.

11) La ligne des trois phases.

A la pression des trois phases, un second liquide commencera à se condenser. Le système devient alors à trois phases, donc univariant. Cela signifie qu'à une température donnée la pression n'augmentera pas jusqu'à ce qu'une phase ait disparu ; ou inversement, si le volume est constant, une augmentation de la température résultera dans une élévation de pression suivant une certaine courbe, ou courbe des trois phases.

La projection de ces lignes sur une phase PT forme la courbe des trois phases.

Cette courbe est comparable à la courbe de pression de vapeur d'un système unitaire et a également un point critique de terminaison. La situation de ce point sur le diagramme PT dépend du phénomène d'homogénéisation qui se produit le pre-

mier, soit que les liquides deviennent complètement miscibles, soit que l'un des liquides et la phase vapeur aient un point critique de transition.

Dans le cas du système CO₂-H₂O, les inclusions fluides ne donnent aucune indication sur l'augmentation de solubilité à températures plus élevées. Mais à des températures égales ou supérieures à 31°C, elles montrent la phase liquide CO₂ s'identifiant avec la phase vapeur.

Les température et pression critiques du CO₂ pur sont de 31°C et 71,6 kg/cm².— Etant donnée la faible solubilité de l'eau dans le liquide CO₂ [WIEBE et GADDY, 1939] la valeur du point critique (de terminaison) de la ligne des 3 phases arrivera à être très rapprochée de celle des valeurs critiques du CO₂ pur. En fait, la position de ce point sera à une pression un peu inférieure, mais à plus haute température (due à l'eau dissoute).

12)

Le PX diagramme de deux liquides en partie miscibles à la température critique.

Considérons le diagramme à la température critique du CO₂. Nous voyons (comme dans l'exemple de deux liquides complètement miscibles) les courbes de la composition de la vapeur et de la pression vapeur totale, séparées de l'axe des P, formant une boucle terminale (fig. 9). Cette boucle qui enserme le champ de co-existence d'un second liquide et des phases-vapeur, se contractera par augmentation de température jusqu'à disparaître en un point de la courbe limite. C'est en ce point que passe aussi la ligne ultime des 3 phases (fig.10).

A des températures supérieures à la température ultime des trois phases, le système devient à nouveau bi-variant, la différence de phase entre le CO₂ liquide riche et la vapeur ayant disparu.

La solubilité mutuelle du CO₂ et de l'eau à basses températures.

Dans l'état super-critique, nous pouvons comparer ce diagramme avec ceux obtenus avec des liquides complètement miscibles, chauffés au-dessus de la température critique d'un des composants. Ils sont essentiellement identiques, pour autant qu'à plus forte pression la solubilité augmente.

Dans le cas du système CO₂-H₂O, cette hypothèse se vérifie à des températures supérieures à 280°C, étant donné que la solubilité à cette température est observée effectivement dans les inclusions. Pour autant que l'auteur le sache, il n'y a pas eu d'homogénéisation d'inclusions contenant de l'eau et un pourcentage élevé de CO₂ à des températures inférieures à 250°C.

Il semble que l'effet de pression sur la miscibilité mutuelle du CO₂ et de l'eau soit si faible entre 31°C et 250°C qu'il ne faut pas s'attendre à une homogénéisation dans les limites expérimentales (plus de 1 000 kg/cm²). Les recherches de SANDERS [1912] semblent le confirmer. Il observa à basses températures (20° à 35°C) une déviation nette de la loi d'HENRY et une validité partielle de cette loi pour l'isotherme 1 000°C à des Pressions relativement basses (plus de 170 kg/cm²).

WIEBE et GADDY [1939] ont toutefois conclu, à la suite d'expériences effectuées à des pressions plus fortes (plus de 700 kg/cm²) à la même anomalie de loi d'HENRY. La solubilité du CO₂ dans l'eau est plus faible que celle correspondant à la pression (théorique).

Cette anomalie de la loi est facilement explicable puisque, d'après KENNEDY [1954], le CO₂ atteint la densité d'un liquide aux températures et pressions auxquelles la proportionnalité entre l'augmentation de pression et la solubilité cesse d'être une fonction linéaire (soit 0,65 g/cm³ à 31°C et 75 kg/cm²). La pression n'a que très peu d'influence sur

la solubilité mutuelle des deux liquides.

14) La solubilité mutuelle du CO₂ et de l'eau aux hautes températures et pressions.

Nous devons les données les plus complètes sur la solubilité du CO₂ dans l'eau aux hautes températures et pressions à KHITAROV [1958] et MALININ [1959]. Ils ont étudié le système à des températures entre 200° et 330°C et des pressions de 100 à 500 kg/cm². Leurs données permettent la construction des isothermes à 200°, 250°, 300° et 330°C (fig. 11). L'allure de l'isotherme 300° est telle qu'à une pression d'environ 600 kg/cm² la courbe peut avoir un point de terminaison critique (fig. 11).

Le maximum de pression de l'isotherme 330° est situé dans l'intervalle exact de pression de l'expérience (environ 430 kg/cm²). L'allure des isothermes de 200° et 250°C suggère que, si même il existe une continuité entre les branches de la courbe limite des points d'ébullition et du point de condensation, cela doit se produire bien au delà des limites de pression de l'expérience (plus de 1 000 kg/cm²).

Les courbes de MALININ, observées du point de vue de la solubilité du gaz dans le liquide, sont très semblables à celles obtenues par les pétro-chimistes du Pasadena Institute of Technology en 1935-1945 : KAY [1940], SAGE et autres [1942] et beaucoup d'autres.

Le dernier donne des informations détaillées sur les relations de phases à systèmes dans lesquels du gaz naturel (méthane et éthane) et des constituants du pétrole, moins volatiles (pentane et hexane) font partie (fig. 12).

15) Phénomène critique dans un système de deux composés complètement miscibles.

Nous devons examiner un de ces systèmes plus en détail pour l'étude du phénomène critique, un effet qui peut diffi-

cilement être décrit à partir des données fragmentaires qui sont à la base des courbes de MALININ. On a représenté le système méthane-n-pentane de SAGE et autres [1942] dans la figure 12. On y note la position de la courbe critique (du premier ordre) qui est très voisine, ou même coïncide avec la courbe de pression maxima. Cela arrive généralement si la pression critique du système excède considérablement les pressions critiques des composants purs.

CAUBET [1902] s'occupe de la construction de la courbe critique et ses implications théoriques en se servant de sections PT (fig. 13). Une position du point critique sur la branche des points de condensation sous le point critique du second ordre ne peut se produire que si les courbes limites passent, dans la section PT par des valeurs maxima ou minima. Autrement dit entre le point critique du second ordre et le point de pression maxima, ou bien coïncide avec le point de pression maxima.

Retournons au diagramme de SAGE. Sa particularité la plus frappante est l'intervalle très vaste de composition qui peut montrer une "condensation rétrograde" d'un liquide riche en n-pentane par expansion isothermale.

Même aux hautes températures on peut s'attendre à ce phénomène. Il sera courant aux basses températures.

Cela montre que le phénomène rétrograde sera courant pour tous systèmes présentant une augmentation rapide de la pression critique par abaissement de température ; pression considérablement supérieure aux pressions critiques des composants purs. Cela s'accompagne d'un changement correspondant de la surface limite.

16)

Condensation rétrograde d'un système CO₂-H₂O.

Quoique par abaissement de température le système CO₂-H₂O montre également une croissance rapide du champ de co-existence des phases liquide et vapeur, l'intervalle dans lequel

la condensation rétrograde peut se produire n'est limitée qu'aux hautes températures. Et cela à cause du manque de continuité des courbes limites au-dessous de 250°.

p. 26

On peut alors se demander quel sera l'intérêt pratique de la condensation rétrograde dans les inclusions remplies de CO₂ + H₂O. En fait, il faut remarquer que l'on ne peut abaisser la pression sans toucher à la température, et vice-versa, étant donné que l'on est en présence d'un système à volume constant. Quant au changement de composition des phases, nous ne disposons que d'un degré de liberté. Ce qui fait que des changements de température s'accompagneront de changements de pression.

En abaissant la température, on abaisse la pression. Il en découle que, si nous avons affaire à un mélange CO₂-H₂O, de telle composition (au-dessus de 250°C), que par expansion isothermale on devrait obtenir la condensation d'une seconde phase, nous ne pouvons dire que la condensation qui se produit par abaissement de pression, accompagnée d'un abaissement de température, est une condensation rétrograde [HAHN, 1940]. Car la condensation est un effet normal de refroidissement. Toutefois, nous pouvons comparer cette condensation d'une phase fluide supercritique avec une condensation rétrograde, ce qui permet de distinguer ce phénomène de la condensation normale d'une phase gazeuse infra-critique (fig. 14).

17)

Homogénéisation gazeuse infra et super-critique avec CO₂ contenant des inclusions fluides.

On peut résumer les conclusions tirées du comportement de solutions gaz-liquide au voisinage de la région critique en disant que des deux côtés des surfaces limites, des phases gazeuses homogènes se produisent, et qu'une homogénéisation d'inclusions fluides passant à une phase gazeuse peut être infra aussi bien que supra-critique (fig. 14).

L'homogénéisation gazeuse supra-critique, spécialement, est une possibilité non envisagée par les auteurs s'étant occupés de façon théorique du comportement des inclusions au chauffage [CAMERON, 1953].

La possibilité d'une homogénéisation infra-critique a été négligée par SMITH [1959] et LITTLE [1955] lorsqu'ils observèrent la présence de deux types d'inclusions primaires, l'une s'homogénéisant en une phase liquide, l'autre en une phase gazeuse. Ils voulaient s'en servir pour une mesure directe des températures de cristallisation.

Leur méthode partait du raisonnement suivant : si un minéral (cristal) grandit sous des conditions à deux phases et que des inclusions aient des phases d'homogénéisation différentes, mais des températures d'homogénéisation équivalentes, c'est l'inclusion donnant la température d'homogénéisation la plus basse qui aurait enserré une seule des phases présentes au moment de la cristallisation. Dans la mesure où il existe un équilibre entre les deux phases au moment de l'inclusion et dans la mesure où les deux phases proviennent d'un même fluide homogène, une température d'homogénéisation équivalente implique des conditions de pressions égales. Donc il n'y a pas lieu de faire de correction pour déterminer les températures de cristallisation.

Compte non tenu de la correction fondamentale pour tenir compte de la plus grande taille des inclusions au moment de l'essai d'homogénéisation par rapport à la taille au moment de la cristallisation, la pression exercée sur le cristal durant l'expérience étant (au moins) inférieure de plusieurs centaines de bars à celle durant la cristallisation.

La méthode de détermination de la température de cristallisation, suivant SMITH, cessera d'être correcte si les phases à partir desquelles le cristal s'est développé n'ont pas comme origine une solution homogène, ce qui est le cas dans l'aire du diagramme PTX où les courbes limites ne sont

pas continues. Dans ces deux cas, une température d'homogénéisation égale dans deux types d'inclusions n'est qu'accidentelle les deux phases ayant une genèse différente.

Les inclusions décrites par BRINCK, 1955, dans le quartz aurifère de Suriname ont été observées suivant ce critère. La plupart d'entre elles comportent du CO₂ presque pur et montrent une température d'homogénéisation très inférieure à d'autres, quoique primaires et contenant des quantités notables d'eau. Si les deux types étaient homogènes au moment de l'inclusion (un pourcentage constant entre les phases à la température ambiante semble le montrer) le système à deux phases à partir duquel ce quartz a cristallisé doit avoir été une espèce de mixture mécanique. Dans un tel cas, des corrections de pression sont à faire.

18) Homogénéisation gazeuse et liquide comme fonction de la composition de l'inclusion.

On admet généralement qu'il existe une relation étroite entre le pourcentage d'eau par rapport à la phase riche en CO₂ à 31°C et la phase dans laquelle les inclusions s'homogénéisent en chauffant.

Les auteurs : CAMERON [1953], DEICHA [1955], BRINCK [1955] s'accordent pour dire que la composition critique est atteinte à un pourcentage d'environ 1/1. Au-dessous de ce pourcentage, les inclusions riches en CO₂ s'homogénéiseront en une phase gazeuse ; les inclusions riches en eau dans la phase liquide.

C'est là toutefois une généralisation. En effet, la composition critique dépend de trois facteurs qu'il est difficile d'observer à la température ambiante. Ils comprennent : la position du point critique sur la courbe limite ; le degré de remplissage en eau et la concentration de CO₂.

Deux de ces facteurs sont variables indépendantes. Il s'ensuit qu'il faut construire un diagramme PTV, pour pouvoir

prédire le degré de remplissage critique pour une concentration en CO₂ donnée, ou vice-versa. Les relations pression-température-volume, pour plusieurs concentrations de CO₂, seront décrites plus loin. YERMAKOV [1957] a étudié la relation entre phase d'homogénéisation et le degré de remplissage. Mais il n'a pas envisagé de systèmes contenant du CO₂.

19) Les relations température-pression à volume constant dans un système à un et deux composants. Les diagrammes VX.-

Arrivant au point d'interpréter les données de l'homogénéisation et à la manière dont ce phénomène se produit, il est nécessaire d'acquérir une certaine connaissance de la relation réciproque des pressions et températures.

Comme pour le système à un composant, cette relation doit être une fonction du volume. Nous avons vu (paragraphe 3) le système à un composant réagissant par condensation à une réduction adiabatique de volume. Pendant ce processus, la pression reste constante. Toutefois, suivant la loi de KONOWALOV, la condensation d'un système à deux composants donnera un liquide d'une composition différente de celle de la phase vapeur. Par conséquent la composition du liquide variera durant le processus de condensation. Cette variation est représentée par un diagramme volume-composition. Un tel VX diagramme pour des liquides complètement miscibles, est représenté par la figure 15. La ligne G_A-G_B marque les moments auxquels, pour une température donnée, une réduction du volume donnera la condensation. Un composé gazeux de composition X_2 commencera à se condenser avec un liquide de composition L_1 , et le processus se terminera par complète condensation en un liquide de composition L_4 .

Les phases vapeur et liquide étant en équilibre l'une avec l'autre sont liées par des lignes jointives. Ces lignes jointives ne sont pas tracées empiriquement, mais peuvent être calculées. Pour un traité complet de Thermodynamique,

le lecteur se réfèrera aux traités de Bakhuis ROOZEBOOM [1904, part II], KUENEN [1906] et KORTUM et autres [1952, chap. II].

D'après l'allure des lignes jointives, on peut déterminer le degré d'augmentation de la pression pendant le processus de condensation. En effet, la phase condensée deviendra graduellement plus riche en composant le plus volatile et cela s'accompagne d'une augmentation de la pression de vapeur. L'angle sous lequel les lignes jointives coupent l'axe des X indique le degré d'augmentation de la pression. Plus l'angle est grand, plus la pression croît rapidement (fig. 16). Une augmentation de la température réduira le processus de condensation. Le point critique de l'un des composants (A par exemple) est marqué par la contraction des courbes de condensation et de composition du liquide en un point (fig. 17). Une augmentation continue de la température fera mouvoir les courbes en boucle vers l'axe B (fig. 17 et 18).

Les points critiques sont donnés par le fait que les lignes jointives sont tangentes à la courbe en ces points. Le phénomène rétrograde se voit également sur ces diagrammes VX supra-critiques (fig. 22) étant donné que les lignes jointives fournissent des indications sur les quantités relatives d'une phase présente dans un certain volume, de la même manière que les lignes jointives dans un diagramme PX.

20) Diagramme VX d'un système à deux composants en partie miscible.

Dans le cas du système H₂O-CO₂, nous avons un système à solubilité seulement partielle. Cette solubilité incomplète est représentée par un vide triangulaire dans le diagramme VX.

Un diagramme d'un tel système hypothétique à deux composants est représenté figure 19. Pour une température correspondant à la température critique du composant le plus volatile (par exemple A) les courbes s'éloigneront de l'axe A.- La température à laquelle le vide triangulaire disparaîtra du

diagramme dépend du fait que les deux liquides deviendront identiques d'abord (fig. 20 a) ou bien un liquide et une phase gazeuse (fig. 20 b). La dernière figure s'applique au système CO₂-H₂O au moment où l'homogénéisation entre la phase gazeuse et le liquide riche en CO₂ a lieu, et la phase supra-critique CO₂ riche reste seulement en partie miscible avec la phase liquide H₂O riche. La variation du diagramme VX avec la température est donnée figures 21, 22 et 23.

p. 33 Comme le montre le diagramme VX pour deux systèmes complètement miscibles, l'angle entre les lignes jointives et les lignes-composition donne des indications sur l'augmentation de la pression. Un système riche en H₂O de composition X, par exemple (fig. 24) diminuant de volume, développera une faible augmentation de pression pendant le début du processus de condensation. L'augmentation sera plus prononcée à la fin du processus et deviendra même très forte au moment où la phase vapeur disparaît. Un système contenant des quantités appréciables de CO₂ (X₃, fig. 24) montrera une élévation plus nette de pression qu'un système riche en H₂O au moment de la première apparition de la phase liquide. Le taux d'augmentation de pression toutefois, sera tout à fait constant durant le processus de condensation.

21) Les diagrammes PV pour les systèmes unitaire et binaire.

Les relations PV dans un système à un composant sont connues à l'aide des sections, à température donnée, du bloc-diagramme PTV. Un diagramme PTV d'un système à deux composants au-dessus de la température critique de l'un de ses composants n'a toutefois pas encore été construit autant que l'auteur le sache. Nous allons essayer d'évaluer théoriquement les courbes d'un tel diagramme pour quelques systèmes H₂O-CO₂.

Partant des courbes PV pour un système de composition X₁, (fig. 25) on notera que l'augmentation de la pression par réduction du volume à température constante ressemble à une hy-

hyperbole ayant deux points de rebroussement : l'un au point où la condensation commence, l'autre quand elle finit. A plus hautes températures, les rebroussements des courbes aux points de transition des phases deviennent moins nets. Ils disparaissent complètement à la température critique (fig. 25). Cette dernière disposition représente une autre caractéristique de l'état critique [CAUBET, 1902].

Les courbes PV d'un système de composition X_2 montrent une élévation rapide de la pression au tout début de la condensation, alors que l'augmentation de la pression tend à diminuer vers la fin du processus de condensation, en particulier aux températures élevées (fig. 24).

On doit regarder les courbes PV comme des sections d'un diagramme à 3 dimensions PTV. Pour un système unitaire, la partie du diagramme dénotant l'équilibre entre phases liquide et vapeur est parallèle à l'axe des V. Par conséquent, toutes les sections PV coupant le diagramme dans l'aire des deux phases sont partiellement parallèles à l'axe des V. Il est évident que la réduction isotherme de volume est aussi isobare pendant le processus de condensation.

Les diagrammes PV d'un système binaire sont également à voir comme des sections d'un diagramme PTV. L'allure non isobare des courbes PV dans les conditions de deux phases montre toutefois que la partie du diagramme représentant l'équilibre liquide-vapeur ne forme plus un plan parallèle à l'axe des V. Mais c'est plutôt une surface compliquée. Sa déviation d'une surface cylindrique du système à un composant dépend plus ou moins du degré d'augmentation de la pression.

22) Le degré d'augmentation de pression pendant l'essai d'homogénéisation de l'inclusion.

L'intérêt du degré d'augmentation de la pression pendant l'essai d'homogénéisation est donné par la nécessité fréquente d'une correction à faire pour déterminer la température de

de cristallisation d'après la température d'homogénéisation.

Si, par exemple, on sait d'après des considérations géologiques que la pression hydrostatique, au moment de la cristallisation, a été plus forte que la pression au point où l'isochore de l'inclusion coupe la surface limite, la température de cristallisation vraie sera donnée par l'abscisse du point où la courbe prolongée de l'isochore atteindra la pression géologique présumée sur l'ordonnée.

Ces corrections de pression sont faciles à faire pour des inclusions à un composé, les courbes isochores étant, une fois l'homogénéisation faite, des fonctions linéaires et n'étant contrôlées que par les densités de vapeur ou de liquide à températures et pressions variables, reliant les points de même densité.

KENNEDY [1950 b, 1954] donne un grand nombre de densités du CO₂ et H₂O aux pressions et températures qui intéressent le géologue (100-1.200°C et 25-1.400 bars).

Pour le système CO₂-H₂O, il devrait être possible de calculer la pression totale comme la somme des pressions partielles, d'après la loi de DALTON, si toutefois le volume est assez grand pour loger les composés à une densité très basse. Toutefois, cette condition n'est pas remplie par les inclusions fluides et, en général, par aucun des processus géologiques.

Il s'ensuit que KHITAROV et MALININ [1956 b] ont déterminé expérimentalement la pression totale de vapeur qu'exercent des systèmes de concentrations en CO₂ variable (plus de 40 %) pour différents degrés de remplissage en eau (0,2 à 0,7 parties), et à des températures variant de 100 à 400°C.

Ils ont constaté une déviation marquée de la Loi de Dalton la pression totale étant plus forte que la somme des pressions partielles. Cette différence de pression est linéairement proportionnelle au degré de remplissage en eau, le pourcentage de CO₂ et la température. Ce qui permet l'extrapolation des relations pression-température, pour des valeurs plus fortes que

celles expérimentalement déterminées à l'aide des tables de Kennedy.

Ayant inféré l'allure des isochores PV pour des systèmes de concentration en CO₂ variable à partir de considérations théoriques (paragraphe 20 et 21) on est ainsi capable de construire le diagramme PTV à l'aide des données expérimentales et extrapolées de KHITAROV [1956 b]. Schématiquement cela a été fait pour un système correspondant à une inclusion riche en eau (X₁, fig. 26) et une autre correspondant à une inclusion contenant des quantités appréciables de CO₂ (X₂, fig. 27). X₁ et X₂ correspondent avec les compositions de la figure 19.

Les diagrammes PTV fournissent les seuls moyens d'établir le degré de remplissage critique pour une certaine proportion H₂O-CO₂. En effet, le point critique sur la courbe limite des deux phases n'est pas le point de pression et température maxima, mais bien le point d'intersection de la courbe limite et de l'isotherme critique PV. Comme il a été mentionné au paragraphe 21, l'isotherme critique PV est l'isotherme caractérisé par l'absence de points de rebroussement au moment de la transition de phase.

Il s'ensuit que les degrés de remplissage qui sont critiques par rapport à la transition entre liquide ou homogénéisation gazeuse varient entre 0,3 pour l'eau pure à 0,4 pour des concentrations de 20 molécules % CO₂.

Pour la construction de l'ensemble des isochores on a besoin de plus de données que celles fournies par KHITAROV. Ses données, en effet, ne nous renseignent pas sur les relations pression-température au-dessous de 100°C. A ces basses températures la déviation de la loi de Dalton est faible, la pression totale étant faible ainsi que la pression de vapeur d'eau.

De plus, si trois phases sont en présence à 31°C ou moins, les relations température-pression sont bien connues, quelle que soit la composition de l'inclusion. La position de la ligne des trois phases du diagramme PT ne diffère que de peu de celle de la ligne deux phases CO₂, ainsi qu'elle est représentée figure 30.

La construction de quatre isochores correspondant à deux types de composition et deux degrés de remplissage d'eau est représentée figure 28.

Les inclusions dessinées schématiquement dénotent le processus d'homogénéisation. D'après le diagramme, il semble que dans le cas de concentration CO₂ basses, il sera très difficile de prédire le genre de transformation de phase à l'homogénéisation, on en jugeant d'après le contenu de l'inclusion à la température ambiante.

23) Décrépitation comme fonction de l'augmentation de pression.

Si les facteurs contrôlant la décrépitation, tels que la forme, la taille, la position des inclusions... peuvent être éliminés, par exemple à la suite d'une étude comparative, on peut voir dans la différence entre les températures d'homogénéisation et de décrépitation un paramètre d'augmentation de pression au chauffage. La décrépitation se produira sur les parties très en pente des isochores. Donc elle se produira d'abord avec des inclusions avec CO₂ riche, toutes choses égales par ailleurs, plutôt qu'avec des inclusions riches en H₂O.

L'auteur a apporté une attention particulière à la différence entre température d'homogénéisation et décrépitation. Il montre que les couches théoriques d'augmentation de pression sont confirmées par l'expérience.

24) L'impossibilité de produire une troisième phase avec CO₂ en refroidissant des inclusions au-dessous de 31°C.

Le "corps sphérique" de DEICHA.

La faible diminution de pression qui se produit dans l'intervalle 100°-0°C pour des inclusions contenant moins de 5 molécules % CO₂ peut expliquer pourquoi des inclusions révélant des quantités appréciables de CO₂ à l'expérience, ne montrent pas une seconde phase liquide, même lorsqu'on les refroidit au-dessous de 0°C. Apparemment, les PT isochores ne coupent pas la ligne des trois phases dans l'intervalle expérimental de température choisi... DEICHA [1955] a appelé l'attention sur ce phénomène et proposé le terme de "corps sphérique" pour désigner une phase vapeur qui contient probablement des quantités appréciables de CO₂.

Enfin, l'auteur de cette thèse tient à remarquer qu'en ne notant que les températures d'homogénéisation, on sous-estime grandement les possibilités qu'offrent les inclusions pour une meilleure compréhension de la genèse des minerais pegmatitiques et hydrothermaux.

p. 38. Dispositif expérimental pour l'étude des inclusions fluides.

25) L'essai de gaz et le choix de l'échantillon.

Etant donnée la très petite taille des inclusions, taille comprise entre 1 et 100 μ , tous les essais doivent être faits sous le microscope à fort grossissement, l'essai du gaz excepté.

Cet essai se fait sur la platine du microscope, entre deux plaques de verre solides, l'échantillon étant placé sur un support en verre petit et carré, englobé dans une substance huileuse. La glycérine est un liquide d'immersion idéal, sa viscosité étant assez forte pour retenir les bulles de gaz dans le liquide et sa tension superficielle assez basse pour ne pas empêcher les petites bulles sortant des inclusions de s'unir

en une grosse bulle observable.

Pour avoir une idée générale de la grandeur, de la forme et de la répartition des inclusions, et pour pouvoir distinguer entre elles les inclusions primaires et les inclusions secondaires, il est préférable de "monter" des grains et sections minces d'environ 0,06 mm (rouge 1er ordre de quartz) d'épaisseur.

A partir de ces préparations, on choisit les inclusions qui seront soumises à l'essai de chauffage sur platine. L'emploi de lumière polarisée peut aider pour déterminer l'orientation cristallographique de l'échantillon à étudier et reconnaître les inclusions primaires.

26) L'essai de chauffage.

On a employé, pour le chauffage des inclusions, une platine chauffante LEITZ, type Weygand. Cette platine est construite pour la détermination des températures de fusion, les phénomènes de cristallisation et autres réactions physico-chimiques pour lesquelles un faible grossissement est suffisant.

L'emploi de cette platine comme appareil de chauffage pour l'étude des inclusions doit amener des modifications, car les forts grossissements sont nécessaires pour les inclusions.

Si l'on choisit des inclusions exceptionnellement grosses, on peut avoir des anomalies sur la moyenne. Mais le fort grossissement implique une faible distance entre l'objet et l'objectif, ce qui n'est guère compatible avec les températures élevées nécessaires pour les expériences d'homogénéisation.

Refroidir l'objectif à l'air, ou au CO₂, ne peut pas produire l'effet voulu, le courant d'air chauffant tout le microscope. De plus, un gradient de température brusque entre objet et objectif produira une incertitude sur la température réelle de l'objet.

Les modifications que l'on a fait subir à la platine du microscope comportent le montage d'une lentille de condenseur à faible distance focale immédiatement sous le porte-objet, afin d'éliminer les ombres causées par les inclusions situées sous et dessus le plan focal. De plus, la cellule chauffante originale de cette platine consistant en un enroulement de résistance recouvert d'amiante a été remplacée par une résistance en spirale montée sur une cellule de mica, ce qui permet d'arriver à de hautes températures (370°C) rapidement. La résistance est alimentée par un transformateur à faible voltage afin de maintenir l'augmentation de la température à une valeur constante.

p. 39.-27 Exactitude des mesures de température.

Cette disposition (augmentation de la température constante) a été adoptée pour appliquer un facteur de correction exact.

En effet, la température est mesurée à l'aide d'un thermomètre inséré dans le porte-objectif. La chaleur est transmise à l'objet le long d'une plaque de verre. Et la température mesurée peut différer de celle de l'échantillon posé sur la plaque. On doit donc établir une table de correction. Cela a été fait par Mr POPPER, du Laboratoire de Physique de l'Université de Leyden, en utilisant deux thermo-couples, l'un inséré dans le trou du thermomètre, l'autre sur la plaque de verre. Le résultat est donné dans le diagramme de la figure 29.

L'auteur a utilisé un gradient de température de 17° par minute. Ce gradient est assez faible pour observer les transitions de phases avec une précision de $\pm 3^\circ\text{C}$; il est assez fort pour éviter un chauffage dangereux de tout le microscope.

Un objectif LEITZ P₅ (x 30) non cimenté, monté sur métal, a été très utile. Avec le système spécial de condenseur et des oculaires puissants (15 x et 25 x), la puissance du microscope

permet d'observer de très petites inclusions (10 μ).

Le refroidissement de l'échantillon peut être fait à l'eau passant dans le compartiment circulaire entourant la cellule chauffante. Si des températures plus basses sont nécessaires, on emploie le CO₂. Avec un réservoir à CO₂ courant, on peut obtenir des températures de -15° C aisément.

28) Préparation de l'échantillon.

On a préparé l'échantillon à chauffer de la façon suivante : après choix des inclusions à étudier, des morceaux plats de cristal sont étudiés pour connaître le contenu fluide de l'inclusion. Si favorable, on les monte sur Araldite 101 Ciba, sur une lamelle et couvre d'une autre lamelle. Ainsi préparé, l'échantillon est inséré dans le porte-objectif avec autant de lames de cuivre perforées au centre que nécessaire pour remplir le porte-objet. On utilise ainsi la lamelle supérieure de l'échantillon comme fenêtre supérieure chauffante.

L'Araldite 101 se prête à ce montage, son évaporation étant faible. Par chauffages répétés, elle se polymérise, ce qui augmente sa viscosité. De plus, sa viscosité, aux fortes températures, est assez basse pour permettre aux bulles de gaz, après décrépitation, de quitter le foyer. Sa carbonisation ne débute qu'à 340°C.

EVALUATION DES RESULTATS.

29) Mode de représentation des résultats.

Les observations microscopiques faites sur les inclusions sont rassemblées dans les tables des chapitres descriptifs. La figure donne des informations sur la forme, la taille et le degré de remplissage approximatif à la température ambiante. Il est difficile d'estimer le degré de remplissage réel d'après la figure, les inclusions pouvant être très concaves. Au sujet des

p. 40.

dimension et taille dessinées, il y a lieu de noter que l'on a représenté des inclusions-types. Il en est de même pour les températures de changement de phases et de décrépitation. Ce sont aussi des valeurs moyennes. Si une seule température est mentionnée, cela signifie que la fréquence de distribution des températures mesurées montre un maxima bien net et les valeurs qui s'en écartent n'en diffèrent pas plus de 10°C. Ces différences doivent être dues à des erreurs d'observation ou des effets de retard.

A cause des effets de retard dans les transitions de phases (phases métastables) seules les valeurs obtenues en chauffant sont comparables mutuellement.

30) Transitions entre inclusions primaires et secondaires et inclusions primaires, de nature variable.

Un certain nombre de cristaux montrent des inclusions identiques, mais ont des températures d'homogénéisation si différentes qu'il doit y avoir une divergence fondamentale dans la composition. La première idée de l'auteur pour expliquer ce phénomène fut de supposer une nature hétérogène du liquide-mère au moment de la formation de l'inclusion. Une telle cristallisation, à partir d'un liquide-mère hétérogène, a été décrite par SMITH [1959]. Il signale une composition d'inclusions allant de l'inclusion d'une phase gazeuse pure d'un côté, à une simple phase liquide de l'autre, les deux types étant liés par toutes sortes de cas intermédiaires.

Si l'on admet que l'état à deux phases du liquide-mère est le résultat du refroidissement d'un fluide homogène primaire et non un mélange mécanique, l'extension (l'intervalle) de la température d'homogénéisation sera d'une étendue limitée. Quoique, théoriquement, l'équilibre entre les deux phases puisse exister jusqu'aux plus basses températures. Toutefois les densités des deux phases à, disons 200°C, sont si différentes, qu'une distribution statistiquement égale des deux phases dans le liquide-mère devient très improbable.

On peut même se demander si la cristallisation, à partir d'un fluide hétérogène peut être invoquée comme explication possible pour la genèse de l'inclusion-type décrite plus haut. L'auteur est sceptique, surtout dans le cas de filons, quant à la possibilité fréquente d'un milieu hétérogène dans l'intervalle de temps suffisamment long pour que se produise l'inclusion durant le processus de grandissement des cristaux. Son attitude sceptique résulte d'observations sur le grossissement artificiel de cristaux comme ^{le} phosphate d'ammonium bi-hydrogéné et le sulfate de triglycine.

Un certain nombre de ces cristaux se développant à partir de solutions aqueuses montrent des inclusions avec arrangement zonal. Parmi celles-ci, quelques-unes sont en partie remplies de bulles d'air. Ces inclusions sont à attribuer aux irrégularités dans le contrôle thermostatique de la solution se refroidissant graduellement, accompagné par un phénomène de sursaturation.

Ces facteurs interfèrent dans le développement régulier du cristal. Les cavités en sont le résultat. Toutefois la solution ne contient pas d'air sous forme de bulles. Donc celles-ci doivent avoir leur origine dans la rupture même de l'équilibre.

p. 43 Apparemment, les surfaces croissantes irrégulières des cristaux présentent des noeuds pour l'exsolution de l'air. Ce processus d'inclusion de nature hétérogène à partir d'une solution homogène, peut également se produire pour la formation d'inclusions de filons (vein minerals). D'après les conditions théoriques on peut prédire que le phénomène décrit plus haut, s'il se produit, sera plus prononcé avec les valeurs PTX où les changements de température ont le plus d'effets, en particulier dans les parties critiques du système.

Revenant au cas de températures d'homogénéisation inégales à partir d'inclusions presque identiques, on doit également considérer la possibilité de cristallisation (et par consé-

quent : formation d'inclusions) pendant un certain intervalle de température. Il y a de fortes possibilités pour cela dans le fait que nombre d'inclusions de nature primaire certaine, à l'intérieur d'un cristal, sont identiques (même contenu, même température d'homogénéisation) avec des inclusions secondaires d'autres cristaux. Ces observations signifient que l'intervalle d'abaissement de la température est assez grand pour produire des cristaux ayant des inclusions de composition différente observables. Nous devons à nouveau penser que ces différences seront plus nettes avec des solutions aux valeurs PTX critiques.

31) Résumé des inclusions des veines de quartz "jeune".

En comparant les résultats de l'étude des inclusions de quartz, on distingue facilement deux types d'inclusions.

Le premier type est marqué par une série remarquable de faits (particularités) :

- a) température d'homogénéisation élevée ;
- b) un grand intervalle des températures d'homogénéisation ;
- c) une grande quantité de CO₂ (environ 30 vol. % à 31°C ;
- d) l'apparition fréquente d'une troisième phase entre 20°C et 31°C ;
- e) la troisième phase (se montrant) peut être soit un liquide CO₂, soit une phase CO₂ gazeuse ;
- f) une décrépitation se présentant rapidement ;
- g) des dimensions relativement grandes ;
- h) une forme modérément concave ;
- i) peu d'inclusions sont vides ;
- j) l'absence d'effets de tension dans le cristal les contenant.

On a vu, d'après les considérations théoriques, que la combinaison de ces particularités n'est pas seulement accidentelle. Mais c'est bien une conséquence des relations PTX au

moment où se forme l'inclusion.

On est donc en mesure de déduire de ces données sur les inclusions, les circonstances même ayant accompagné la cristallisation du cristal (quartz) qui contient ces inclusions.

32) Composition des fluides inclus dans les veines de quartz jeune.

La composition peut être estimée, d'après le rapport phase H₂O-riche / phase CO₂-riche, la densité de la phase CO₂-riche et la solubilité du CO₂ dans l'eau à 31°C. La quantité d'eau dans la phase CO₂-riche est négligeable d'après des données de WIEBE et GADDY, 1939 .

p. 44.

Le rapport $\frac{CO_2}{H_2O}$ varie de 1/1 à 1/2. La densité de la phase CO₂-riche peut être déterminée d'après le comportement des inclusions lorsqu'elles sont refroidies au-dessous de 31°C. L'apparition de la phase-vapeur CO₂ entre 10° et 25° dénote une densité de 0,850 à 0,750 g/cm³, d'après les données de KENNEDY [1954], fig. 30'.

Des inclusions montrant l'apparition d'une 3^e phase à une température aussi basse sont rares dans les veines de quartz jeune. Si elles montrent cette phase, cela n'est qu'accidentel et doit être attribué à un retard de transition de phase. D'après la basse température à laquelle apparaît la 3^e phase, on peut conclure qu'une pression plus forte que la pression des trois phases est présente dans les inclusions à 31°C. Cette pression peut atteindre 80 kg/cm², et plus. A ces pressions et températures, la quantité de CO₂ dissoute dans la phase H₂O-riche peut être estimée à 2 mol. %, d'après les données de HAENEL [1920], fig. 31. On en déduit que la composition de l'inclusion sera comprise entre 17-14 molécules % de CO₂.

Plus courantes dans les veines de quartz jeune, sont les inclusions montrant l'apparition d'une 3^e phase (gazeuse) en refroidissant de 31° à 25°. Un tel comportement du contenu des inclusions correspond à une densité de la phase CO₂ riche al-

lant de 0,75 à 0,45 g/cm³.

Or, 0,45 g/cm³ est à peu près la densité critique. Des inclusions avec une phase CO₂ riche de cette densité montrent une disparition soudaine d'une 3^e phase à 31°C. - La densité critique exacte n'est atteinte que rarement. Plus courante est une disparition soudaine d'une petite phase vapeur près du point où l'homogénéisation du contenu CO₂ devrait s'être produite.

Compte tenu que 2 molécules pour cent de CO₂ sont dissoute dans la phase eau-riche, la composition de ces inclusions ira de 14 molécules % à 8,5 molécules % CO₂ pour un rapport $\frac{H_2O}{CO_2} = \frac{2}{1}$. Généralement ce rapport est moindre, spécialement avec des inclusions de densité basse, ou voisine de la densité critique.

Seules des inclusions du quartz se trouvant près des péneplaines triasiques montrent la condensation de liquide CO₂ en refroidissant au-dessous de 31°C. La condensation est visible comme bordure autour des bulles de gaz, ayant un index de réfraction plus bas que celui de l'eau. En continuant à refroidir, les dimensions de la bulle de gaz diminuent.

La condensation du liquide CO₂ signifie une densité plus basse de la phase CO₂-riche que celles des types décrits précédemment. Elle va de 0,45 g/cm³ à 0,25 g/cm³. Le rapport $\frac{H_2O}{CO_2}$ varie de $\frac{2}{1}$ à $\frac{3}{2}$. Et comme l'isochore PT coupe la ligne des trois phases du système H₂O-CO₂, ces inclusions possèdent aussi à 31°C une pression suffisamment forte pour maintenir des quantités appréciables de CO₂ dissoutes dans la phase eau-riche (environ 2 molécules % à 31°C). La composition générale des inclusions montrant la condensation de liquide CO₂ comme 3^e phase, sera de 8,5 à 6,5 molécules % CO₂.

Quant à la composition du dernier type, on doit y mentionner des cristaux cubiques de sel (probablement NaCl) qui sont communément présents. Les inclusions ayant des densités de CO₂ plus fortes ne contiennent jamais ces cristaux. Cela doit pro-

venir de l'effet de "dessalage" des gaz dissous [KHITAROV, 1959]. Ce n'est que pour des densités de CO₂ basses que d'appréciables quantités d'alcalis et chlorures peuvent être dissoutes (quantité estimée à 10 vol. %.) Cela ne signifie pas, toutefois, que les inclusions ayant de fortes densités de CO₂ sont exemptes de solides dissous. Cela signifie seulement que la concentration de sel n'est pas assez forte pour donner lieu à la cristallisation d'une phase solide individuelle. De plus, on montrera plus loin que les fortes températures d'homogénéisation que l'on trouve pour les inclusions à forte densité ne correspondent pas aux données expérimentales. Ces températures d'homogénéisation sont plus élevées de 30° que les températures auxquelles les isochores, pour une pression et une composition données, coupent la surface-limite du système H₂O-CO₂. On attribue ce fait surtout à la solution de matières solides, qui augmentent les valeurs critiques du système, comme cela a été déterminé expérimentalement par KHITAROV et MALININ [1959] pour un CaCl₂ contenu dans un système H₂O-CO₂.

33) Pression de cristallisation et gradient de pression pendant l'essai d'homogénéisation.

L'une des conclusions les plus intéressantes à tirer du comportement des inclusions au chauffage ou au refroidissement est le gradient d'augmentation de pression (ou diminution) au moment de l'inclusion du fluide dans le cristal. Car cela donne des informations sur les conditions géologiques régnant au moment même de la cristallisation.

On a vu du point de vue théorique que la solution d'une matière très volatile dans un solvant altérera considérablement le tracé des isochores du solvant considéré seul. Un système comprenant de l'eau et sa vapeur, par exemple, montre une faible augmentation de pression par augmentation iso-volumétrique de la température, jusqu'à ce que disparaisse une des phases. Alors, dans le cas d'homogénéisation en phase liquide,

ou à une très forte augmentation de pression (fig. 1 et 3).

Une solution de CO₂ occasionne un départ plus raide de l'isochore, l'augmentation de pression au début étant surtout réglée par le gaz comprimé seulement. Aux fortes températures, toutefois, la densité totale du CO₂ et de l'inclusion remplie d'eau devient le facteur prédominant. Cette densité totale peut être moindre pour des quantités importantes de gaz que pour une inclusion remplie d'eau. Une plus basse densité signifie une plus grande compressibilité. Ce qui explique que l'isochore d'une inclusion CO₂ ne montrera pas une aussi rapide augmentation de pression une fois que l'homogénéisation s'est faite, que l'inclusion remplie d'eau pure d'un degré total correspondant, malgré le départ très raide de l'isochore (fig. 27).

Cette idée est confirmée par les températures élevées d'homogénéisation que montrent les inclusions de CO₂-riche. Ces valeurs ne peuvent être obtenues que dans l'intervalle de pression faible (350 à 450 kg/cm²) de la surface limite PTX (fig. 13).

Il semble qu'il existe une incompatibilité entre les fortes températures d'homogénéisation relevées avec les inclusions à CO₂-riche, montrant l'apparition d'une phase gazeuse au refroidissement de 31° à 25° (les L1 et L2 G (25°) type) et les données de MALININ [1959]. D'après son diagramme, les températures de 330°-360° sont en dehors de l'aire à deux phases d'un système comprenant 10-15 molécules % CO₂ (fig. 28).

Cette incompatibilité entre la théorie et les vraies données (expérimentales) des températures d'homogénéisation peut résulter du retard (surchauffe) et de la solution de solides. Ces derniers augmentent les température et pression critiques de l'eau. On a mentionné déjà plus haut la présence d'une solution saturée de sels dans les inclusions du type à densité basse CO₂. Etant donné leur position similaire dans la suite paragénétique, la présence de concentrations appréciables de sels dissous peut être admise pour toutes les inclusions de quartz de ce type.

L'évaluation théorique des températures d'homogénéisation et transitions de phase nous ont donné une idée sur les pressions se produisant au moment de l'homogénéisation, c'est-à-dire : entre 350 et 450 kg/cm². L'évidence géologique confirmant cette idée provient de l'observation de la différence de niveau de 200 mètres entre les gîtes de St Joseph (n° 45) et Grande Taillée (n° 49). Ils sont près l'un de l'autre et contiennent tous deux du quartz et de la sidérose de même paragenèse. Et pourtant cela est suffisant pour produire dans le quartz un contenu d'inclusions d'un comportement totalement différent au refroidissement sous 31°C. Le quartz le plus haut montre du liquide CO₂ (les types L₁GL₂(30°)), alors que celui le plus bas (Grande Taillée) montre une phase liquide CO₂ contractée et des bulles de CO₂ gazeux (les L₁L₂G (25-31°) type). Cela n'est pas un cas accidentel. Mais cela a été observé sur tous les gisements de quartz voisins de la pénélaine triasique (paléo-surface).

Cela montre qu'une surcharge de 200 à 300 m de rocher, correspondant à environ 50-100 kg/cm² détermine le caractère de la transformation de phase des inclusions.

Un tel contrôle prédominant pour un faible changement de pression ne peut se produire que dans l'intervalle des basses pressions, où 100 kg/cm² passe déjà pour une valeur relativement grande.

Un abaissement de pression de 100 kg/cm² par exemple, dans un processus de cristallisation se produisant à 800 kg/cm² ne peut pas produire de changement dans le tracé des isochores changement si profond que la ligne des trois phases viennent couper l'aire d'homogénéisation du CO₂ gazeux, au lieu de l'aire d'homogénéisation du liquide. En extrapolant entre les valeurs de la pression de 50-75 kg/cm² à 31°/cm² et 350-450 kg/cm² à 260°-350°C on peut conclure à une allure régulière des isochores. Plus les densités de CO₂ seront basses à 31°C, plus plates seront les isochores. Les plus basses sont les

pressions ultimes d'homogénéisation. Le tracé des isochores, pour des inclusions de composition L_1, L_2, G_2 (25°), L_1, L_2, G (31°) et L_1, G, L_2 (31°) sont représentées figure 32.

34) La température de cristallisation.

La sensibilité de la composition du liquide des inclusions à une différence de pression hydrostatique de quelque 100 kg/cm² montre que la cristallisation s'est produite près du point d'hétérogénéisation du liquide-mère. Une baisse de pression de 100 kg/cm² par exemple, pour une solution minéralisante de concentration = 9,5 mol. % CO₂ et une densité totale correspondant à un degré de remplissage avec de l'eau à 20°C, pour partie de 0,65, cristallisant à 600°C, ne peut donner un changement de composition (fig. 32). Il s'ensuit qu'il n'y a pas lieu d'appliquer de corrections de pression à ces inclusions pour déterminer la température de cristallisation réelle à partir de la température d'homogénéisation.

p. 49

De plus, le grand intervalle des températures d'homogénéisation allant de 270° à 360° pour toutes les inclusions de ce type, et variant de quelque 40° d'un cristal de quartz à un autre, montre que l'inclusion s'est produite au moment (ou tout de suite après) où le liquide-mère devenait hétérogène. Car seules de telles conditions de cristallisation peuvent expliquer le grand intervalle des températures d'homogénéisation comme un effet de refroidissement durant la cristallisation, ou l'inclusion de matière hétérogène [SMITH, 1959].

Cette dernière possibilité ne doit pas être sous-estimée. En effet, les ruptures d'équilibre ayant causé les cavités sur les surfaces du cristal grossissant peuvent être responsables de l'hétérogénéité de la solution. Ou bien la position d'une bulle de gaz sur la surface du cristal grossissant peut avoir empêché son développement régulier.

Nous supposons donc que les températures de cristallisation réelles sont représentées par les plus basses températures d'homogénéisation, allant de 270° à 310°. Ce sont là des températures qui surprennent par leur élévation, s'agissant de la dernière phase de minéralisation d'une paragenèse épithermale, caractérisée par un petit nombre d'espèces minérales et un faible contenu d'éléments en trace.

35) Conditions générales de cristallisation d'une veine de quartz jeune.

En plus des données de température et pression, les inclusions fluides donnent des indications sur la position du minéral dans la suite des événements tectoniques et paragénetiques. Si l'on observe par exemple de grosses inclusions, remplies de gaz liquéfié, dans un filon de quartz, cela montre que ce quartz n'a pas subi de pressions tectoniques fortes (stress).

Ce qui implique, si ces inclusions ont été trouvées sur un quartz situé sur un plan de faille (comme pour le gîte de Vaujalaz) que la minéralisation s'est mise en place après les phases tectoniques importantes. On constate toutefois (pour le quartz de Vaujalaz) des effets de tension faibles, comme extinction ondulose à un degré modéré, quelques zones cataclastiques. Ce qui montre que ce quartz n'est pas entièrement post-cinématique. Que les failles se sont produites après le dépôt de la veine de quartz jeune est indiqué par le fait que des inclusions du type L_1 G L_2 (25°-31°) se trouvent dans la zone interne de Belledonne, à 2 000-3 000 m d'altitude. Alors que le même type d'inclusions dans la zone externe se trouve entre 700-1 400 m suivant la position de la pénéplaine triasique. Cette différence d'élévation qui est corroborée par d'autres données géologiques, s'est produite apparemment sous l'effet de mouvements tectoniques plus jeunes, qui ont été suivis

seulement par le glissement gravimétrique de la nappe des bordures liasiques le long du Massif de Belledonne.

Ce dernier fait explique l'absence de gîtes métallifères dans cette nappe, alors qu'il devrait y en avoir, comme dans la couverture autochtone du dôme de La Mure, où les gîtes sont courants.

p. 50

La rareté d'inclusions secondaires qui se distinguent des inclusions primaires par une composition différente, et telles qu'il devrait s'en être formé alors que des inclusions minéralisantes passent une seconde fois au travers de la même veine, désignent les filons de quartz comme les formations les plus jeunes. Peut-être faut-il voir, dans la continuité existant entre inclusions primaires et secondaires, l'indice de la fin du processus de minéralisation. Quoiqu'il en soit, l'étude des inclusions confirme, même à ce sujet, les relations d'âge déduites de la texture et de la paragenèse. D'autres conclusions tirées de cette étude des inclusions, d'intérêt purement local, sont mentionnées dans la section minéralogique des chapitres descriptifs.

36) Inclusions des filons de quartz anciens.

Contrairement à ce qui a lieu pour le quartz jeune, les inclusions des filons anciens ne présentent pas de caractères aussi marqués. Elles sont caractérisées par :

- a) un faible intervalle de températures d'homogénéisation modérément élevées ;
- b) une rare apparition d'une 3e phase au refroidissement au-dessous de 31°C ;
- c) un contenu régulier de gaz sous pression ;
- d) décrépitation à hautes températures seulement ;
- e) relativement petites tailles ;
- f) des formes très concaves et anastomosées ;
- g) un cristal montrant des signes abondants de ten-

sion (stress)

- h) beaucoup d'inclusions vides;
- i) prédominance d'inclusions secondaires.

37) Composition des fluides inclus dans les vieux filons de quartz.

Bien que les essais de broyage montrent à l'évidence la présence de CO₂ sous pression dans les inclusions, le refroidissement au-dessous de 31° C (jusqu'à - 5° C) ne produit pas une condensation observable d'une phase CO₂ liquide, ou la contraction du liquide CO₂ en une phase vapeur.

Les inclusions qui ne présentent pas la contraction de la phase liquide CO₂ au refroidissement entre 31° C et 10° C doivent être très rares, puisque, étant donné leur CO₂-densité extrêmement élevée, leurs isochores sont si raides (fig. 30) que, théoriquement, elles doivent passer dans un champ du diagramme PTX où les courbes-limites ne sont pas continues (fig. 11 et 13). Il s'ensuit que la miscibilité entre l'eau et la phase CO₂-riche ne sera jamais achevée sous des conditions géologiques normales. Si toutefois de telles inclusions à forte densité montrent l'apparition d'une phase CO₂ gazeuse seulement à basses températures (moins de 10° C), cela peut être tout à fait dû à des effets de retard de transition de phase.

Si l'on exclut le cas de densité-CO₂ extrêmement élevée, il y a plusieurs possibilités à envisager pour expliquer l'absence d'une phase CO₂ liquide au refroidissement sous 31° C:

- le contenu réel de CO₂ est si petit qu'aucune phase CO₂ de condensation n'est observable ;
- comme résultat de la pression existante, à la température ambiante, des quantités considérables de CO₂ sont dissoutes dans la phase liquide H₂O riche ;
- l'isochore de l'inclusion ne coupe pas la ligne des trois phases.

La première possibilité ne peut être exclue dans certains cas. Mais il est bien improbable que le dégagement habituel de gaz à l'essai de broyage soit produit par une faible quantité de CO₂. Les inclusions ne sont jamais nombreuses, ni grandes. Au contraire, elles sont plutôt petites. Et les fragments de cristal montrent que nombre d'inclusions n'ont pas été écrasées à l'essai. La faible taille des inclusions rend difficile la non présence d'une 3^e phase. Le contenu en CO₂ non condensable peut s'expliquer aisément en imaginant une pression plutôt élevée dans les inclusions, à la température ambiante. Par exemple, à 50 kg/cm² et une température de 15°C, environ 2,1 mol.% CO₂ sont solubles dans l'eau (fig. 31). Ce chiffre augmente très fort par abaissement de la température et atteint 3,1 mol.% à 0°C. Donc, si du CO₂ est présent dans le "corps sphérique", il doit, au refroidissement, passer dans la solution aqueuse et diminuer la phase volatile de CO₂. Le résultat sera une baisse de pression dans la cavité, l'augmentation de volume de la solution aqueuse étant moindre que le volume de CO₂ occupant auparavant le "corps sphérique". La baisse de pression fera dissoudre moins de CO₂ dans l'eau. Cela signifie que l'isochore peut couper la ligne des 3 phases, quoique l'intersection puisse se produire à très haute température (peut-être sous le point de gelée de la phase aqueuse, ROEDDER, 1962), les isochores étant presque parallèles à la ligne des trois phases (fig. 30).

Ce raisonnement amène à la conclusion que, si des inclusions contenant du CO₂ ne montrent pas sa condensation dans l'intervalle de température 31° - 15° C, il sera difficile de détecter la transformation de phase en refroidissant encore, étant donné la faible quantité de CO₂ présent dans la phase gazeuse à basses températures.

En règle générale, on peut dire que plus l'isochore est plate, plus il est difficile de détecter le CO₂ dans une phase liquide.

La composition du contenu d'une inclusion peut être calculée à partir de la solubilité du CO₂ dans l'eau à 40 kg/cm² et 15°C. (elle est à peu près de 1,8 mol.% CO₂), la densité du CO₂ dans la phase gazeuse (allant de 0,15 g/cm³ à 0,05 g/cm³) et le rapport entre la phase vapeur et phase condensée (généralement 1/4). Cette composition peut varier, d'après les figures 30 et 31, entre 2,5 et 4,5 mol.% CO₂.

38) Températures d'homogénéisation.

L'homogénéisation des inclusions des vieux filons de quartz s'effectue dans un intervalle de température plutôt étroit (260° à 270°) malgré la grande diversité des types de filons et de situation géologique.

Dans un même cristal, l'intervalle est encore plus petit et les températures d'homogénéisation ne diffèrent pas plus de 15°C. Apparemment, elles ont été de densité uniforme au moment de la formation de l'inclusion, et se sont formées dans un milieu homogène. Ce qui signifie que pour établir les températures de cristallisation, il faut faire la correction de pression.

39) Pression d'homogénéisation et pression et température au moment de la cristallisation des vieux filons de quartz.

Le tracé de l'isochore, pour une inclusion de composition 3 à 4 mol.% CO₂ est donné par son intersection avec la ligne des trois phases (qui ne se produit pas dans ce cas) et la température d'homogénéisation. Pour cet intervalle de composition, la température d'homogénéisation correspond à une pression d'environ 240 kg/cm². Dans le cas où le degré de remplissage peut être estimé avec précision, et la composition est connue, le tracé de l'isochore peut être construit d'après les données extrapolées de KHITAROV [1956b].

Comme le montre la figure 33, le tracé de l'isochore est plutôt plat dans la partie des basses températures, ce qui se produit avec des inclusions d'eau pure. Ce n'est qu'à la fin de l'essai d'homogénéisation, lorsque la phase liquide remplit presque complètement la cavité, que la pression augmente rapidement et l'homogénéisation se réduit à une question de solubilité du CO₂ dans l'eau. C'est pourquoi les dimensions de la bulle restent presque constantes et se comportent de façon différente du "vide de contraction" de l'inclusion d'eau pure.

Le fait que la décrépitation ne se produit que juste avant ou après l'homogénéisation (si elle se produit) montre le tracé plat de l'isochore dans la partie (du diagramme) des basses températures et un tracé raide près de la température d'homogénéisation.

Au moment de l'homogénéisation l'isochore coupe le plan limite sous un grand angle, ce qui explique l'intervalle étroit des températures d'homogénéisation. Le tracé continu et raide de l'isochore montre que, si la température vraie d'inclusion reste au-dessus de la température d'homogénéisation, la vraie pression doit avoir été très forte également.

On a des indications montrant qu'il s'agit de gîtes à haute température. Par exemple le contenu FeS de la blende correspond, d'après KULLERUD [1953] à une température de cristallisation située dans l'intervalle 300°-400°C. L'exsolution de la bornite à partir de la chalcoppyrite, de la chalcoppyrite à partir de la blende, les teneurs élevées en Ag et bismuth de la galène [SCHROLL, 1955] sont autant de facteurs tendant à indiquer une paragenèse à température relativement élevée (300°-350°C).-

En admettant que la température de cristallisation du quartz de la vieille minéralisation ait été au moins de l'ordre de 325°C, une extrapolation du tracé de l'isochore conduit à lui faire correspondre une pression de 1 000 kg/cm² et plus.

Cette valeur de la pression représente un chiffre possible géologiquement, étant donné que ce type d'inclusion ne

permet pas de montrer d'influence attribuable à des différences de niveaux de mise en place. Des cristaux de quartz situés à l'altitude de 400 mètres ont presque le même contenu fluide des inclusions que ceux du même type se trouvant à une altitude de 1200 m, quoique cette différence (d'altitude) corresponde à une pression lithostatique d'environ 250 kg/cm². L'absence d'effets dus à de telles différences de niveau signifie que la pression lithostatique totale doit avoir été très forte et (par rapport) 250 kg/cm² est une faible valeur.

40) Conditions générales de cristallisation.

Dans cette étude, on a utilisé largement les inclusions pour caractériser le minéral les contenant. Les inclusions fluides fournissent un moyen commode de discrimination des phases individuelles, spécialement pour des phases quartzeuses. Ce qui permet d'établir les relations d'âge entre elles.

On peut même soutenir que sans l'étude des inclusions fluides, les phases successives d'un minéral comme le quartz, de composition si constante, ne pourraient être reconnues, dans la mesure où ces phases quartzeuses ne font pas partie d'un système de filons s'entrecoupant.

On a remarqué dans les paragraphes ci-dessus que la cristallisation du quartz de la vieille paragenèse se faisait dans des conditions tout à fait différentes de celles du quartz jeune. La présence habituelle d'effets de tension (extinction onduluse et cataclase), d'inclusions vides, et l'abondance d'inclusions secondaires confirme ce point de vue et aide à discriminer les différentes phases quartzeuses. Il est évident que des mouvements tectoniques majeurs se sont produits après la mise en place des vieux filons. La solution minéralisante de la paragenèse la plus jeune a causé une recristallisation partielle des minéraux les plus anciens et introduit des inclusions secondaires le long des fractures cicatrisées.

CHAPITRE II.

ETUDE PAR RAYONS X.

55.-

1) Essai de pureté et échantillons d'ankérite analysés.

Les analyses de l'ankérite ont révélé que parfois le rapport Ca/Mg + Fe + Mn est tout à fait différent du rapport idéal. Pour s'assurer que le minéral analysé est seulement de l'ankérite, on a préparé des diagrammes de Rayons X avec une caméra de 9 cm Debye-Scherrer.

Ces diagrammes montrent que des échantillons présentant un excès net de Ca sont contaminés par de la calcite. On a essayé de séparer l'ankérite de la calcite à l'aide de liquides denses sur échantillons finement broyés. La séparation complète, toutefois, n'a pu être obtenue à cause de la texture imbriquée due à des remplacements métasomatiques mutuels. Ce qui avait déjà été observé au microscope à la lumière incidente. Des sections polies ont été très utiles pour discriminer les deux carbonates. Après polissage prolongé, le relief permet une identification plus positive que ne le permet la lumière transmise en sections minces d'après les indices de réfraction.

Pour évaluer les données des analyses chimiques, il est nécessaire de connaître la quantité de calcite présente dans l'échantillon. Cela a été réalisé en comparant l'intensité de la réflexion (211) de la calcite de l'échantillon avec celles que donnent des échantillons de composition connue.

Les mélanges standard d'ankérite et de calcite contiennent 1, 2, 3, 10 et 15 wt% de calcite. On peut détecter 1 % avec la méthode des poudres, étant donné que la réflexion (211) est très puissante.

(Note du traducteur).- le wt % est le pourcentage en poids ; le mol % est le pourcentage moléculaire.

Quoique la petite caméra à poudre ait l'avantage de donner une réponse rapide à la question, à savoir s'il y a de la calcite ou non dans l'échantillon, la vraie teneur quantitative de calcite contenue ne peut être donnée que par des mesures au diffractomètre.

Une proportionalité entre la hauteur des pics observés et le contenu de la calcite a été observée comme s'effectuant pour des concentrations de 1 à 2 % de calcite. Pour moins de 1 %, les pics arrivent à peine à dépasser les fluctuations du fond continu.

Des mesures suffisamment précises (moins de 10 % d'erreur relative) sont possibles avec des échantillons contenant de 2 à 10 % de calcite. Plus le pourcentage de calcite est élevé, plus voisine est la proportionalité. Ainsi on peut calculer le pourcentage moléculaire d'ankérite ou dolomie en soustrayant la calcite du mélange.

2. La variation des distances interréticulaires avec la composition chimique des ankérites.

Après correction pour la calcite mélangée, et après s'être assuré que toute la calcite non corrigée est en teneur inférieure à 1 %, il existe encore un certain nombre d'analyses où le rapport $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$ est supérieur à la valeur idéale. Apparemment, en plus de la substitution Mg + Fe + Mn signalée habituellement, chacun des éléments peut également être déplacé par Ca et inversement. L'habituel excès de Ca des analyses d'ankérite est signalé par SMYTHE et DUNHAM [1947]. Mais la pureté de leurs échantillons n'a pas été vérifiée aux RX.

L'auteur disposant d'une série d'analyses d'ankérites et des données correspondantes de mesures au diffractomètre (RX), il a semblé intéressant de rechercher les effets de chaque type de substitution sur les paramètres de la maille élémentaire.

Cela n'avait pas encore été fait et peut conduire à une approximation intéressante de la composition chimique.

La cristallographie de séries de solutions solides de calcite - dolomite - magnésite et autres carbonates rhomboédriques naturels ou artificiellement produits a été étudiée par GOLDSMITH et HEARD [1955-1962] et il y a peu à ajouter à ces travaux.

Les variations de paramètres de la maille élémentaire a_0 et c_0 et les distances interréticulaires des séries de solutions solides de calcite - dolomite sont représentées dans la figure 34.

Ce diagramme correspond aux données de GRAF. on n'y prend toutefois en considération que la substitution Ca-Mg. La présence simultanée des substitutions Ca-Mg-Fe-Mn rend l'effet sur les paramètres de la maille plus compliqué.

Le remplacement du Mg par Ca ou Fe augmentera les paramètres de la maille. L'effet produit par Ca domine sur celui produit par Fe, le premier ayant un plus grand rayon ionique.

On a calculé les paramètres de la maille élémentaire à partir de la réflexion (211). La mesure de la distance interréticulaire relative à cette réflexion (211) a pu être effectuée à l'aide du diffractomètre disponible [Hilger] avec une précision suffisante pour permettre la comparaison avec les résultats de l'auteur à ceux de GRAF.

La valeur adoptée de la distance interréticulaire relative aux plans (211) est la moyenne des mesures effectuées sur les réflexions (211, 422 et 633). Pour les réflexions (422) et (633) on a utilisé les radiations Cu_{α} et $Cu_{\alpha 2}$. La mesure a été faite en faisant varier l'angle de réflexion dans les deux sens (augmentation et diminution de l'angle de réflexion).

Le diffractomètre a été étalonné à l'aide du quartz et de l'halite.- Une correction graphique a été effectuée pour chaque sens de rotation du compteur.

L'intensité faible de la réflexion (633), laquelle coïncide avec la réflexion (522) a nécessité l'emploi d'échantillons purs pour éviter l'interférence des deux réflexions.

Un broyage fin (tamisage inférieur à la maille 325) et un traitement aux liquides denses a permis de se débarrasser de la plupart des impuretés.

Les diagrammes aux rayons X montrant encore d'autres réflexions que celles de l'ankérite ont été écartés.

59.-

Quoique les erreurs relatives dans la détermination des distances interréticulaires aient été réduites, des erreurs instrumentales affectent encore les valeurs absolues. Afin de comparer les résultats de l'auteur à ceux de GRAF, il a été examiné un cristal de dolomie provenant de la même et réputée localité (BINNENTAL, Suisse). La valeur des distances interréticulaires de la réflexion (633) est de 2,8842 Å. Elle diffère peu à peu de celle obtenue par GRAF : 2,8857 Å.

Cette valeur tombe dans la série des valeurs de "d" des dolomies presque idéales qui vont de 2,8842 Å à 2,8857 Å. Le pourcentage de Ca dans ces dolomies varie de 49,55 à 50,76 mol % Ca CO₃.

Les valeurs des distances interréticulaires sont portées dans un diagramme (fig. 35) en fonction de la composition chimique de solutions solides de Ca Ca (CO₃)₂ ; Ca Fe (CO₃)₂ ; et Mg Fe (CO₃)₂.

Pour ne pas compliquer ce diagramme, on a confondu Fe et Mn. Ce qui introduit une erreur dans les distances interréticulaires comme fonction de Ca (Fe + Mg) et de la substitution Mg/Fe. En effet, les rayons ioniques du Mn et Fe bivalents diffèrent plus que ceux du Fe et Mg.

Il ressort du diagramme que les effets de la substitution Ca dominant sur tous les autres types de substitution. Il faut noter toutefois que les ankérites riches en Fe et Ca entrent difficilement dans ce cadre. Ce qui est peut-être dû au fort pourcentage de Mn de ces ankérites.

Il se peut que cela provienne du fait que Ca et Mn se substituent complètement l'un à l'autre dans la structure de la calcite.

Les densités sont, d'après SMYTHE et DUNHAM [1947]. Rapprochées des distances interréticulaires, elles permettent d'estimer la composition chimique des ankérites, les deux paramètres se coupant sous des angles forts.

CHAPITRE III.-

ANALYSES CHIMIQUES.

1. But des analyses.

page 60

Les gîtes métallifères de Belledonne étant d'un type plutôt uniforme, une des premières questions se présentant pour leur étude était de voir s'il y avait des différences notables dans la composition chimique des minéraux (individuels) rencontrés. Une indication dans ce sens est donnée pour la sidérose. GUEYMARD [1844] signale que la sidérose se présente sous deux formes ; l'une en grains grossiers, appelée Maillat et une autre finement grenue appelée Rives. GUEYMARD a montré que cette différence de structure avait une signification chimique également. Il disait que la sidérose ^Maillat contenait plus de Mg et moins de Mn que la sidérose de Rives.

2. Les analyses de sidérose.

Les analyses faites confirment pleinement l'existence de deux types chimiquement définissables de sidérose. Mais les données de GUEYMARD ne sont pas assez précises pour être utilisées dans une étude géochimique.

Etant donné que la sidérose se montre dans pratiquement tous les filons, et dans des paragenèses très différentes, on pense que sa composition reflète divers stades de mise en place des minerais. C'est pour cette raison qu'il a semblé nécessaire de faire des analyses de toutes les sidéroses de Belledonne. Toutefois, faire 160 analyses d'après les méthodes standard, représente un long travail. C'est pourquoi on a mis au point une méthode spéciale pour ces analyses.

3. Préparation de l'échantillon.

Les constituants (de la sidérose) à déterminer sont les fers (ferreux et ferrique), le Mn, le Mg, Ca, Ti, CO₂ et eau. Pour la détermination du Fe total, Mn, Mg et Ca, on a pris un échantillon de 0,5 g qui a été dissous dans HCl. Après que le dégagement de CO₂ a cessé, le peroxyde d'Hydrogène est ajouté pour oxyder le Fe ferreux dans l'état trivalent et Mn dans l'état quadrivalent. Le Mn bivalent gêne la préparation de la solution où seront déterminés Ca et Mg. On peut utiliser l'eau bromurée, oxydant puissant, au lieu du peroxyde d'H.

De grandes quantités de chlorure d'H empêchent la détermination de Mn. Et le peroxyde d'H gêne le titrage de Ca et Mg. Il s'ensuit qu'il faut les éliminer tous deux par évaporation complète qui sert également à précipiter le SiO₂ qui a pu être dissous. Le résidu est mis en solution avec de l'acide nitrique dilué. On filtre dans un filtre en porcelaine et transfère le tout dans un ballon de 250 ml. L'eau nécessaire à remplir ce volume servira au rinçage du résidu. Le résidu, comprenant du quartz et des fragments de roche, sera pesé après séchage du filtre en porcelaine.

p. 61

4. Analyses colorométriques du Fe.

On a essayé plusieurs méthodes de titrage colorométrique du Fe avant de décider l'usage de l'acide salicylique. Le complexe Fe-Salicylate donne une couleur améthyste, seulement pour de fortes concentrations de Fe (0,1 à 3,0 mg Fe ferrique par ml) ce qui constitue un avantage certain pour les analyses de Fe.

De plus, à l'aide de solutions standard, le système montre qu'il suit la loi de Beer, sur un intervalle vaste de concentrations (50-2 ppm dans la solution finale), avec une précision d'environ 0,1 %. Afin d'atteindre ces concentrations on ne doit prendre que 5 ml de la solution à échantillonner. Attention à

la pipette ! La moindre erreur pouvant affecter la précision de l'analyse dont Fe est le constituant principal, un graphique a été fait.

L'intensité de la couleur peut varier avec le pH. Donc, un contrôle rigoureux du pH de la solution finale est nécessaire car les résultats colorométriques sont à multiplier par 50. Cela a été déterminé en ajoutant une solution (buffer ?) d'ammonium-acétate et acide acétique, après addition de 10 ml - 1 % d'une solution de salycilate de sodium. La solution (buffer) doit maintenir le pH à une valeur de 2,6 pour laquelle le maximum de coloration est obtenu.

En finissant à 100 ml, la couleur est mesurée à 530 m μ .

5. Analyse colorométrique du Mn

La méthode générale de détermination colorométrique du Mn par oxydation en permanganate, dans une solution d'acide sulfurique (forte) est la meilleure pour ces analyses de sidérose. On prend 25 ml parties de la solution à échantillonner, la traite avec SiO₂, periodate (?) et acide phosphorique (qui décolore le Fe) et finit de remplir à 100 ml. Cela donne une coloration de permanganate d'une telle intensité que la loi de Beer est valable pour des sidéroses contenant 0,5-10 wt % Mn

6. Détermination du Ca et Mg.

Le titrage avec du di-sodium-éthylène-diamine (?) tetra-acétate (sodium-versenate) donne une méthode simple et rapide pour la détermination du Ca et Mg, éléments qui forment des complexes avec le versenate [SCHWARZENBACH, 1954]. La fin du titrage est marquée par un changement de couleur d'un indicateur adéquat.

Le Fe et Mn, toutefois, gênent cette détermination et doivent être éliminés. On le fait le mieux en les précipitant

en hydroxydes, ce qui se fait à un pH de 5.

p. 62.-

Le Mn ayant tendance à précipiter à des pH plus forts, et le précipité d'hydroxyde de Fe ayant tendance à s'emparer des ions Mg et Ca à pH forts, on doit faire attention en ajoutant le neutralisant hydroxyde d'ammonium. Le contrôle avec un pH-mètre est désirable. En faisant bouillir la solution on aura un précipité plus grossier et facile à filtrer.

Le titrage gagne en précision s'il y a de grandes quantités de Ca ou Mg présents. Donc, prendre 100 ml de la solution pour le traitement à l'hydroxyde d'ammonium. Après filtrage du précipité, refroidir la solution et remplir à 250 ml.

Les Ca et Mg réagissent également au versenate. Pour titrer Mg, il faut enlever Ca. Ca est précipité en tungstate de Ca en milieu alcalin. Pour être sûr que le précipité se fasse, ajouter un peu de CaCl_2 à l'avance. Le précipité doit se faire en présence de sels d'ammonium (1 g NH_4Cl et 5 ml de concentré de NH_4OH) pour éviter que Mg ne soit précipité sous forme d'hydroxyde.

Plusieurs analyses de contrôle de solutions standards ont montré que le précipité de Ca est quantitatif. Des quantités excessives de tungstate-Ca n'affectent pas le titrage de Mg.

Le titrage du Mg au versenate n'exige pas la précipitation du Ca et son filtrage d'élimination. Mais le pH doit être de 10. Dans ce milieu, la murexeine (purpurate d'ammonium) est un bon indicateur.

La seule objection à cette méthode est la difficulté d'observation du changement de couleur à la fin du titrage. Le changement de couleur passe du rouge au violet, indigo-violet, bleu au bleu-vert. Le changement de l'indigo au bleu est la plus sensible. Une couleur standard artificielle a été préparée et la solution de versenate a été standardisée pour ce

changement de coloration.

L'enlèvement du Ca de la solution à titrer pour Ca est simple. Une addition de 10 ml 15 % de hydroxyde de Na suffit pour précipiter Mg comme hydroxyde de Mg. Des essais sur des solutions de concentrations en Ca et Mg connues ont montré toutefois que le précipité de Mg emporte des ions Ca. La solution de versénate doit être standardisée pour plusieurs rapports $\frac{\text{Mg}}{\text{Ca}}$. L'Eriochroomblack T sert d'indicateur.

Le changement de couleur est facilement observable mais peut ne pas se produire complètement en présence d'une quantité appréciable d'hydroxyde de Mn. Dans ce cas, on doit enlever Mn de la solution, après précipitation du Fe, en traitant la solution neutralisée avec de l'eau bromée, qui précipite Mn en bioxyde..

7. Détermination colorométrique du Titane.

La détermination de traces de Ti, en présence d'excès de Fe nécessite une méthode spéciale d'analyse. Avec le procédé normal de coloration avec le peroxyde d'H, on doit enlever le fer. De plus, la couleur est trop pâle pour être détectée avec des concentrations de moins de 2 ppm de la solution finale.

La coloration au thymol est environ 25 fois plus intense que celle produite par la méthode du peroxyde. La détection du Ti en concentration de 0,05 ppm est alors possible [LEHNER et CRAWFORD, 1913].

Heureusement la coloration est optima dans l'acide sulfurique concentré, dans lequel le bioxyde de Ti est facilement soluble. Quoique le fer ne produise pas de complexe coloré avec le thymol, les sulfates de fer colorés peuvent gêner. On tourne le problème en empêchant la plus grosse partie du

fer d'entrer dans la solution, ce que l'on fait en chauffant l'échantillon dans un creuset pour convertir le carbonate de fer ou l'hydroxyde en Fe_2O_3 et Fe_3O_4 , composés de Fe qui sont insolubles dans une solution de sulfate d'ammonium et acide sulfurique concentré, alors que les essais de l'auteur ont montré que TiO_2 était facilement soluble dans ce mélange.

Après refroidissement de la solution, décanter dans un ballon de 50 ml et ajouter 5 ml de coloration à 1 % thymol dans l'acide acétique. Compléter le volume avec de l'acide sulfurique concentré. On doit faire attention, lorsqu'on ajoute l'acide sulfurique, pour éviter la désintégration du thymol par la chaleur. La solution rougeâtre est comparée à 470 milli- μ avec une solution standard, et neutre, toutes deux également traitées avec le mélange de fusion et les oxydes de Fer.

8. Détermination acidimétrique du CO_2 .

La méthode gravimétrique usuelle pour déterminer CO_2 quantitativement est plutôt embarrassante. Bien que la teneur en CO_2 ne donne aucune indication d'intérêt géochimique pour la sidérose, on ne peut toutefois omettre CO_2 de l'analyse, ne fût-ce que pour vérifier le total des contenants et la précision de l'analyse.

La méthode acidimétrique : traitement de l'échantillon avec une quantité connue d'acide et ensuite titrage de la solution jusqu'à neutralité, après que CO_2 a cessé de se produire, donne des résultats satisfaisants dans ce cas.

5 ml 10 N- H_2SO_4 sont employés pour dissoudre 0,5 g de l'échantillon et une solution à 1.0N- $NaOH$ pour titrer à un pH de 7. Avant titrage 10 ml d'une solution à 25 % de tartrate de Na est ajoutée pour enlever le fer en association complexe. Sinon il précipiterait comme hydroxyde. L'objection majeure contre cette méthode concerne la réaction de l'acide avec d'autres composés

que le carbonate. Quoique l'acide soit dilué et son attaque sur les oxydes et hydroxydes de fer soit lente (contrairement à ce qui se passe avec HCl ou l'acide nitrique) il est inévitable que quelques composés d'oxydes ou hydroxydes de Fe passent dans la solution. Ce qui signifie que tout l'acide employé dans l'essai sur la sidérose ne peut être crédité au contenu en CO₂.

La présence de composés de Fe en tant qu'oxydes et hydroxydes dans la sidérose est le résultat de l'altération, processus durant lequel Mg et Ca sont lessivés. Le reste du Fe est oxydé en l'état trivalent et forme des hydroxydes tels que goethite et lépidocrocite.

p. 64.- Des analyses de sidérose et d'ankérite à ce stade d'altération donnent des teneurs en CO₂ douteuses, les hydroxydes étant plus solubles que les oxydes de Fe, lesquels se trouvent normalement dans la sidérose très altérée. Une détermination du contenu en Fe ferreux et ferrique nous a montré le degré d'altération de l'échantillon étudié. Une analyse de l'eau peut également déterminer le degré d'altération. Le contenu en eau est proportionnel à celui d'hydroxydes et donne alors des idées sur le degré d'erreur du contenu en CO₂.

Pour compléter l'analyse, il reste à déterminer le Fer ferreux et le pourcentage d'eau.

9. Détermination volumétrique du Fer ferreux.

La solution servant pour l'analyse du CO₂ peut également être employée pour la détermination du Fe ferreux, le sulfate ferreux étant stable dans une solution d'acide sulfurique. Une partie de la solution est titrée avec du bicarbonate de potassium.

10. Détermination gravimétrique de l'eau et correction du contenu de CO₂.

Après séchage de l'échantillon dans l'air à 25°, la quantité d'eau, (soit humidité adhérente, soit chimiquement liée) a été déterminée au moyen de la méthode de Penfield.

En utilisant les données de l'analyse de l'eau et le rapport fer ferreux / fer ferrique on peut vérifier le contenu en CO₂ déterminé, avec la quantité de CO₂ qui devait être présente si les deux fers bivalents sont calculés comme cations carbonates. Il apparaît que, même dans le cas de carbonates tout à fait inaltérés, il y a toujours un déficit en CO₂, malgré le fait que les analyses soient tout à fait correctes et le total de l'analyse fasse bien 100 %. De plus, le contenu en Fe ferrique de telles sidéroses non altérées ne correspond pas avec le contenu en eau si ces fers ferriques sont considérés comme produits d'une altération commençante.

Comme déjà mentionné, les analyses d'échantillons altérés ne pourront pas montrer le déficit en CO₂ si le total de l'acide employé dans l'essai est calculé comme dû seulement au CO₂. Un facteur de correction peut être calculé d'après la quantité d'hydroxydes vraisemblablement présente d'après le contenu en eau. Les essais de l'auteur ont montré qu'environ 30 % (+ 5 %) des hydroxydes ferriques passent dans l'acide sulfurique dilué. Par conséquent son équivalent doit être soustrait du total d'acide consommé.

11. Détermination du Ti dans l'hématite, magnétite et ilménite.

Cette détermination en tant qu'élément-trace dans l'hématite, la magnétite, ou comme constituant principal dans l'ilménite a été faite de la même manière que pour les carbonates. La calcination de l'échantillon n'est toutefois pas nécessaire. Quant à la précision de la méthode au thymol, il est assez surprenant

de noter qu'une analyse d'ilménite de Chalanches montre un % taux moléculaire $\frac{\text{Fe}}{\text{Ti}}$ de $\frac{1,01}{1}$.

65.- 12. Analyses de blende.

Les variations de la composition de la blende, son mode d'apparition dans les gîtes et température de mise en place ont été abondamment étudiés [SCHROLL, 1955 ; KULLERUD, 1953]. Quelques analyses spectro et de contenu de Fer (réfléchi par sa couleur) indiquent que les blendes de Belledonne ont cristallisé sous des conditions très différentes, ce qui justifie une analyse de ses constituants secondaires. Les méthodes employées pour ce faire, ne présentent pas de technique particulière. On les mentionnera donc brièvement :

- a) Cuivre : Analyse courante par précipité bleu d'une solution dans l'acide nitrique, par l'ammoniaque ;
- b) Fer : id. ce rapport moléculaire $\frac{\text{ZnS}}{\text{FeS}}$ est calculé d'après le Fe total, moins la quantité nécessaire pour tenir compte de la chalcopyrite. Le pourcentage de FeS donne des informations sur la température de cristallisation [KULLERUD, 1953].
- c) Manganèse : détermination colorimétrique, id.
- d) Cobalt et nickel : par méthode chromatographique ;
- e) Cadmium : par ~~nôtre~~ méthode.

p. 66.- 13. Analyses de galène et tétrahédrite.

Estimation du contenu en Ag par méthode chromatographique... Les résultats obtenus à Arnhem (Hollande) sont comparables à ceux de GUEYMARD [1844].

14. Analyses de chlorite et stilpnomélane.

Méthode analytique comme pour les silicates.

DEUXIEME PARTIE

MINERALOGIE

p. 67.-

On passera brièvement en revue les différents minéraux de Belledonne tels qu'ils ont été observés par l'auteur.

1. Adulaire. Se trouve à Bonvillard, à haute altitude, accompagnée de galène, chlorite et quartz (en cristaux clairs). Le quartz montre des inclusions primaires à température de 180° d'homogénéisation. Paragenèse : âge alpin.
2. Albite. Très répandue dans Belledonne. L'albite en porphyroblastes marque les schistes de la Zone externe. Caractérisés par des aiguilles fines de rutile dénotant l'ancienne micro-foliation. Absente dans la Zone interne sous cette forme, elle s'y trouve alors comme produit du rétro-métamorphisme, altération de plagioclases [TOBI, 1959 ; KALSBEEK, 1962]. Egalement dans la couverture mésozoïque, accompagnée de petites veines et imprégnations. Elle montre donc à l'évidence, la redistribution de matériaux durant l'orogénèse alpine.

p. 68.-

3. Allemonite. A Chalanches. Signalée dès 1777 [SAGE] ; RAMMELSBERG [1844] ; Sb 37,85 % ; As 62,15 %.
Appartient à la genèse CO-Ni. Son exacte position dans la suite paragenétique n'a été établie qu'au regard de l'argent (qui est le plus vieux) et la pyrargyrite (qui est le plus jeune).

4. Anatase. (Octahédrite). Dans veines de quartz-chlorite près de Fond de France.
5. Anglésite. Dans tous les gîtes Pb Zn altérés. Surtout à Richesse.
6. Ankérinite. Avec la sidérose, galène et ZnS, c'est l'un des principaux minéraux de Belledonne.

Elle est présente dans divers types de filons et paragenèses et se trouve tant dans la Zone externe qu'interne. Généralement, c'est un produit de remplacement de la sidérose par des solutions de Ca. Sa chimie doit avoir été essentiellement modifiée par recristallisation.

Toutes les ankérites ont été analysées. Les échantillons ont été passés aux RX pour vérifier la pureté. Quand l'essai aux RX a montré la présence de calcite, qui est difficile à séparer de l'ankérite à cause d'une structure imbriquée, la quantité de la contamination a été estimée d'après la hauteur du pic du diagramme au diffractomètre et a été soustraite (v. RX).

On a fait les analyses d'ankérite en vue d'étudier une relation possible entre leur composition chimique et le processus de mise en place.

La composition de l'ankérite est représentée figure 36 comme solution-solide de $\text{CaCO}_3\text{-CaMg}(\text{CO}_3)_2\text{-CaFe}(\text{CO}_3)_2$ et $(\text{Mg-Fe})\text{CO}_3$. D'après le diagramme, on peut distinguer plusieurs groupes différents.

- p. 71. Groupe I : Les ankérites de ce groupe sont caractérisées par de fortes teneurs en Fe et Mn et une structure fortement imbriquée de cristaux "tendus". Les points noirs de la figure se réfèrent à ce type de structure. Ce sont tous des produits de remplacement de la sidérose.

Le caractère de la solution de remplacement est particulièrement net dans le filon de MALPOURCHIE (n° 32) où l'ankérite se présente comme un stade intermédiaire entre la sidérose et la calcite (fig. 37). Le mécanisme chimique de ce remplacement apparaît en comparant les analyses de sidérose et d'ankérite. Ce remplacement procède par incorporation de tout le magnésium présent dans la structure de la dolomie et un remplissage additionnel des restes des (points) de magnésium par le fer et le Mn, dans la même proportion que dans la sidérose. Il y a une tendance marquée à incorporer plus de Mn que de Fe, surtout lorsque Ca se présente en excès sur les autres cations bivalents. Ce fait peut fournir une explication sur la différence entre les températures expérimentales élevées nécessaires pour la formation d'ankérite très ferrugineuse, dans un milieu dépourvu de Mn, et les températures de cristallisation que l'on admet généralement [GOLD-SMITH et autres, 1962].

Les ankérites de ce groupe sont très répandues et on peut les trouver dans la Zone interne (Malpouchié, 32) et la Zone externe. Dans cette dernière, elles sont plus rares dans la partie W du synclinal carbonifère du Mont Jean et Grand Collet (Taillat, Rive, 72) que dans la partie E (de la zone externe), où on les trouve à l'extrême Nord : Richesse (103), St Georges-des-Hurtières (105), Bonvillard (108), Les Gorges (107) et l'extrême Sud : La Fayolle (21).

La figure 38 montre le remplacement de la sidérose par l'ankérite. Comme le montre la figure 39, toutes les ankérites ne sont pas des produits de remplacement. Des filons peuvent exister. La texture et la composition de ce groupe indiquent que la recristallisation ne semble pas s'être produite avec des ankérites.

La paragenèse du groupe I est de haute température, quelle que soit la position du gîte. Ces ankérites sont accompagnées

par des sulfures de CO, Ni et de la blende noire contenant quantité de chalcopyrite en solution solide (plus de 1 %). Il est intéressant de noter que les expériences de ROSENBERG [1959] sur la solubilité solide du Ca, Mg et carbonate de Fe dans l'intervalle de températures de 350° à 550° correspond aux analyses chimiques des ankérites du groupe I. En effet, les ankérites à fortes teneurs en fer (le % le plus élevé possible en présence de sidérose et de calcite) ne se trouvent que dans des paragenèses pour lesquelles une température élevée est probable.

Groupe II. Les ankérites de ce groupe ne peuvent pas facilement se distinguer de celles du Groupe I. Elles se présentent dans les mêmes conditions, dans la même paragenèse. Elles n'en diffèrent que par le degré de "tension", montrant moins souvent des extinctions onduleuses et interruptions. Dans plusieurs cas, une recristallisation partielle peut être observée, mais cela l'a été suivant un processus isochimique, puisque les différences chimiques, à l'intérieur de ce groupe, sont faibles.

Groupe III. Toutes les ankérites ne sont pas liées à la sidérose. Il y a également des exemples pour lesquels l'origine est inconnue, telle la "jeune" ankérite de Malrocher (n° 98). Ces phases minéralisantes tardives ont parfois donné lieu à une recristallisation partielle du contenu des vieux filons. De vieilles ankérites ou sidéroses peuvent également avoir été incorporées dans la solution jeune, donnant lieu alors à des ankérites d'une composition intermédiaire entre celle du vieux filon (groupe I) et celle de la "jeune" ankérite (n° 98). La composition du Groupe III doit être vue sous ce jour. Et cela explique peut-être que les ankérites de Remoud, Prodin et Le Doua ont une composition différente de celle de Malrocher, quoiqu'étant de la même phase.

Groupe IV. La composition des ankérites de ce groupe est intermédiaire entre celles dérivant de la sidérose (Groupe I et Groupe II) et un carbonate ayant presque la composition de la dolomie du gîte de Grand-Bois (n° 29). Il s'ensuit que ce Groupe se cantonne dans la Zone Interne (région d'Allemont). On pense que l'origine est de même nature que celle proposée pour le Groupe III. L'intervalle de composition est toutefois plus vaste et s'étend au Groupe II. Cela est dû à des quantités variables de vieux carbonates, incorporés dans la solution dolomitique, ou inversement, à l'incorporation de dolomie dans des solutions de sidérose. Dans le cas où de petites quantités de vieilles sidéroses ou ankérites étaient présentes, elles peuvent même avoir été complètement absorbées, comme dans les gîtes de Chalanches (23), Pont Rouge (24), Chamrousse (27). Ou bien elles ont été réduites à l'état de petits reliquats comme à Beauregard (31), Trois Laux (37) et St Charles (34) comme le montre la figure 37.

Dans ce type, le remplacement s'est produit d'une manière si inextricable que les deux composants sont difficiles à séparer (fig. 40). La cristallographie du minéral est orientée sur celle du minéral-hôte. Ou bien, en cas d'âges différents, le plus jeune (calcite) peut attaquer le plus vieux (ankérite) surtout dans son centre. Et un minéral situé à l'intérieur ne doit pas nécessairement être interprété comme un reliquat d'un plus vieux remplacement (St-Charles, fig. 40).

Groupe V. Les ankérites de ce groupe ne se trouvent que dans la Zone externe de Belledonne, à l'W du synclinal carbonifère du Mont Jean (région Villard). On les distingue par leur déficit en Ca et une teneur basse en Fe et Mn. Ce qui est en accord avec leur genèse, étant des produits de remplacement de sidérose à faible Mn et fort Mg. En contraste avec la série sidérose-an-

kérite-calcite de la Zone interne et la partie la plus orientale de la Zone externe, aucun dépôt de calcite ne s'est produit ici après la cristallisation de l'ankérite, ce qui explique le déficit en Ca. Comme pour les ankérites du Groupe I, ce groupe montre également une relation étroite entre la teneur en Mg de la sidérose et de l'ankérite, chacune ayant des pourcentages moléculaires égaux.

77.- Les ankérites de ce groupe constituent une des phases minéralisantes les plus jeunes, probablement d'âge alpin. En effet (Peyerère, Longerolle, 20) se trouvent dans le Trias, et aucun n'a été dérangé par des mouvements tectoniques.

On y trouve souvent de grands cristaux (euhédral.) ayant la courbure caractéristique des faces rhomboédriques (fig. 41).

Parmi les autres conclusions que l'on peut tirer du comportement chimique de l'ankérite, on peut citer la tendance de l'ankérite à perdre Fe et Mn à la recristallisation (Les Ruines, I et II) et de s'approcher du rapport idéal $\frac{Ca}{Fe + Mg}$. Cette tendance vers un rapport idéal de cations est également celle de l'ankérite qui n'a pas son origine dans un remplacement "in situ" mais a été déposée à partir d'une solution hydrothermale, comme à Grand Bois (29), Malrocher (96) et Molliet (88).

Les ankérites aident ainsi à établir la pargenèse et le type de filon ; donnent des informations sur la température de dépôt et le phénomène de recristallisation.

Les résultats complets des analyses sont donnés dans les tables.

7. Annabergite et érythrine. L'annabergite est un produit d'altération des arséniates de Ni. On l'a signalée à Chalanches analysée par BERTHLIER, 1819] et La Motte-les-Bains [GUEYMARD, 1854].. Une analyse de zone altérée à Chalanches (fissures remplies par

solutions descendantes) donne 8,8 % d'érythrine et 22,6 % d'annabergite, ce qui est remarquablement élevé, la substance ne contenant pas de matières vertes. Un spécimen au Teyler Museum à Harlem présente de l'annabergite macroscopiquement reconnaissable.

8. Antimoine. A l'état natif a été signalé avec l'Allemonite...

9. Aragonite. De beaux échantillons (incrustations) d'aragonite se trouvent dans la galerie Henri de Taillat (72).

78.- 10. Argentite. Aux Chalanches. Produit hypogène qui se présente en petites veines ou points irréguliers dans la polybasite (?) et la pyrargyrite, ou en bordure entre polybasite et argent natif. Se présente aussi en plus grosses masses, remplaçant la pyrargyrite, présentant alors des lamelles jumelées cunéiformes (température de cristallisation au-dessus de 179°)...

L'argentite hydrothermale, per descensum, est courante sous forme de petites taches irrégulières dans les fissures d'altération. Observable seulement à fort grossissement. L'analyse du paragraphe 30 montre que l'argantite peut être un élément important du remplissage des fissures aux Chalanches.

11. Argentopyrite. (groupe de 1'). Un de ces rares minéraux peut être identifié dans les veineules minéralisées en Ag aux Chalanches dans un échantillon du Musée Teyler à Harlem...

Partout où ce minéral apparaît, paragenèse typique du Co-Ni-Ag-Bi. [RAMDHOR, 1960]. Il est possible que ce ne soit pas un minéral rare, mais que l'argyropyrite ait été confondue avec la pyrrhotine : même couleur, même altération.

12. Arsenic. L'arsenic natif est connu aux Chalanches où on le trouve imbriqué avec l'allemonite ou en masses isolées remplaçant l'argent natif I.

13. Arsénopyrite. Seulement aux Chalanches, Bonvillard et St Paul. Semble appartenir à l'une des phases de minéralisation la plus récente. Sa place dans la paragenèse comme celle de la pyrite et de la magnétite est difficile à situer. Ces minéraux ont en effet tendance à former des cristaux euhédraux. La recristallisation est facile. Ce qui peut expliquer pourquoi l'arsénopyrite de Belledonne appartient à la phase récente de minéralisation, contrairement à sa place dans les gîtes de Bi-Ni-Co-Ag.

79.-

Aux Chalanches, en particulier, les relations d'âge mutuelles sont telles qu'on peut dire qu'elle est plus jeune que la calcite I, quoique formant les épontes de filons à calcite-ankérite (fig. 42.).

En lumière réfléchie, l'arsénopyrite se distingue par ses sections rhombiques de la löllingite qui, d'après FRENZEL [1875], se trouverait aussi aux Chalanches

14. Asbeste. Avec calcite et épidote, communément associées dans des veines de roches amphiboliques de la partie centrale de Belledonne. Occasionnellement, ces minéraux s'accompagnent de dolomie, ankérite, pyrite. De telles ankérites sont toutefois, de par leur faible teneur en Fe, distinctes de leurs équivalents minéralisés (voir paragraphe 28, dolomie). Les veines d'asbeste-calcite sont des produits du rétro-métamorphisme de roches basiques ou ultra-basiques. Comme telles, elles peuvent être d'âge hercynien [KALSBECK, 1962].

15.- Azurite. Quoique l'azurite et la malachite soient des produits normaux d'altération de minéraux cuivreux, il est remarquable que l'azurite se confine aux filons de tétrahédrite. A ce titre elle est courante dans la région d'Aiguebelle.

16. Barytine. Elle appartient à la vieille minéralisation et en constitue une des formations les plus récentes. Dans Belledonne elle se cantonne dans les régions d'Aiguebelle et Allemont. (Chalanches, Roche-Moutas, Lac Crop, Les Fruitiers, St-Georges, Montgilbert, Bonvillard). Toutefois HAUDOUR [1956] a aussi remarqué de la barytine sous sa forme aciculaire, dans le Carbonifère de La Mure, appartenant vraisemblablement à une minéralisation alpine. A l'exception du gîte de Montgilbert, la baryte n'est qu'un constituant mineur des filons. Associée communément à l'hématite.

Contrairement aux carbonates, a très peu de tendance à la recristallisation. Alors que les effets de "tension" des sulfures à gangue de sidérose ou d'ankérite sont presque complètement effacés par la recristallisation, les sulfures à gangue barytique montrent clairement les "tensions" auxquelles ces sulfures, dans certains districts de Belledonne, ont été soumis (fig. 91- et 93). Cela explique la rare apparition de la barytine dans les paragenèses récentes.

17. Bismuth. Son identification dans les minerais à Co-Ni des Chalanches confirme que ce minerai est typique d'une paragenèse CO-Ni-Ag-Bi. Se présente en cristaux de différentes formes, dans une masse arborescente de safflorite. La position et la forme de ces petits cristaux de Bi par rapport à la safflorite font penser à des reliquats de remplacement. Leur présence interne dans une belle texture arborescente est typique de ce genre de gîtes et a été décrite plusieurs fois déjà.

18. Bornite. Associée à la chalcopryrite communément dans les filons non recristallisés, d'où sa présence à Allemont et Aiguebelle. Il y a deux modes d'apparition :

a) petites taches irrégulières, également distribuées sur la chalcopryrite. Résulte de la concentration de gouttes d'exsolution. La blende se présente de la même façon par rapport à la chalcopryrite (Sapey) ;

b) en grosses masses, avec la chalcopryrite, formant des agrégats individualisés.

Dans ce dernier cas (tel qu'aux Chalanches et le Col de Sifflet) des lamelles d'exsolution de la chalcopryrite ne sont pas rares. Cette exsolution montrerait une température de cristallisation élevée (475°, mais 300° d'après SCHWARZ [1931] et SUGAHI [1950]). Les conditions naturelles ne sont toutefois pas réalisées au Laboratoire. Et la vraie température de cristallisation peut différer essentiellement de ces valeurs. Elles montrent en tout cas une minéralisation mésothermale puisque la chalcopryrite recristallisée dans des conditions épithermales n'est jamais accompagnée de bornite dans une texture disséminée.

La bornite a aussi été décrite par LACROIX [1910] à partir du gîte de Prunières, région de La Mure.

Occasionnellement associée, ou s'altérant, en covellite.

19. Bournonite. Signalée par TERMIER [1897] à partir de Peychagnard (La Mure), HINTZE [1904] à partir d'Alleverd, ce minéral n'est pas rare dans Belledonne et la région de La Mure. En relation étroite avec la paragenèse ancienne. Dans tous les cas, s'accompagne de tétrahédrite, galène et souvent aussi boulangérite. La relation entre ces quatre minéraux est telle qu'elle suggère une réaction en série de teneur en Pb augmentant (fig. 43, 44 et 46). Cette séquence a été également décrite par FRIEDRICH [1937] à partir du gîte de Steiermark des Alpes de l'Est.

Cette paragenèse est d'une remarquable uniformité parmi les minerais de Belledonne et se présente dans tous les filons avec tétrahédrite et galène, soit jeune ou vieille minéralisation qui a subi une recristallisation complète ou partielle.

83.- Cette relation à un phénomène de recristallisation est si constante que la bournonite et la boulangérite ne figurent pas dans les parties du filon non recristallisé, même lorsque présentes dans les parties recristallisées du même filon. On trouve de beaux exemples de ce genre aux Chalanches et à Bonvillard.

La bournonite décrite à La Mure par SARROT-REYNAULD [1957] suit cette loi. Là aussi on la trouve dans des filons d'âge alpin reliés dans l'espace à des filons mésothermaux du soubassement cristallin.

Dans Belledonne Zone externe, où les filons du vieux type sont absents, et seuls des filons récents apparaissent, d'âge alpin probable, la bournonite est absente. C'est une conséquence de l'appauvrissement minéralogique de ces gîtes épithermaux.

On n'a pas étudié chimiquement la bournonite. Elle a été identifiée au microscope. Les relations d'âge sont faciles à établir, la bournonite étant anisotrope et généralement dans un ensemble de lamelles jumelées.

20. Boulangérite. C'est un minéral relativement rare. HAUDOUR [1956] l'a identifié parmi la tétrahédrite et la galène, dans des filons recoupant les couches de charbon de La Mure. Dans ces filons il se présente en cristaux finement radiés. Toutefois, l'auteur dans ses recherches microscopiques, n'a pas trouvé que ce minéral soit rare. Il n'est pas facile à reconnaître et peut se diagnostiquer jamesonite qui lui est très proche en composition. Pour l'identifier, RAMDOHR [1960] a donné une série de particularités. Mais c'est généralisé, car sa composition n'est pas constante... Identification aux RX. Comme autres caractéristiques :

couleurs bleu foncé et brune comme effet de l'anisotropisme. C'est frappant même avec un objectif à immersion à huile ; la jamesonite n'a pas ces couleurs. Réflexion moindre que celle de la galène. Mais, contrairement à RAMDHOR, les couleurs olive et bleu-vert sont distinctes. Elles font que la galène apparaît d'une teinte rougeâtre. Le passage en biréflexion du bleu-vert pâle au vert-olive, que montre la boulangérite de Belledonne, a été attribué par RAMDHOR [1960] à la falkmanite. Mais on peut en douter d'après l'écartement du réseau qui est celui voisin de la boulangérite, l'écartement 3-10 et 3-31 de la falkmanite ne se présentant pas.

84.-

(hkl)	Boulangérite de Longerolle	Boulangérite de Příbram (Tchécosl.)	Boulangérite de Wolfsberg (Germ.) d'après HILLER [1938].
(004)	3.71	3.70 st.	3.70 st.
(600)	3.00	3.21	3.21
(205)	2.80 st.	3.00	3.00
(305) (114)	2.69	2.80 v. st.	2.80 v. st.
	2.69	2.69	2.69
	2.59	2.59	2.59
(414) (604)	2.31	2.33	2.34
	2.23	2.23	2.23
		2.14	2.14
	2.00	2.01	2.02
(804) (407)	1.92	1.92	1.92
	1.86	1.86 st.	1.86 st.
		1.76 arrondi	1.76
	1.47	1.47	1.47

L'absence des valeurs 3,21, 2,23 et 2,14 ne permet pas d'évaluer la falkmanite du gîte de Longerolle. Elle est toutefois improbable, un diagramme RX d'HAUDOUR, d'après un sel sulfuré de Pb de Psychagnard, montrant indubitablement la boulangérite.

La boulangérite a été identifiée antimonite à Laffrey [LACROIX, 1893] et probablement aussi aux Chalanches [HERICART de THURY, 1806] et Esserts-Blay [HOLLANDE, 1911]. Dans ces derniers gîtes, l'auteur n'a identifié que la boulangérite.

Comme pour la bournonite, la boulangérite se présente dans une paragenèse typique. La figure 46 montre les relations mutuelles. La boulangérite de Longerolle a été remplacée sélectivement par la cérusite, alors que la galène qui la porte n'a pas été attaquée (fig. 45 d'un échantillon non altéré).

21. Calcite. On peut distinguer trois types de calcite d'après leur mode d'apparition.

a) Calcite dans des filons non minéralisés des roches basiques de la Zone interne.

Dans ce type de filon, la calcite s'accompagne d'asbeste, épidote, chlorite et autres minéraux produits par le rétro-métamorphisme de roches ultra-basiques ou amphibolitiques. L'altération des plagioclases a donné de la calcite. Celle des hornblendes et pyroxènes a donné épidote et chlorite. Ce type de filon se situe surtout dans la zone interne, la même où les filons se trouvent (surtout). Il s'ensuit qu'elle peut se mélanger avec le type b1 duquel on la distingue par son rapport $\frac{Fe}{Mn}$ plus fort (v. tables, p. 85).

b) Calcite des filons à sidérose.

1) Calcite manganésifère.

La calcite de la première genèse mentionnée a probablement été ajoutée dans les solutions minéralisatrices, car dans les deux cas elles sont situées sur les mêmes failles (en particulier les failles bordant les amphibolites). Dans le cas d'une genèse hybride, le rôle des solutions minéralisatrices reste

prépondérant pour la formation de la calcite. Toutes les calcites de la région d'Allemont ont un pourcentage élevé de Mn. A ce sujet, elles se différencient des calcites de genèse rétro-métamorphique. Ce type de calcite ne se trouve que dans la région d'Allemont. Il est absent des autres régions, même celles qui ont des minéraux de même paragenèse. Les déformations qu'ont subi ces calcites sont si fortes qu'il en est résulté des cristaux à grain fin, très tordus (Chalanches, Roche Noire, Malpourchié et Trois Laux).

1) Calcite chimiquement pure, sans tension.

Elle se présente dans toutes les paragenèses, comme une des phases minéralisantes les plus récentes (Grande Combe, Les Ruines, Chalanches II et bien d'autres). Pas de déformation forte de cette calcite. Les seuls effets de tensions sont des lamelles jumelées droites. Aux Chalanches, cette calcite est la gangue principale de la paragenèse de l'Ag (peut-être aussi As-Sb-Co-Ni). Mais la situation paragenétique de ces gîtes, contenant cette calcite hypogène sans tension, est trop différente pour qu'on puisse l'attribuer à une phase de minéralisation bien définie.

c) Calcite de ségrégation des roches mésozoïques.

Quoique d'une genèse différente de celle des solutions minéralisantes, cette calcite a aussi participé à la formation de ces gîtes métallifères. On ne la trouve que dans les gîtes mis en place par l'orogénèse alpine (Longerolle, Peyerère, Bout du Monde). De par leur genèse, leur teneur en Mn est très faible.

22. Cérusite. Produits d'altération de la galène.

88.- 23. Chalcopyrite. Quoique ce minéral soit quelquefois le minéral principal de quelques filons (Col de Sifflet, St-Georges, Re-Remoud, Prodin), c'est le compagnon constant des filons de sul-

fures. La chalcopryrite est surtout dans les filons de la vieille paragenèse. Dans les filons jeunes, elle est absente, ou en très faible quantité.

Association avec la blende, tétrahédrite et galène. La relation ZnS est telle, que seule les gouttes d'exsolution de chalcopryrite se trouvent dans la blende, mais qu'inversement il n'y a pas de grains de blende en forme d'étoile dans la chalcopryrite.

Apparemment, les températures de cristallisation n'ont pas été dans un intervalle catathermal. On décrira plus loin (voir Blende) le processus d'exsolution de la chalcopryrite à partir de la blende.

La croissance jointive avec la tétrahédrite est d'origine métamorphique. Un processus simultané de recristallisation et de blastèse a donné cette croissance jointive de Rammelsberg (fig. 90) qui a été décrite par RAMDHOR [1957]. La chalcopryrite d'une telle structure (Remoud, Prodin, Malrocher) a été fortement déformée, comme le montrent les lamelles jumelées tordues et le grain fin. La possibilité d'une restauration complète des cristaux écrasés n'est apparemment pas aussi grande qu'avec la galène qui se trouve dans le même gîte, mais a une texture grossière granoblastique.

Dans quelques cas, la chalcopryrite a été exploitée pour sa teneur en or (Chalanches, La Cochette, Le Merle de Theys et Allevard), teneur allant de 12 à 50 ppm Au [GUEYMATRD, 1844 et NICOLET, 1931].

Une étude chimique de la chalcopryrite n'a pas été faite. Les recherches au microscope semblent montrer une relation entre le degré d'anisotropisme de la chalcopryrite et son gisement. Quelques chalcopryrites métamorphosées se présentant en assemblage de genèse supposée être mésothermale, ont un anisotropisme plus marqué (dans quelques cas même, une biréfectance reconnaissable comme à Chevrette) que celles d'une paragenèse plus jeune.

24. Chlorite. On a essayé de vérifier l'application possible de la théorie de ANGEL [1939]; de l'origine des sidéroses et ankérites à la genèse des gîtes métallifères de la Zone Interne. Pour ce faire, on a analysé les chlorites formées par rétro-métamorphisme des amphibolites. Si ces chlorites montrent un pourcentage Fe plus bas que celui des amphibolites, pyroxènes et biotites, cela signifie que le rétro-métamorphisme a fourni un excès de fer qui a pu être fixé par la sidérose ou l'ankérite.

Deux échantillons ont été analysés, l'un de Roche Noire (filonien) dans lequel la chlorite est contemporaine du stilpnomélane, et la magnétite ; l'autre de l'éponte de Malpouchié (fig. 63).

Le calcul des résultats sur la base de la composition théorique de la chlorite : 16 OH à 12 (Fe²⁺, Fe³⁺, Al, Mg, Mn, Ca) à 8 (Si, Al), apparaissait difficile à réaliser étant donné l'incertitude sur la pureté de l'échantillon de l'éponte. Cet échantillon peut être contaminé par du quartz, feldspath et rutile.

89.-

La chlorite du filon a été calculée comme ripidolite avec

$$\frac{\text{Fe total}}{\text{Fe total} + \text{Mg}} = 0,85 \text{ et un rapport à } \frac{\text{Si}}{\text{Al}} = \frac{5,5}{2,5} \text{ tétraédral.}$$

Des ripidolites d'une telle composition ont été décrites par HALLIMOND [1939] et TSCHERMAK [1991] d'un gisement de Cornouailles (Nomenclature de DEER et autres, 1962).

Les données optiques sont aussi celles des ripidolites.

N α (jaune) : 1,646 ; N γ (vert foncé) : 1,651 ; N γ -N α : 0,005 ; -2 V $_x$: 10°. Interférences colorées manquent.

La chlorite de l'éponte de Malpouchié a aussi les mêmes données optiques :

N α (jaune) : 1.649 ; N γ (vert foncé) : 1.654 ; N γ -N α : 0,005 ; 2V $_x$: petit (5°) ; interférences colorées manquent.

Toutefois, les analyses chimiques semblent être différentes à cause de la contamination. Mais après soustraction du quartz,

la composition chimique se rapproche beaucoup de celle de la chlorite de Roche Noire. Ces chlorites, fortement ferrugineuses ne sont pas accidentelles. On en a identifié dans plusieurs cas là où les dimensions du grain de la chlorite ont permis une détermination optique très précise [v.d. WART, 1959]. On en a même identifié à partir de veines de calcite-épidote résultant du rétro-métamorphisme des amphibolites.

Il en résulte que l'idée d'ENGEL quant à la genèse de la sidérose et de l'ankérite ne s'applique pas pour (étudier) l'origine de la sidérose de la Zone Interne de Belledonne, les produits d'altération possédant encore une teneur en Fe remarquablement élevée. De plus, la présence habituelle de la sidérose dans la Zone Externe, où les silicates ferrugineux ne se trouvent pas en quantité appréciable n'est pas compatible avec l'hypothèse d'Engel.

- p. 90.- 25. Cinabre. La présence de Cinabre dans Belledonne est intéressante car elle révèle une certaine relation entre les gisements des Chalanches et ceux de La Mure. Dans ces derniers, le cinabre a été trouvé dans les filons métalliques, dans des calcaires liasiques (St Arey, décrit par SCHREIBER, 1798) et dans des calcaires caverneux du Trias (Prunières, décrit par GRAS, 1851).

La présence de cinabre signalée par SCHREIBER [1784] et HERICART de THURY [1806] dans la paragenèse Ag des Chalanches n'est pas conforme à cette paragenèse et a une relation possible avec d'autres anomalies de cette paragenèse, comme sa mise en place post-tectonique, qui contraste avec la texture métamorphique de la genèse carbonatée précédente et les phénomènes fréquents de recristallisation (blende jaune).

26. Covelline. Il est remarquable de noter qu'elle est relativement rare comme produit d'altération de la chalcopryrite ou la tétra-

hédrite, mais très fréquente avec la galène altérée (Argentine, Chalanches). Le remplacement de la galène par la covelline se produit en des points irréguliers ou veinules, suivant le clivage. On ne sait pas si la teneur en Cu de la covelline doit être attribuée à des inclusions de bournonite dans la galène ou si elle a été introduite secondairement.

27. Coronadite. La coronadite ou Pb-hollandite est un minéral très rare. On le trouve dans le seul gîte de Richesse, en très petites quantités. Toutefois elle y est abondamment décrite, sa présence dans Belledonne étant l'une des 5 dans le Monde.

On la trouve en effet au Colorado, Arizona [LINDGEN, 1937], Bou Tazoult, Maroc [ORCEL, 1932] ; Broken Hill, N.S.Wales [RAMDOHR, 1960, Kurgashinkan, Uzbekistan [GOLOVANOV, 1960]. Dans ces gîtes, elle apparaît comme un produit d'altération de la galène dans des gîtes préexistants de Mn (Bou Tazoult et Kurgashinkan), ou bien formée par une altération simultanée de la galène et de minéraux manganésifères dans un filon (Broken Hill). La nouvelle présence de Richesse, près de Bourget-en-Huile, en Savoie, est du dernier type.

28. Dolomie. Comme gangue de filons, elle est connue aux gisements de Grand Bois et Pont Rouge. Ses relations de paragenèse sont semblables à celles de l'ankérite des autres filons de la région d'Allemont. Cela constitue la raison pour laquelle un certain nombre d'ankérites sont considérées comme une réaction d'une solution riche en sidérose et des produits préexistants ou formés simultanément de rétro-morphisme. Cette hypothèse explique la grande variation de composition (voir ankérite) constatée dans ces ankérites, car la composition dépend des quantités relatives de la sidérose et dolomie qui sont entrées dans la réaction.

Le fait que la sidérose est rare et négligeable dans les filons où l'ankérite de faible teneur en fer, ou la dolomie, apparaissent, correspond à l'idée d'une origine hybride. De plus, une ankérite riche en fer ne se rencontre que dans les filons où la sidérose est dominante (Malpourchié, Trois-Laux). La composition de deux dolomies est mentionnée dans la table des calcites. La dolomie de Grand Bois est représentée dans le diagramme figure 36 avec l'ankérite.

29. Galène. C'est l'un des principaux minéraux de la province métallurgique de Belledonne. Dans quelques cas c'est même le principal minerai (Mont Jean, Chalanches, Tilleray, Richesse, Fosse Guerre, Perrelle, Les Mouches, Argentine, Bonvillard). La distribution de la galène dans les divers types de gîtes est telle qu'elle se présente dans la vieille paragenèse en quantités exploitables, alors que la galène des filons plus jeunes n'est que d'un intérêt minéralogique.

Ce dernier fait est remarquable car de tous les sulfures c'est la galène qui a les plus grandes possibilités de recristallisation. Les tectures très déformées, si courantes avec la chalcopyrrite et tétrahédrite n'ont jamais été observées dans la galène (fig. 47 et 89). Même le gisement d'Argentine, où la galène est encore présente dans son assemblage originel (forte teneur Bi associée à la Pyrrhotine) montre une texture granuloblastique (fig. 48)... La galène a été analysée pour Bi, Ag et Cu. Le premier par spectrographie (erreur relative 5 %) ; l'Ag en chauffant pour faire disparaître le plomb ; et Cu par (papier) chromatographie. Les résultats de ces analyses sont les suivants :

	<u>% Ag</u>	<u>% Bi</u>
Mont Jean	0,13	0,13
Longerolle	-	-
Sapey	non déterminé	0,02
La Fare	0,09	0,02
Tilleray	0,09	0,02
Pierre Herse	0,04	0,03
Fond de France	non déterminé	0,03
St Hugon	id.	0,07
Prévieux	0,10	0,02
Perrelle	0,09	0,03
Richesse	0,08	0,08
Montgilbert	non déterminé	0,11
Les Mouches	0,14	0,03
Bonvillard	0,10	0,03
Argentine	0,08	0,19

95.-

On n'a pas reporté les pourcentages en Cu, car ils varient beaucoup et sont dus à des inclusions de Chalcopyrite. Quelques galènes ont des pourcentages Bi remarquablement élevés, si élevés que l'on doit les attribuer à une genèse catathermale, d'après SCHROLL [1955] et BAUMANN [1958]. D'autres pourcentages Bi sont toutefois beaucoup plus bas, bien qu'il s'agisse d'une même paragenèse. On ne peut attribuer ces différences seulement à la recristallisation, étant donné que celle-ci s'est produite dans tous les gîtes. Apparemment, la rupture (de la galène), puis sa reprise dans le quartz a fait que la galène a perdu son Bi, alors que son Ag a été à peine affecté par ce processus. Seule la galène des filons plus récents a aussi perdu une partie de son argent (Longerolle, Pierre Herse).

Une détermination des isotopes du Pb a été faite par le laboratoire F.O.M. pour séparation de masse. Les résultats sont

les suivants :

	Pb 208	Pb 207	Pb 206	Pb 204
		%	%	%
50 Tilleray	52.50 ± 0,06 %	21.23 ± 0,12	24.96 ± 0,11	1.313 ± 0,16
85 Pierre Herse	52.71 ± 0,04 %	21.16 ± 0,16	24,84 ± 0,19	1.294 ± 0,43
20 Longerolle	52.43 ± 0,14 %	21.25 ± 0,16	21.01 ± 0,16	1.318 ± 0,16
7 Mont Jean	52.44 ± 0,12 %	21.25 ± 0,19	25.00 ± 0,16	1.309 ± 0,36
17 Le Sapey	52.38 ± 0,09 %	21,21 ± 0,23	25.10 ± 0,16	1.309 ± 0,19
102 Perrelle	52.49 ± 0,09 %	21,22 ± 0,19	24.98 ± 0,10	1.311 ± 0,35
103 Richesse	52.55 ± 0,08 %	21.22 ± 0,11	24.92 ± 0,12	1.313 ± 0,43
106 Montgilbert	52.45 ± 0,13 %	21.23 ± 0,16	25.04 ± 0,21	1.289 ± 0,67
108 Bonvillard	52.51 ± 0,11 %	21.20 ± 0,28	24.99 ± 0,12	1.304 ± 0,62
112 Argentine	52.38 ± 0,06 %	21.32 ± 0,39	24.97 ± 0,39	1.329 ± 0,17
104 Les Mouches	52.55 ± 0,21 %	21.21 ± 0,31	24.91 ± 0,25	1.330 ± 0.40
90 Fond de France	52.22 ± 0,09 %	21.45 ± 0,18	21.01 ± 0,10	1.327 ± 0,47
92 St Hugon	52.49 ± 0,15 %	21.21 ± 0,25	24.88 ± 0,19	1.325 ± 0,45
	$\frac{206}{Pb}$	$\frac{207}{Pb}$	$\frac{208}{Pb}$	Age en MAnnées
	$\frac{204}{Pb_{\alpha}}$	$\frac{204}{Pb_{\beta}}$	$\frac{204}{Pb_{\gamma}}$	$\pm 75 MA$
Tilleray	19.012	16.170	39.985	230
Pierre Her.	19.198	16.359	40.741	316
Longerolle	18.974	16.115	39.768	193
Mont Jean	19.107	16.238	40.077	242
Le Sapey	19.177	16.205	40.024	153
Perrelle	19.051	16.180	40.022	214
Richesse	18.973	16.156	40.011	242
Montgilbert	19.424	16.469	40.687	284
Bonvillard	19.160	16.254	40.260	223
Argentine	18.784	16.037	39.406	237
Les Mouches	18.736	15.948	39.521	163
Fond de Fr.	18.843	16.164	39.350	344
St Hugon	18.847	16.003	39.606	149

Pour chaque échantillon, l'âge moyen P a été calculé au moyen de l'équation d'Holmes-Houtermans [1960] :

$$\frac{\beta - \beta_w}{\alpha - \alpha_w} = \frac{1}{T \cdot 37.8} \left(\frac{e^{-\lambda t} - e^{-\lambda t_w}}{e^{-\lambda t} - e^{-\lambda t_w}} \right)$$

où $\lambda = 1,54 \times 10^{-10}$ année⁻¹

$d' = 9,72 \times 10^{-10}$ année⁻¹

$\alpha_w = 9,56$) représentent les valeurs moyennes des
 $\beta_w = 10,42$ (rapports atomiques α et β pour le plomb
 d'origine météorique
 $W = 4,55 \times 10^9$ année (âge de la croûte terrestre.)

Les différences de l'âge moyen pour les divers échantillons de galène ne doivent pas être considérées comme significatives. L'erreur relative est plutôt forte avec cette méthode de détermination de l'âge.

Toutefois, compte tenu d'une erreur possible des valeurs absolues, les âges moyens indiquent un âge hercynien. La moyenne des valeurs est en effet de 230 ± 50 Millions d'années. Cette valeur montre que, d'après les observations géologiques, la plus grande partie de la galène a des rapports isotopiques normaux.

Seuls deux échantillons de galène (n° 20 et 85 : Longerolle et Pierre Herse) ont des compositions isotopiques qui sont anormales d'après la situation géologique. Celle-ci montre que, géologiquement, l'âge devrait être miocène-pliocène (postérieur à la mise en place alpine la plus récente). Ce fait constitue une autre confirmation de l'hypothèse d'un rajeunissement alpin de gîtes métalliques hercyniens.

30. Gersdorffite. A été identifiée aux RX dans les filons d'Argentine et de Remoud, où on la trouve en petite quantité. Cette rareté est la raison pour laquelle aucune étude minéralogique ou chimique n'a été faite (à son sujet).

Dans le gîte d'Argentine, la gersdorffite est associée à la pyrrhotine et pentlandite. En cristaux cubiques corrodés.

Elle semble remplacer la pyrrhotine (fig. 49). Une attention particulière devrait être donnée à ces phénomènes de remplacement entre des minéraux tels que la gersdorffite, pyrite et magnétite, et tous minéraux qui n'ont pas une aussi forte tendance à donner des cristaux "euhédraux". Les contours irréguliers de ces porphyroblastes ont souvent été interprétés comme reliquats de remplacement, quoique étant d'un âge plus récent. L'assemblage pyrrhotine - pentlandite et gersdorffite a également été décrit par KONING [1941] à Sudbury et doit être très rare. Il indique une genèse catathermale des gîtes d'Argentine, hypothèse qui est conforme à sa teneur en Bi [BAUMANN, 1958].

p. 97.- Dans les autres gîtes, Remoud, Prodin, et Malrocher, la gersdorffite est en cristaux parfaits (euhédraux) de forme cubo-octaèdre, ce que montre les sections triangulaires, quadrangulaires et hexagonales des surfaces polies (fig. 5). Dans certains cas, les limites des cristaux semblent affectées par la corrosion. Mais alors, on a tout lieu de penser que ce minéral est plus jeune que la gangue, ce qui montre l'alignement des cristaux coupant les structures les plus anciennes et les autres minéraux (fig. 90). Cette gersdorffite a une zonalité claire, les zones possédant deux duretés différentes, bien que de même couleur et de même réflectivité. Il s'agit ici probablement de la gersdorffite α et β de DUNN [1937].

31. Goethite. Ce nom a été employé pour désigner un α -FeO-OH, tel que le proposent PALACHE et autres [1944]. C'est identique aux "Nadeleisenerz" allemand. Plusieurs analyses de sidérose ne sont autres que des analyses de goethite qui en est le produit d'altération. Le processus d'altération de la sidérose apparaît dans les analyses n° 55-69-53. Il y a perte graduelle de Mg, Ca et CO_3 , en même temps que le fer ferreux prend la forme trivalente et H_2O augmente.

Les analyses de Montchaffrey, Rafcur, St Joseph, Tilleray, Clavette et Malatrait dénotent une transformation complète de la sidérose en goethite. Une partie du Mn peut être présente comme substitution de Fe, une autre partie comme oxydes de Mn. Toutefois la goethite ne représente pas le terme ultime du processus d'altération, processus qui se continue par la déshydratation de la goethite en hématite. On peut suivre au microscope la formation de l'hématite (fig. 51). Les analyses n° 79,31,61 et 62 montrent la déshydratation de la goethite jusqu'à complète hématitisation [du ROCHER, 1962]. Le Mn ne peut pas se substituer au Fe dans la structure de l'hématite, du moins autant que dans la sidérose. C'est pourquoi le rapport $\frac{Fe}{Mn}$ peut changer au cours de l'altération. L'hématitisation n'a été observée que dans les parties hautes des gîtes, au-dessus du niveau hydrostatique.

32. Gypse. Le gypse a été identifié comme gangue avec de l'annabergite, érythrine et des produits argentifères d'altération aux Chalanches. Sa genèse per descensum est rare et on suppose qu'il résulte de l'oxydation des sulfures [DEER et autres, 1962]. Un échantillon d'un filonnet à remplissage microcristallin de couleur pourpre, aux Chalanches, a montré que le gypse est l'élément essentiel des "filons sauvages" d'HERICOURT de THURY [1806]. Une analyse complète a donné les éléments suivants :

Ag.....	17,9 %	déterminé comme AgCl ;
Fe ² O ³	4,2 %	précipité pesé (chauffé) ;
Mn ₃ O ₄	2,5 %	précipité pesé (chauffé)
Ni.....	7,8 %	en tant que complexe di-méthylglyoxime
CO.....	2,9 %	comme pyridine - CNS - (complexes) ;
As.....	9,2 %	complexe uranyl
S.....	8,4 %	comme BaSO ₄
H ₂ O.....	13,0 %	par la méthode Penack
Résidu.....	1,1 %	

D'après la composition minéralogique de l'échantillon on a calculé les éléments entrant dans sa constitution :

Argent natif.....	9,5 %
Argentite.....	9,4 %
Goethite.....	4,7 %
Psilomélane.....	3,1 %
Scutterudite.....	1,0 %
Annabergite.....	22,6 %
Erythrine.....	8,8 %
Gypse.....	40,4 %
Résidu.....	<u>1,1 %</u>
Total...	100,6 %

33. Hématite. On peut discriminer trois types de genèse de l'hématite:

- hématite comme produit de déshydratation de la goethite (paragraphe 31) ;

- hématite de martitisation de la magnétite (paragr. 30) ;

- hématite hydrothermale.

Ce dernier type d'hématite est très répandu dans la Zone interne. Et se trouve aussi au delà des zones à sulfures ou sidérose. Les filons d'hématite qui sont dépourvus d'autres minéraux (Prémol, Pic de Cabotte, Perrière, Arbarétan) n'ont pas été étudiés en détail, comme n'ayant aucun rapport avec le sujet traité. Lorsqu'elle est dans les filons minéralisés en carbonates, l'hématite est souvent associée à la barytine, (Roche Moutas, Crop, Fruithiers, Montgilbert, Les Gorges et Bonvillard) -, ou le quartz (Trois Laux, Rochefort, Tavernes). Sans exception, l'hématite constitue la dernière phase de minéralisation dans cette paragenèse. Chimiquement, l'hématite varie peu. Le pourcentage en Ti varie de 0,2 % (Prémol, Tavernes, Arbarétan et St Charles) à 0,04 % (Les Essarts, Perrière et Grande Roche). Il est difficile de préparer un échantillon d'hématite pure, car elle est souvent magnétifère, sauf dans les

gîtes de la Zone externe (Rochefort, Tavernes). La transformation d'hématite en magnétite peut se faire de deux façons :

- soit que l'hématite est pseudomorphe (St Charles fig. 52) ;
- soit qu'elle soit remplacée par la croissance des cristaux porphyroblastiques euhédraux de magnétite (Les Essarts, fig. 53).

La magnétite provenant d'un pseudomorphe d'hématite dans le Dauphiné a souvent été déterminée ilménite erronément, à cause de l'absence de "trait" rouge et par suite d'une coloration identique.

L'hématite se présente en cristaux tabulaires de toutes tailles. L'hématite de Tavernes est en agrégats "plissotés" de lamelles cristallines grossières (fig. 54). On ne connaît pas le processus de formation d'une telle texture. On doit exclure un plissotement mécanique.

34. Ilménite. On a vu que plusieurs échantillons du Dauphiné dénommés "ilménite" ou "crichtonite" ne sont que de la magnétite pseudomorphe d'hématite. En fait, il n'a été observé qu'un seul échantillon d'ilménite, venant des Chalanches, dans un petit filon minéralisé en chalcopyrite, pyrrhotine et ilménite. Cette dernière est plus ancienne que les sulfures et doit être reliée à une éponge amphibolitique. Elle n'a probablement aucune relation génétique avec les minerais de CO-Ni-Ag. Elle se présente en texture en plaques ("crichtonite").

35. Lépidocrocite. Les affleurements supérieurs de filons de sidérose de Malfourché, Trois Laux et Rochefort montrent quelques échantillons très petits de lépidocrocite. On ne connaît pas les conditions de cristallisation favorables à la formation de lépidocrocite plutôt que goethite. Tout ce que l'on peut dire, c'est que la lépidocrocite se présente dans des gels de fer déshydratés, de forme botryoïdale, incrustant la sidérose. Les trois affleurements connus sont identiques à ce sujet.

La relation entre la goethite et la lépidocrocite suggère que cette dernière est plus récente, car elle remplit des fissures dans la texture de la goethite (fig. 51). La lépidocrocite se reconnaît facilement à sa forme en plaque, sa biréflexion forte et la texture en gerbe.

36. Magnétite. On ne la trouve que dans la Zone interne de Belledonne. Quoique répandue, peu de gîtes la montrent en tant que constituant originel : Roche Noire, Malpourchié, St Charles. Dans tous les autres gîtes, elle provient de la transformation de l'hématite. La magnétite de Roche Noire, etc., provient du remplacement de la sidérose par le stilpnomélane et la chlorite. Dans le processus (de remplacement) le reste du fer cristallise sous forme de magnétite (fig. 63).

Les porphyroblastes de magnétite et pseudomorphose d'hématite ont été décrits avec l'hématite. (ne se différencie pas de l'hématite)

Chimiquement, la magnétite, (le % Ti étant de même ordre de grandeur (0,2 % Arbarétan, à 0,03 % Perrière). Seule la magnétite à nouvelle genèse de Roche Noire et Malpourchié montre des Ti plus élevés (0,4 à 0,8 % respectivement).

La magnétite d'Arbarétan remplace l'hématite. Mais à son tour est remplacée par l'hématite (martitisation, fig. 55). Par analogie avec la paragenèse de St Charles, où la magnétite de genèse stilpnomélane-chlorite pseudomorphose l'hématite, la magnétisation est attribuée à la phase plus jeune de minéralisation.

Dans le gîte de St Charles, la magnétisation de l'hématite est complète lorsqu'elle est dans les interstices de la calcite. Seule l'hématite avec gangue de calcite ou d'ankérite n'a pas été affectée (fig. 52).

37. Marcassite. N'a été observée que comme produit secondaire de pyrrhotine et argentopyrite. Ces deux minéraux sont également remplacés par la marcassite et la pyrite. L'altération s'accompagne du développement typique d'une structure en "oeil d'oiseau" [RAMDHOR, 1960].

p. 102.- 38. Millérite. C'est un produit secondaire de la zone de contact entre sidérose et chalcopyrite. Dans les deux régions (La Chevrette, La Fayolle) où il a été décelé, la sidérose remplace la chalcopyrite et a été altérée "supergénétiquement" en goethite (fig. 56). C'est pourquoi on ne sait pas si la millerite résulte de l'altération de la sidérose, ou du remplacement de la chalcopyrite. Cette dernière possibilité semble la plus probable, l'altération de la sidérose étant très courante et la millerite n'ayant été observée qu'en contact direct avec la chalcopyrite. Les cristaux de millerite sont petits et de forme irrégulière. La texture fibreuse typique de ce minéral n'a pas été observée.

39. Niccolite et Breithauptite. Des Chalanches. Décrites par RAMDHOR [1960]. Se présentent en "croissance myrmétitique", les deux minéraux étant un produit d'altération de l'arite, une solution solide à haute température de NiAs et NiSb.

La Niccolite a une structure arborescente, incrustée de skuterrudite. La calcite de dernière venue a remplacé sélectivement la niccolite, laissant des couronnes de skuterrudite. De telles réactions et paragenèses sont fréquentes dans les gîtes à Co - Ni - Bi et ont été décrites bien des fois.

40. Pentlandite. N'est connue que dans le gîte à pyrrhotine d'Argentine, où elle apparaît en inclusions petites, en fuseau, dans la pyrrhotine. Cet assemblage suggère une genèse catathermale [KULLERUD, 1956], conclusion qui est en accord avec la forte teneur en

Bi de la galène d'Argentine. Le gîte d'Argentine est situé presque au contact du granite principal de Belledonne (Sept-Laux, Epierre).

41. Polybasite. C'est un minéral d'Ag rare, jusqu'ici inconnu aux Chalanches. L'auteur a été surpris de son identification au microscope, étant donné que les réflexions internes qui s'observent normalement n'ont pu être observées qu'avec difficulté. Ses reliefs à la lumière sont certainement dus à de petites inclusions d'argentite et ne constituent pas une propriété attribuable à la polybasite. Un examen aux RX a confirmé sa détermination. L'espacement réticulaire est égal à celui de la polybasite s. st., d'après PEACOCK et BERRY [1937].

Les réflexions internes faibles peuvent être attribuées au pourcentage Cu de la polybasite [RAMDHOR, 1960]. Elle contient 5,4 penny-weight % Cu, ce qui est un chiffre élevé. La polybasite est tachetée de nombreux points disséminés d'argentite (visible seulement juste après le polissage), et veinée d'argentite et argent natif.

- 105.- 42. Pyrargyrite. C'est l'un des principaux minéraux argentifères des Chalanches. Il est remplacé et veiné par l'argentite et l'argent natif. La polybasite peut se former par réaction entre la pyrargyrite et l'argentite. Des veinules de pyrargyrite appartiennent à l'une des phases de minéralisation les plus jeunes se projetant dans la calcite II et pouvant même la remplacer de ses lamelles jumelées. Les veinules de pyrargyrite qui suivent les phases de clivage de la calcite ont servi de passage pour l'encore plus jeune polybasite, l'argentite et l'argent natif.

20 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

43. Pyrolusite. Elle occupe, dans l'altération de surface des oxydes de Mn, la même place que l'hématite dans le cycle de Fe. Les deux minéraux sont le terme ultime de l'altération superficielle de la sidérose. Contrairement à l'hématite, les cristaux de pyrolusite de formation secondaire sont très petits (quelques μ). La couleur crémeuse, la forte dureté et une biréfectance particulière servent à discriminer ce minéral.
44. Pyrrhotine. On la connaît dans les gîtes des Chalanches, Le Char (Esserts-Blay) et Argentine. C'est l'un des minéraux les plus anciens de la vieille paragenèse. Sa présence est intéressante, car elle permet de mettre en parallèle les gîtes de haute température d'Argentine (Bi % élevé), Esserts-Blay (FeS-riche en blende) et Les Chalanches, qui n'apparaît pas à première vue de nature mésothermale (blende jaune, pourcentage Bi faible), quoique l'association Co-Ni-Ag-Bi, ^{soit,} /pense-ton, une association mésothermale. Dans ces gîtes ci-dessus, la pyrrhotine s'accompagne d'arsénopyrite et chalcopryrite. Ses relations avec la chalcopryrite sont si intimes que les deux minéraux peuvent être d'une même genèse.
- Une pyrrhotine semblable n'a pas été trouvée en relation avec des roches ignées ultra-basiques.
45. Quartz. Les inclusions fluides du quartz ont été le sujet principal de cette thèse. On en a tiré d'intéressantes conclusions quant à l'âge et aux conditions physiques des minéralisations rencontrées. La texture et la granulométrie en sont mentionnées dans la table concernant la paragenèse des différentes régions de minéralisation. Comme mentionnée au paragraphe 40 de la 1ère partie, les inclusions du quartz sont également utiles pour reconnaître une certaine phase du quartz. Dans le gîte de Chevrette, par exemple, le quartz apparaît en veinules dans la sidérose et en incrustations autour de fragments des épontes formant ce que

l'on a appelé la "structure cockade" (fig. 57). ["Minerai cockade" bagues concentriques de quartz autour de fragments des épontes avec sidérose intimement enchevêtrée. Les deux formations sont coupées par des veinules de Quartz II. La Chevrette].

Le quartz I qui fait partie de la "structure cockade" a des inclusions d'un type tout à fait différent de celles des veinules (quartz II). Des minerai "cockade" similaires ont été décrits par KUTINA [1957]. Il suggère que le quartz des bagues in-
p. 106.- (ternes doit être interprété comme de venue plus récente, parce que la sidérose qui coupe les veinules de quartz arrive jusqu'au quartz cockade. Cette affirmation a besoin d'être contrôlée ; il faut s'assurer en effet de l'identité des deux types de quartz, ce qui ne peut se faire que par l'étude des inclusions de chaque type.

46. Safflorite et Rammelsbergite. La safflorite a été identifiée aux Chalanches parmi les minerai CO-Ni. Elle forme des structures arborescentes autour du bismuth, texture qui est très typique dans l'association CO-Ni-Bi.

Elle montre des mâcles en étoile (cycliques ?). D'après RAMDHOR [1960], on doit aussi trouver la rammelsbergite aux Chalanches.

- 47.-Sidérose. L'auteur doit à l'omni-présence de la sidérose un grand nombre d'informations sur la genèse des minerai de Belle-donne. C'est la sidérose qui a permis de comparer tous ces gîtes entre eux. La grande valeur de ce minéral provient du fait que sa composition chimique est peu variable à la suite d'une recristallisation locale. Plusieurs exemples le montrent : les Halles, Grande Chambre, Lac Crop, Le Merle et St-Georges. Dans ces gîtes, des dislocations ont occasionné une mylonitisation partielle de la sidérose. Faisant état de sa faculté très grande de recristallisation, la texture à grains fins est devenue une texture

	1 Pierre-Plate Sidérose I	1 Pierre-Plate Sidérose II	2 St Charles Sidérose I altérée	2 St Charles Sidérose ank. contam.	3 - Sidérose altérée	4 Grande Fosse Sid. initiale altérée.	5 Grande Combe Sid. initiale altérée
FeO	46.46	47.30	4.20	33.84	-.-	34.84	29.44
MnO	1.58	1.28	0.94	0.94	0.69	1.03	0.71
MgO	7.59	7.66	0.59	11.78	0.99	10.42	9.88
CaO	0.53	0.47	0.35	3.83	0.30	0.56	4.32
Fe2O3	2.23	1.06	34.24	10.09	38.86	16.52	21.94
CO2	34.48	34.81	traces	32.42	1.24	28.60	29.56
H2O	2.28	1.89	3.94	2.04	5.10	3.44	3.00
res.	<u>5.26</u>	<u>6.16</u>	<u>56.26</u>	<u>5.32</u>	<u>52.74</u>	<u>5.34</u>	<u>1.62</u>
	100.41	100.63	100.52	100.26	99.92	100.75	100.47
	7 Mont-Jean Sid. I	8 Le Vent Sid. ank. contam.	8 Le Vent Sid. av. altérée	9 Les Halles Sid. bas niveau	9 Les Halles Sid. haut niveau	10 Olivier Sidérose	11 Mont-Chaffrey Sidérose
FeO	30.98	37.40	13.45	38.82	39.42	38.04	34.06
MnO	1.07	0.83	1.18	0.58	0.64	0.80	0.56
MgO	5.73	12.48	5.48	12.51	12.63	12.80	11.69
CaO	0.68	4.23	0.25	0.42	0.30	0.32	0.39
Fe2O3	2.23	2.79	63.13	0.60	6.26	3.14	3.63
CO2	25.36	38.00	8.82	35.32	36.64	38.80	32.38
H2O	2.00	0.70	7.40	1.00	0.90	1.60	1.35
rés.	<u>31.18</u>	<u>3.92</u>	<u>0.62</u>	<u>10.95</u>	<u>4.30</u>	<u>7.50</u>	<u>15.80</u>
	99.23	100.35	100.33	100.20	100.09	101.00	99.86

	11 Mt Chaf- frey Sidérose compl.alt	12 Le Parc Sidérose	13 Le Parc Sidérose	16 Grande Chambre Sidérose	16 Grande Chambre Sidérose	17 Le Sapey Sidér. Fe-oxyd. contam.	17 Le Sapey Sidérose. Fe-oxyd. contam.
FeO	--	37.60	37.62	39.84	30.60	22.26	22.20
MnO	1.20	1.21	1.08	1.50	1.10	0.90	0.81
MgO	trace	9.16	9.99	6.84	5.25	5.02	5.42
CaO	--	0.58	0.60	0.66	0.51	0.62	0.59
Fe2O3	75.74	7.40	4.45	4.40	2.58	11.68	10.48
CO2	--	30.52	31.44	30.56	22.75	18.90	19.36
H2O	7.60	1.31	1.69	1.16	1.27	2.56	2.76
rés.	<u>16.20</u>	<u>12.06</u>	<u>12.40</u>	<u>14.66</u>	<u>35.53</u>	<u>37.12</u>	<u>37.52</u>
	100.74	99.84	99.27	99.62	99.59	99.06	99.14

	18 Les Ruines sidérose	21 La Fayolle sidérose partieLL. altérée	30 Roche- Noire sidérose complèt. altérée	30 Roche- Noire sidérose partieLL. altérée	31 Beau- regard sidérose complèt. altérée	31 Beau- regard sidéro. compl. altér.	32 Mal- pourchié sidérose init. altérée
FeO	26.66	23.94	--	25.76	--	--	37.56
Mno	1.70	1.24	7.17	3.90	4.58	7.23	7.15
MgO	6.18	4.14	1.31	2.25	1.77	--	4.97
CaO	0.48	1.04	0.12	--	--	--	0.50
Fe2O3	0.80	39.80	72.01	23.62	79.90	80.76	15.12
CO2	22.84	22.12	--	18.40	--	--	28.50
H2O	1.78	5.89	8.33	5.26	7.23	9.95	2.75
rés.	<u>40.20</u>	<u>2.40</u>	<u>1.14</u>	<u>20.68</u>	<u>6.82</u>	<u>1.90</u>	<u>3.34</u>
	99.64	100.47	100.13	99.87	99.85	99.89	99.99

	Malpouchié Sidérose part. alt.	Trois Laux Sidérose calc. cont.	Lac crop Sidérose gr. fin	Lac Crop Sidérose gr. gros.	Bout du Monde Sidér. I ank. cont.	Bout du M. Sid. II	Allevard Sidérose ank. cont.
	32	33	37	37	41	41	42
FeO	32.74	32.12	40.46	38.36	48.12	48.86	14.14
MnO	6.37	5.06	4.67	4.32	2.40	1.41	0.58
MgO	2.51	4.32	4.67	4.51	4.70	7.08	6.38
CaO	-.-	4.71	0.36	0.11	0.46	0.41	6.73
Fe2O3	25.78	23.14	13.78	9.34	7.97	7.38	2.40
CO2	26.17	27.48	29.00	27.90	32.26	30.16	18.64
H2O	4.72	2.32	2.03	2.60	0.51	2.07	1.84
rés.	<u>1.04</u>	<u>0.22</u>	<u>5.58</u>	<u>13.78</u>	<u>3.56</u>	<u>2.56</u>	<u>48.68</u>
	99.33	99.87	100.55	100.92	99.98	99.93	99.19

	43 Rafour sidérose comp. al.	44 Envers sidérose init. alt.	45 St Jos. ^h sidérose comp. alt.	46 Réagout sidérose comp. alt.	47 St Jac. sidéro. part. al.	48 Gros Chêne sidérose part. alt.	49 Grande Taillée sidérose init. al.
FeO	-.-	44.88	-.-	-.-	41.18	21.54	42.00
MnO	1.76	2.13	1.77	1.24	2.64	1.75	2.48
MgO	0.87	5.14	0.52	0.70	4.70	4.29	3.72
CaO	-.-	0.53	-.-	-.-	0.58	0.29	0.70
Fe2O3	76.94	7.18	74.50	58.30	17.76	28.70	11.90
CO2	-.-	32.40	-.-	-.-	27.70	15.14	28.90
H2O	12.62	1.22	9.36	7.46	2.12	4.74	1.87
rés.	<u>8.58</u>	<u>6.30</u>	<u>13.80</u>	<u>33.14</u>	<u>2.62</u>	<u>22.68</u>	<u>9.42</u>
	100.77	99.78	99.95	100.84	99.30	99.13	100.99

	50	52	53	53	54	54	54
	Tilleray Sidérose comp.alt.	Clavette Sidérose comp. alt.	Malatrat ^{it} Sidérose comp.alt.	Malatr. ^t Sidérose comp.alt.	Ravoire Sidérose part.alt.	Ravoire Sidérose	Ravoire Sidérose
FeO	-.-	-.-	2.08	-.-	28.02	46.50	49.14
MnO	1.27	3.06	1.94	1.76	2.96	2.50	2.82
MgO	-.-	0.96	-.-	0.83	3.70	5.46	6.06
CaO	-.-	-.-	-.-	-.-	0.15	0.49	0.50
Fe2O3	79.76	80.02	79.66	82.16	38.64	7.52	2.77
CO2	-.-	0.90	0.43	-.-	19.68	31.40	33.82
H2O	9.52	10.20	12.22	11.88	4.94	1.36	0.80
Rés.	<u>10.40</u>	<u>4.40</u>	<u>3.17</u>	<u>2.56</u>	<u>1.56</u>	<u>5.20</u>	<u>3.88</u>
	100.95	100.54	99.50	99.19	99.65	100.43	99.79

	55	56	57	58	59	60	61 Mara-
	SteSoph. Sidérose init.alt.	Panissière Sidérose comp.alt.	Etellier Sidérose	Cuchet Sidérose	Espérance Sidérose	Rosignon Sidérose	meille Sidérose alt. en hématite
FeO	38.18	-.-	41.24	35.96	44.46	39.60	0.43
MnO	1.84	1.05	1.20	1.16	2.39	1.10	0.60
MgO	4.24	0.62	10.46	8.04	3.44	9.94	-.-
CaO	0.53	0.26	0.44	0.42	0.71	0.38	0.05
Fe2O3	14.94	43.64	5.98	4.86	8.50	8.26	35.22
CO2	28.22	-.-	33.60	30.40	30.68	32.66	-.-
H2O	2.47	6.70	0.96	1.20	1.91	1.48	5.00
Rés.	<u>9.38</u>	<u>47.78</u>	<u>6.52</u>	<u>18.52</u>	<u>7.78</u>	<u>7.23</u>	<u>58.62</u>
	99.70	100.05	100.40	100.56	99.87	100.65	99.92

	62 Du Rocher Sidérose alt.en hé- matite	64 Combe Noi. Sidérose	65 Gangrett. Sidérose compl. altérée	66 Pilliard Sidérose	67 Cabot Sidérose	67 Cabot Sidérose	67 Cabot Sidérose
FeO	--	46.76	--	49.40	48.97	49.61	49.33
MnO	2.80	2.41	2.00	2.58	2.09	2.03	2.10
MgO	--	4.94	--	5.87	4.60	4.61	4.68
CaO	--	1.27	--	0.70	0.51	0.52	0.58
Fe2O3	93.02	4.42	53.16	4.30	2.85	0.99	2.05
CO2	--	23.60	--	34.58	34.25	34.84	34.30
H2O	1.00	1.62	8.09	0.94	0.20	0.20	0.19
rés.	<u>3.60</u>	<u>5.34</u>	<u>37.60</u>	<u>1.28</u>	<u>6.02</u>	<u>6.48</u>	<u>6.00</u>
	100.42	100.36	100.85	99.65	99.49	99.28	99.73

	67 Cabot Sidérose	68 Fortune Sidérose part. al.	69 St André Sidérose part.alt	70 Pomine Sidéros. comp.alt	71 Taillat Rives Sidéros.	72 Taillat Maillat Sidéros. gros gr.	72 Taillat Maillat Sidérose gr. fin
Fe	49.15	37.12	25.10	--	40.64	42.79	39.68
MnO	1.97	2.84	2.31	2.21	2.21	1.28	1.35
MgO	4.56	4.55	3.89	0.38	7.04	11.47	8.92
CaO	0.49	0.49	0.43	--	5.01	0.50	0.35
Fe2O3	1.57	21.54	40.64	68.84	4.60	2.49	2.72
CO2	34.91	24.60	16.54	--	33.20	35.20	30.92
H2O	0.26	2.68	6.18	9.44	1.18	1.33	1.37
rés.	<u>6.00</u>	<u>5.58</u>	<u>4.26</u>	<u>19.80</u>	<u>6.70</u>	<u>4.90</u>	<u>14.36</u>
	99.35	99.40	99.85	100.67	100.58	99.91	99.67

	74 Rochefort sidérose comp.alt.	74 Rochefort sidérose comp.alt.	75 Tavernes sidérose comp.alt.	76 La Feuille ^{tt} sidérose	77 Pioulaz sidérose	78 Geni- velle sidéro.	79 Paturel sidérose comp.alt.
FeO	--	--	0.12	42.16	27.84	26.74	--
MnO	0.84	1.51	0.46	1.18	0.92	0.79	0.96
MgO	0.22	0.62	0.14	10.72	6.38	8.10	0.34
CaO	0.11	--	0.04	0.31	0.35	0.26	0.19
Fe2O3	35.12	65.20	21.24	6.00	4.64	7.76	81.90
CO2	--	--	0.14	36.08	22.44	22.48	0.53
H2O	7.50	11.76	3.04	1.26	1.85	2.20	10.90
rés.	<u>55.24</u>	<u>21.80</u>	<u>73.98</u>	<u>2.44</u>	<u>35.00</u>	<u>31.62</u>	<u>4.62</u>
	99.03	100.89	99.16	100.15	99.42	99.95	99.44

	80 Le Merle sidérose gr.grain	80 Le Merle sidérose grain fin	81 Girodet sidérose comp.alt.	82 Les Violett sidérose comp.alt.	84 Le Coudre sidérose comp.alt.	85 Pierre Herse sidéro.	85 Pierre Herse sidérose
FeO	42.42	41.06	2.20	--	--	40.40	43.50
MnO	0.67	1.00	1.39	2.16	0.84	1.56	1.45
MgO	13.76	13.14	0.07	0.74	0.38	11.01	10.63
CaO	0.45	0.42	--	--	--	0.52	0.48
Fe2O3	1.14	9.90	72.68	83.96	62.86	5.64	4.03
CO2	38.24	34.01	--	--	--	34.48	37.62
H2O	1.35	1.35	12.52	9.64	8.44	1.16	1.21
rés.	<u>0.48</u>	<u>--</u>	<u>12.00</u>	<u>4.76</u>	<u>28.40</u>	<u>5.44</u>	<u>0.30</u>
	99.11	100.88	100.86	101.26	100.92	100.21	99.52

	86 Merdaret sidérose comp. alt	86 Merdaret sidérose part. alt	86 Merdaret sidérose comp. alt	87 Lac de la Jasse sidérose CO2 calc	88 Molliet sidérose	91 La Chevrette sidérose init. alt.	91 La Chevrette sidérose
FeO	---	16.22	---	43.98	28.70	41.40	45.87
MnO	1.00	1.18	3.62	1.72	0.50	3.18	2.74
MgO	0.33	4.70	0.17	9.87	10.54	3.59	5.38
CaO	0.32	0.39	0.13	0.50	0.57	0.46	0.42
Fe2O3	39.10	33.94	24.12	2.86	2.39	17.02	2.87
CO2	0.44	14.08	0.09	35.00	26.24	29.00	33.65
H2O	6.42	5.67	3.23	0.82	1.29	2.78	0.34
rés.	<u>51.94</u> 99.55	<u>24.50</u> 100.68	<u>71.06</u> 99.42	<u>5.96</u> 100.71	<u>29.02</u> 99.41	<u>2.08</u> 99.51	<u>8.38</u> 100.61

	93 Remoud sidérose init. alt.	94 Prodin sidérose	96 Perrière sidérose init. alt.	96 Perrière sidérose comp. alt.	97 Frui- thiers sidéro. ank. adm	105 St- Georges des H. sidéro. grain grossier init. alt.	105 St Georges des H. sidérose grain fin
FeO	25.66	39.92	23.22	---	35.10	39.20	18.82
MnO	1.01	3.22	0.64	0.56	3.68	5.00	3.91
MgO	5.56	3.62	5.12	0.33	3.77	2.44	0.89
CaO	0.49	0.81	0.40	0.10	2.88	0.23	0.98
Fe2O3	15.32	5.58	9.62	45.60	9.65	24.24	8.73
CO2	19.30	27.50	13.04	---	23.64	20.58	16.16
H2O	2.90	2.39	2.60	6.40	1.93	3.98	2.13
rés.	<u>29.42</u> 99.66	<u>16.11</u> 99.15	<u>39.72</u> 99.36	<u>47.00</u> 99.99	<u>14.58</u> 100.23	<u>13.62</u> 99.29	<u>47.50</u> 99.12

	106 Montgilbert sidérose comp.alt.	107 Les Gorges sidérose	108 Bonvillard sidérose	111 Essert Blay sidérose part.alt.	49 Grande Taillée sidérose II init. alt.
FeO	-.-	40.83	43.17	10.24	37.06
MnO	4.60	4.71	7.44	5.44	1.49
MgO	0.82	3.58	5.94	3.94	5.76
CaO	0.52	2.19	0.48	0.03	0.26
Fe2O3	33.60	16.75	4.60	43.06	15.70
CO2	1.92	28.00	33.30	5.23	27.40
H2O	7.34	2.37	1.40	6.95	2.67
rés.	<u>50.28</u>	<u>1.08</u>	<u>3.98</u>	<u>24.86</u>	<u>8.98</u>
	99.08	99.51	100.31	99.85	99.32

grossière. Mais le rapport $\frac{Fe}{Mn}$ n'a pas changé. Ce rapport n'est même pas changé par une altération superficielle (de surface), pour autant qu'il s'agisse d'une altération en goethite. Par contre, l'hématitisation de la goethite peut apporter un changement important. Son inclusion dans le quartz, qui cause des altérations remarquables dans la chimie des minerais sulfurés, n'affecte pas la composition chimique de la sidérose.

Chimiquement, on peut discriminer trois types de sidérose :

- a) la sidérose de la Zone interne et de la région d'Aiguebelle ($\frac{Fe}{Mn} =$ Moyenne 11) ;
- b) la sidérose de la vieille paragenèse de la région d'Allevard ($\frac{Fe}{Mn} =$ moyenne 22) ;
- c) la sidérose de la jeune paragenèse de la région d'Allevard ($\frac{Fe}{Mn} =$ moyenne 40).

La région de Vizille est quelque peu aberrante. La sidérose comparable aux plus vieilles d'Allevard a un rapport $\frac{Fe}{Mn}$ plus élevé, de l'ordre de 32, alors que les sidéroses plus jeunes ont un rapport augmenté voisin de 60. Il semble qu'un certain "glissement" de la composition apparaît dans un même type. A la Chevrette, St-Hugon et Prodin par exemple, des sidéroses qui appartiennent géologiquement à la région d'Aiguebelle, mais se trouvant très près de la région d'Allevard, ont un rapport $\frac{Fe}{Mn}$ semblable à la vieille série d'Allevard (18).

Dans la région de Vizille, où les gîtes type Allevard et Aiguebelle se retrouvent (respectivement à l'W et à l'E du Synclinal carbonifère du Mont Jean), les différences chimiques entre les deux types de sidéroses n'apparaissent plus. De plus, les points d'un diagramme représentant les analyses de sidéroses d'Aiguebelle et d'Allemont soulignent une certaine tendance à une augmentation en Mn et diminution de Mg. Cette même tendance est celle de la vieille série d'Allevard (p. 85). Ici, l'allure de la courbe est particulièrement claire, toutes les analyses d'échantillons

affectés d'altération ayant été rejetées. Alors que pour Aiguebelle il ne pourrait en être de même, étant donné la rareté des échantillons.

Les sidéroses d'Aiguebelle et Allemont, et les vieilles sidéroses d'Allevard et Vizille ont en plus une particularité commune : la même texture de cristaux allongés, fusiformes (fig. 58 et 67), qui est si remarquable que la vieille sidérose riche en Mn est facile à reconnaître à cause de cette texture. Ce type de sidérose correspond approximativement à la "sidérose de Rives" de GUEYMARD [1844], quoiqu'il employât ce terme seulement pour désigner une sidérose à grain fin pour la différencier de la "sidérose de Maillat" à grain grossier.

On peut donc en déduire, sans se tromper, que les différences (constatées) entre les vieilles sidéroses d'Allevard-Vizille et celles du groupe Allemont-Aiguebelle ne représentent que la différenciation normale des gîtes dans l'espace.

Comme le montre le diagramme fig. 70 et 85, il existe un hiatus très grand de composition entre les groupes ci-dessus mentionnés et les sidéroses "jeunes" d'Allevard et Vizille. Les seules analyses ayant des valeurs intermédiaires (Pierre Plate, Mont Jean, Les Ruines, Bout du Monde, Grande Taillée et Taillat) proviennent des gîtes où les vieilles et jeunes minéralisations se trouvent dans les mêmes filons, ou très proches l'une de l'autre, de telle sorte que l'on peut supposer une genèse hybride.

De plus, il est remarquable que le hiatus de composition entre jeunes et vieilles sidéroses de Vizille et d'Allevard est du même ordre de grandeur. Les jeunes sidéroses ne se distinguent pas seulement par leur chimie, mais aussi par leur texture qui est isotrope, faite de grains de même dimension (fig. 59).

Il apparaît que les jeunes sidéroses représentent une phase de minéralisation individuelle, avant ou après que les conditions tectoniques aient changé. On montrera que ces jeunes sidéroses sont

un produit de "rajeunissement" de jeunes sidéroses. C'est le seul processus expliquant la relation chimique entre jeunes et vieilles sidéroses d'une même région, le pourcentage Mn ayant été diminué du même degré pour toutes les sidéroses "rajeunies".

L'analyse des autres éléments n'est pas aussi utile que le manganèse pour l'interprétation génétique de la sidérose. Par exemple, la teneur en Titane ne montre pas une relation significative quant à la température, la situation ou la texture. Les pourcentages varient de 4 à 87 ppm avec un maximum de fréquence à 55 ppm. La sidérose du Sapey est la seule qui s'éloigne de ces chiffres ayant un contenu de Ti de 235 ppm. Cela est dû à la nature de la minéralisation qui est une "sidérosisation" dispersée de la roche de la région, où la sidérose remplace de préférence le rutile (fig. 60 ["sidérosisation" dispersée de fragments d'épontes dans la filon de quartz du Sapey. La sidérose remplace la galène (Ga) et la chalcopyrite (Cpy)]).

48. Argent. Il n'est connu qu'aux Chalanches et se présente sous deux formes : comme dernier produit d'une série argentifère, ou masses de différentes formes d'origine "per descensum". Les deux ont déjà été décrites, la première avec les minéraux qui lui sont associés (pyrargyrite, polybasite et argentite) et la seconde avec d'autres p. 114.- produits secondaires : annabergite, argentite et gypse.

49. Skutterudite et Smaltite. D'après RAMDHOR [1960], CROTH [1885] et GUEYMARD [1844], la smaltite est l'un des principaux minerais des Chalanches. Malheureusement, l'auteur n'a pu l'observer que dans un filon d'altération superficielle où sa présence ne permet pas des observations paragénétiques.

50. Blende. S'ajoutant à la sidérose et au quartz, la blende donne de bonnes informations sur les conditions physiques dans lesquelles elle-même, et les autres minéraux de sa paragenèse, ont cristallisé. Le contenu de FeS de la blende est très employé en thermométrie géologique [KULLERUD, 1953]. Toutefois son usage est limité aux cas pour lesquels un équilibre existe entre ZnS et FeS, lequel peut apparaître de l'association de la blende avec la pyrrhotine ou la pyrite. Quoique ce postulat ne soit pas rempli pour les blends de Belledonne, nous pouvons toutefois admettre que les blendes noires (> 10 mol/% FeS) de La Fayolle, Fond de France, Saint-Hugon et Esserts-Blay sont de genèse mésothermale à catathermale, les températures de KULLERUD (300-350°) constituant seulement des minima.

Le contenu en FeS ^(est) très affecté par la recristallisation, ou l'inclusion de la blende dans le quartz, le résultat étant un abaissement de teneur en fer.

Un bon exemple de ce processus se trouve dans le gîte de Sapey, que l'on suppose être de la même période de minéralisation que celui de Fayolle (relations de position et minéralogie identiques) qui est, lui, d'une genèse prouvée de haute température. Toutefois, la blende du Sapey (suivant le mode d'inclusion) a un contenu en FeS qui varie de 4,9 mol % FeS pour de la blende se trouvant dans la roche bréchée fragmentée (fig. 66), à 2,6 mol % FeS pour la blende coupée par le quartz II, et incluse dans ce quartz (fig. 71).

C'est de cette manière que les blends de Prévieux, Perrelle, Fosse Guerre et Bonvillard ont été appauvries en fer. Apparemment, l'éponte a empêché le contact direct de la blende et du quartz, préservant ainsi la blende d'un appauvrissement presque total en fer.

La perte de fer est accompagnée par l'"exsolution" de la chalcopryrite. Les blends qui contiennent encore FeS ne mon-

trent que quelques très petites gouttes d'exsolution, dispersées de façon uniforme sur toute la totalité du cristal. L'exsolution qui s'est produite sous l'influence du quartz, ou une minéralisation ultérieure de la blende, a produit une concentration de gouttes d'exsolution de chalcoppyrite, concentrées le long du minéral plus jeune (Grande-Chambre, Ravoire et plusieurs autres). Ce phénomène est un fait utile pour établir les relations d'âge, et peut être ajouté aux caractéristiques servant à reconnaître des séquences de minéralisation dans les manuels de EDWARDS [1947] et BASTIN [1950]. Le processus commence par une augmentation de volume des gouttes d'exsolution, et leur agglomération, comme le montre la blende du Sapey se présentant dans les fragments de roche. Le terme final du processus est une perte de toute la chalcoppyrite et de la plus grande partie du fer qui avait été incorporé auparavant.

p. 117

Les blendes mises en place pendant l'orogénèse alpine ont des contenus de FeS variant de 0 à 0,5 mol %. Leur mise en place alpine est démontrée par l'âge triasique ou liasique des épontes (Laffrey, Peyerère, Longerolle) ou leur position sur une faille d'âge alpin (Vaujalaz du Synclinal médian).

La blende n'a pas une facilité de recristallisation aussi grande que la galène ou les carbonates. Elle montre de beaux exemples des "tensions" auxquelles les minerais ont été soumis (Bonvillard, fig. 96-92 et 93). Par exemple, la mise en relief (sur plaque polie) de l'assemblage de blende de Pierre Herse montre qu'elle est composée de gros cristaux (1 à 5 cm) qui ont été cassés en gros morceaux inclus dans une matrice à grains extrêmement fins (fig. 61 et 62).

Composition chimique de la blende :

	poids % Fe	Mn	Cu	Co
16 Grande Chambre	4,24	0,009	0,07	0,02
17 Le Sapey (région incluse dans le roc)	3,50	0,011	1.06	0.03
17 Le Sapey (région incluse dans le quartz)	1.30	0.004	--	0.02
20 Longerolle - Peyerère	0.12	0.004	--	0.001
Laffrey	0.27	0.008	0.09	0.002
Peychagnard	0.23	0.002	--	0.001
21 La Fayolle	6.50	0.016	0.98	0.10
23 Chalanches	3.34	0.146	Non dét.	0.03
54 Ravoire	2.60	0.006	0.12	0.05
54 Ravoire	3.36	0.008	0.77	0.06
85 Pierre Herse	0.95	0.007	non dét.	0.05
90 Fond de Frande	6.20	0.042	0.18	0.06
92 Saint-Hugon	7.03	0.018	0.09	0.006
98 Malrocher	3.18	0.008	0.30	0.01
99 Prévieux	3.68	non dét.	non dét.	0.002
101 Fosse Guerre	1.96	0.007	0.12	0.007
102 Perrelle	2.50	0.013	1.60	0.003
108 Bonvillard	1.77	0.009	0.22	0.001
108 Bonvillard	1.40	0.011	0.23	0.001

51. Stilpnomélane.

Son apparition, comme produit d'un métamorphisme faible des schistes à biotite - chlorite - muscovite de la Zone interne, a été supposée par KALSBECK [1962]. Le stilpnomélane d'une telle paragenèse semble commun dans les Alpes de l'Ouest. Sa formation est attribuée à un métamorphisme alpin épizonal [E. NIGGLI, 1956 ; F. ELLENBERGER, 1957].

Le stilpnomélane trouvé par l'auteur de cette thèse est relié à un métamorphisme faible de minerais de fer. Ce métamorphisme ne peut appartenir à l'orogénèse alpine, les paillettes étant orientées au hasard et ne montrant pas de signes de tension, tels que cristaux ployés ou cassés.

Le stilpnomélane et la chlorite déplacent la sidérose. Le mécanisme chimique de ce processus sera mentionné au chapitre II, dans la section s'occupant de la minéralogie des gîtes d'Allemonat.

page 118.-

Le Mn a été incorporé dans le même rapport que le Fe tels que présents dans la sidérose. La plus grande partie du Mg a été incorporé dans la chlorite. Le stilpnomélane ainsi produit ne s'éloigne pas chimiquement du stilpnomélane moyen ferrique [DEER et autres, 1962].

Le stilpnomélane de Roche Noire a comme analyse :

SiO ₂	45.00		
Al ₂ O ₃	5.02		
Fe ₂ O ₃	28.85	Données optique :	
FeO	4.63		
TiO ₂	0.06	N _α : 1 615	jaune d'or
MnO	2.35	N _γ : 1 685	brun sombre
MgO	3.54		
CaO	0.25		
Na ₂ O	0.20		
K ₂ O	0.50		
P ₂ O ₅	0.10 (apatite)		
H ₂ O	<u>9.37</u>		
	99.87		

Un stilpnomélane d'une composition similaire a été décrit et analysé par HUTTON [1956] à partir des schistes à épidote et chlorite de Nouvelle-Zélande.

Le stilpnomélane de Roche Noire et Malpourchié forme de larges plaques minces (+ de 10 mm) arrangées en gerbes. Le second clivage, perpendiculaire au clivage parfait de base, est visible (fig. 63).

Le stilpnomélane s'altère en goethite.

52. Tétrahédrite. Très courante dans Belledonne et sa province métallo-génique comme dans toutes sortes de gîtes. Elle n'a pas été étudiée géochimiquement. Aussi ne sait-on pas si ses différentes apparitions paragénétiques ressortent de sa chimie. Une analyse qualitative a montré qu'en plus du Cu et Sb courants, sont aussi présents Fe, Zn et Ag.

La seule différence qui a été observée entre la tétrahédrite de la jeune et celle de la vieille minéralisation est son association avec la chalcoppyrite. Elle est intimement reliée à la chalcoppyrite (même veine) dans la vieille paragenèse (fig. 90). Il n'en est pas de même pour la paragenèse récente.

Dans les deux cas la tétrahédrite a été suivie par la galène. Mais ce n'est que dans le cas de recristallisation que s'est formée l'association tétrahédrite - bournonite - boulangérite - galène. La tétrahédrite est l'hôte habituel de la gersdorffite et ullmannite.

53. Ullmannite. Observée pour la première fois dans Belleonne par GUILLEMIN et LEVY [1957]. Ils ont identifié comme ullmannite un minéral isotrope, dur, blanc d'argent, de haute réflectivité dans un échantillon de carotte de Petitchet (Fayolle) d'après des réactions micro-chimiques sur Ni et Sb. L'auteur de cette thèse a pu confirmer cette détermination aux RX, sur des échantillons de La Fayolle, Sapey, Chevrette et Remoud, Ce sont tous des gîtes de la Zone externe, à l'Est des synclinaux carbonifères du Mont Jean et du Grand Collet.

Ce minéral n'a pas été observé dans la région d'Alleward ; il se peut qu'il n'apparaisse que dans une paragenèse mésothermale malgré la recristallisation.

Se différencie de la gersdorffite par des cristaux de formes arbitraires, contrastant tout à fait avec la forme (euhédrale (idiomorphè)de la gersdorffite. L'essai (de relief) au brome, négatif avec l'ullmannite, sert également d'élément de discrimination.

TROISIEME PARTIE

LES GISEMENTS DE MINERAIS.

CHAPITRE I.

LES GITES MINERALISES DE LA REGION DE VIZILLE.

Les gîtes minéraux ne sont pas répartis uniformément dans le Massif de Belledonne. Quelques régions sont richement dotées de minerais, alors que d'autres en sont complètement dépourvues. Mais les minerais diffèrent également d'une région à l'autre.

On peut donc distinguer certaines régions minéralisées. Comme on peut le penser, les limites de ces régions sont d'ordre géologique. Mais dans Belledonne, au relief prononcé et jeune, les limites géologiques ont des caractères géographiques et morphologiques prononcés.

Une de ces régions, géographiquement et géologiquement bien définie est la région de Vizille.

1. GEOGRAPHIE ET MORPHOLOGIE.

La région minéralisée de Vizille est située au SW de Belledonne et à l'Est de Vizille, la ville la plus importante de cette région.

La limite W de la région est la vallée d'Uriage et Vizille, de direction NNE-SSW, se situant au pied du versant W escarpé de

Belledonne. Géologiquement, cette vallée représente le contact anormal entre socle cristallin et couverture mésozoïque, cette dernière formant la chaîne bordière dite "Collines liasiques". Le synclinal médian constitue la limite E de la région. Sa position est marquée par la vallée de Séchilienna de direction N-S. Les deux limites se recoupent près d'Uriage.

Au S de Vizille, la région est traversée par la Romanche coulant d'E en W. La région au S de cette rivière appartient géographiquement au district de La Mure. Mais les affleurements des mêmes formations géologiques se continuent quelques 3 km au Sud, en un point où ils sont recouverts par une forte couverture mésozoïque et, plus loin, où ils sont dénommés "soubassement cristallin du dôme de La Mure". C'est pourquoi on mentionnera ici également quelques gîtes minéraux au Sud de la Romanche.

On pense que l'érosion qui a modelé Belledonne dans son état actuel a débuté après le glissement de la couverture mésozoïque dans une dépression située à l'W [BLANCHARD, 1941]. La présence d'une couverture sédimentaire résiduelle, que l'on sait avoir eu une plus forte épaisseur qu'à l'heure actuelle, doit indiquer que l'érosion n'a commencé que récemment [SARROT-REYNAULD, 1961]. Cela est exactement démontré par le fait que le flanc W a conservé son allure escarpée qui n'a presque pas été entamée par des torrents.

22.- Les Collines liasiques ont conservé leur relief originel, l'anticlinal formant les points hauts. Quoique Belledonne atteigne des altitudes de 3 000 m et qu'à 7 km seulement de distance la vallée du Grésivaudan soit à l'altitude de 220 m, les sédiments friables des Collines liasiques ont à peine souffert de l'érosion, n'étant coupés que par quelques gorges transversales.

Le caractère jeune de la morphologie doit être attribué au fait [BLANCHARD, 1941 ; L. MORET, 1952] que Belledonne n'a acquis ses traits montagneux que dans les derniers épisodes de l'orogénèse alpine (Miocène supérieur). La grande dépression bordant Belledonne (le Grésivaudan et la Combe de Savoie) doit elle-même être plus ancienne, étant donné que le soulèvement de la Zone externe est le résultat du glissement de la couverture mésozoïque vers cette dépression.

2. HISTORIQUE DES GITES MINÉRAUX.

La région de Vizille a joué un rôle important dans l'histoire de Belledonne depuis l'antiquité. Sa situation près des gorges de la Romanche (la plus importante route entre Gaule Trans-et-Cisalpine) a fait de Vizille le passage stratégique du temps des Romains. On trouve la trace de l'intérêt porté par les Romains à la région dans les bains publics, récemment mis à jour près des sources d'Uriage. Aqueducs et thermes ont été bâtis durant le règne d'Auguste. On verra ce que sont ces sources dans le chapitre III, les sources d'Allevard ayant même composition chimique et étant géologiquement comparables.

On n'a aucune preuve d'une exploitation antique des gîtes minéraux de Vizille. Ce n'est qu'au XIV^e siècle que l'on en trouve mention écrite.

Les premiers témoins d'une exploitation minérale sont la mention de "martinets" à Vaulnaveys et Vizille, construits en 1319 et 1341 respectivement [ALLIX, 1917]. Il est fait mention en 1428 d'un "martinet" à Saint Pierre de Mésage et en 1593 d'une forge à Vizille. On sait qu'il y avait un haut-fourneau à Livet en 1662.

Le développement industriel de la région doit être attribué à l'abondance de l'énergie hydraulique. La plus grande partie des minerais traités dans forges et hauts-fourneaux était vraisemblablement

blement importée. L'exploitation des gîtes minéraux locaux seuls ne peut en effet justifier toute cette activité.

Ce n'est qu'au XVIII^e siècle que l'on trouve mention de l'exploitation de ces gîtes. La présence de deux fours, l'un à Vizille, l'autre à Uriage (au début de ce XVIII^e siècle) est une bonne indication que l'exploitation des gîtes se faisait de façon extensive. Le traitement au four se faisait en effet le plus près possible des mines, le transport du minerai étant difficile en ce temps-là.

Remarquons que la sidérose gagne en teneur en fer et perd considérablement de poids à la calcination.

En ce temps là, l'exploitation et la fonte étaient faits par une société ayant ses hauts-fourneaux à Saint-Laurent-en-Royans (Drôme). En 1787, elle fut absorbée par une société possédant les Hauts-Fourneaux de St Barthélemy et Articol. Cette société exploitait le minerai de fer près de Vizille, tout comme celui de Pb, Cu et Zn près de Séchilienne. Toute activité minière cessa vers 1800.

En 1826, après le début d'exploitation industrielle du charbon de La Mure, un gros haut-fourneau fut construit par "la Sté anonyme des Fonderies de Vizille". Cette société possédait également les permis miniers. Cela donna un renouveau d'activité à l'exploitation minière.

Les métaux de base furent également exploités.

Après une période d'accalmie, les mines furent reprises par la Société des Hauts-Fourneaux de Rioupéroux qui exploita le minerai jusque vers 1865. Après quoi la Société décida de ne plus utiliser les minerais locaux. Quelques années après les mines furent fermées.

Ce manque d'activité continua jusqu'à nos jours, à l'exception de la mine "Les Ruines" qui a été exploitée de 1911 à 1916. Et il y a longtemps que les hauts-fourneaux se sont éteints.

La tradition métallurgique de la région s'est maintenue dans les usines électrochimiques, alimentées par les centrales hydro-électriques situées le long de la Romanche, telles qu'à Livet, Rioupéroux, Gavet, Séchillienne, L'Ile de Montfalcon, St-Pierre de-Mésage et Péage-de-Vizille.

3. METHODES D'EXPLOITATION ET DONNEES D'EXPLOITATION DES GITES.

Les méthodes d'exploitation n'étaient pas très compliquées surtout à cause de la proximité des gîtes de la surface. Egalement à cause de la forme de ces gîtes (plats, avec épontes plates), la nature du minerai (la sidérose est friable) et la teneur constante de ce minerai. L'exploitation pouvait donc être faite par des ouvriers non expérimentés, tels que paysans pratiquant la mine comme occupation secondaire.

L'exploitation de presque tous les gîtes débutait par une excavation. Cela s'est fait à Saint-Charles, Grande Fosse, Sainte-Julie, Grand'Combe, Le Vent, Les Halles, Olivier et aux mines de Montchaffrey, Saint-Pierre-de-Mésage, Grande-Chambre.

Ces excavations ont la forme d'une tranchée et peuvent être très profondes lorsque le gîte est vertical.

Mais plusieurs mines furent exploitées également vers le bas, par tranches montantes. Ces parties basses étaient atteintes par galeries (Grande Combe et Grande Fosse) et travers-bancs (St-Charles, Les Halles, Grande Chambre).

Quelques gîtes, peu exploitables à ciel ouvert, l'ont été par galeries uniquement, tels Pierre Plate où l'on trouve deux galeries à différents niveaux, et Mont Jean située dans la partie inférieure du filon Le Vent. Seule la mine du Sapey a été exploitée par puits, ainsi que par deux tunnels.

Les méthodes d'exploitation les plus modernes se trouvent à "Les Ruines". En 1911, dans l'escarpement côté nord de la vallée

p. 124.- de la Romanche, gros talus de déblais d'une galerie. Un câble porteur a été mis en place pour le transport des ouvriers et du matériel. Cette exploitation couteuse cessa en 1916 à cause de la faible teneur du minerai.

4. GEOLOGIE DES GITES.

La géologie de Belledonne a été rappelée dans l'introduction. Toutefois on trouvera ci-après des traits géologiques de la région de Vizille ayant de l'intérêt par leurs relations avec les gîtes minéraux.

Ces gîtes se trouvent surtout dans les roches cristallines. Quelques-uns se trouvent dans la couverture mésozoïque.

a) - Schistes de la Zone externe.

Les roches cristallines de la région font partie de la Zone externe de Belledonne. Ces sont surtout des schistes à séricite-chlorite et albite. On a proposé plusieurs noms pour cette série. MICHEL et BERTHET [1958], dans leur étude de la région de la Romanche, la désignent sous le nom de "Groupe de Vizille". Ils pensent que son degré de métamorphisme la rattache à la "Zone des Micaschistes inférieurs" de JUNG et ROQUES. Le caractère épithermal de ces schistes serait le résultat d'un rétro-métamorphisme et d'une métagénèse sodique qui a causé l'apparition de porphyroblastes d'albite.

SARROT-REYNAULD [1958] partage cette opinion sur la base de ses observations à La Mure. Il suggère un âge alpin pour la métagénèse sodique, les filonnets d'albite allant dans le Carbonifère supérieur. D'après TOBI [1959] il n'en serait rien. D'après les observations de ce géologue, les porphyroblastes d'albite seraient contemporains du métamorphisme originel progressif des schistes, quoique une ou plusieurs phases de rétro-métamorphisme

me se soient produites, avec migration consécutive de matière.

Ses opinions se basent sur la présence de traînées d'inclusions très fines de rutile dans l'albite, ce qui montrerait un micro-plissement avant métamorphisme, lequel se serait estompé par la suite ; et sur la présence de porphyroblastes d'albite dans les schistes sériciteux à biotite ^{(qui ne sont} absolument affectés par le rétro-métamorphisme, alors qu'il n'y en a pas ^{pas} dans les schistes de la Zone interne.

Il y a lieu de noter ici que MICHEL [1958] estime la différence de degré métamorphique entre les deux zones de Belledonne en localisant également la plus grande partie des roches de la Zone interne (Groupe de Séchilienne) dans la "Zone des Schistes inférieurs, alors que la staurotite, le grenat et la cyanite sont totalement absents dans la Zone externe."

b) - Carbonifère supérieur.

Il se compose de conglomérats phyllades et bancs de charbon et est d'âge Westphalien D et Stéphanien A. Dans le District de La Mure, les couches de charbon ont donné lieu à une importante exploitation. Dans la région de Vizille, le charbon n'a pas été exploité industriellement, les couches étant minces et coupées par de nombreuses dislocations.

p. 127.-

L'intérêt du Carbonifère supérieur, quant aux gîtes minéraux, réside dans le fait qu'il date l'âge limite supérieur du métamorphisme principal des roches cristallines et qu'il souligne le plan de faille bordant le synclinal compressé de Mont Jean. Là où le Trias est absent, la présence de ce Carbonifère comme couverture sédimentaire autochtone indique la proximité de la pénéplaine pré-triasique.

c) - Sédiments mésozoïques.

Ils sont d'âge triasique et liasique. Le Trias comprend : anhydrite, bancs de gypse, spilites, dolomies, calcaires caverneux ("cargneules"). Le Lias comprend : calcaires et schistes calcaireux.

d) - Dépôts quaternaires.

Ce sont des dépôts glaciaires dans la vallée de Vaulnaveys et des dépôts d'alluvions dans le lit de la Romanche.

5. TECTONIQUE.

On a montré que les limites de la région métallifère de Villazelle coïncident avec une zone tectoniquement définie. La nature des failles bordières de la région sera examinée ci-après.

a) - Synclinal médian.

La région de Faux-Laurent montre un affleurement compliqué du Lias et Trias (fig. 65). Le Mésozoïque de la partie la plus à l'Ouest est presque horizontal et montre un ordre stratigraphique normal des sédiments. On pense donc que c'est une couverture sédimentaire résiduelle.

A l'Est, on a un pendage fort, des masses violemment plissées de sédiments secondaires, qui représentent le Synclinal médian. Ce dernier est bordé, côté E, par un synclinal de Carbonifère supérieur très comprimé.

Quelques kilomètres au N et S de cet affleurement, tout cet ensemble complexe se pince, devenant une simple faille séparant les schistes sériciteux à albite de la Zone externe et les gneiss et amphibolites de la Zone interne. Cette structure "en chapelet" est caractéristique du Synclinal médian. C'est le résultat

tat d'une forte compression exercée par le charriage de la Zone interne qui, combiné avec le lubrifiant gypseux du Trias, a occasionné le diapirisme du Mésozoïque du Synclinal médian. En certains endroits on ne trouve qu'une poche de gypse ou d'anhydrite [P. LORY, 1944].

b) - Glissement par gravité des "Collines liasiques".

La série de collines bordant le flanc W de Belledonne, et connue sous le nom de "Collines liasiques", s'est mise en place sous l'effet des mêmes efforts, ayant privé le Synclinal médian de sa série sédimentaire. Une partie de ces Collines liasiques peut avoir son origine dans le Synclinal médian.

p. 128.-

La différence principale entre ces deux allures tectoniques est la nature des forces auxquelles le Lias doit sa position allochtone, c'est-à-dire : compression au lieu de gravité. Toutefois ces deux forces ont travaillé dans le même sens et toutes deux sont dues à l'orogénèse alpine.

c) - Le synclinal de Carbonifère supérieur de Mont Jean et Montchaffrey.

La région minéralisée de Vizille est partagée par un synclinal de Carbonifère supérieur de direction N-S, montrant la même structure "en chapelet" que le Synclinal médian. Il s'agit ici aussi d'un synclinal très comprimé. Ses sédiments présentent une schistosité ayant la même direction que celle des schistes cristallins, ce qui cache l'inconformité angulaire existant normalement entre le Carbonifère supérieur et les roches cristallines.

Ce synclinal montre une similitude frappante avec le synclinal carbonifère de la région du Grand Collet (Chapitre III) que l'on sait être situé le long d'une faille. Si cela est exactement le cas dans la région de Vizille, la différence remarquable que l'on

constate dans la structure et la nature des minerais à l'E et à l'W de ce synclinal a une raison tectonique.

6. FORME ET TECTONIQUE DES GITES MINERAUX.

Tous les gîtes de la région de Vizille sont des filons. Ce sont de vrais remplissages de fissures. Ils ont des épontes régulières et leurs dimensions n'excèdent pas 80 m dans toutes directions. Quand elles sont observables, les épontes correspondent l'une à l'autre, ce qui fait que la mise en place du filon s'est faite en dehors de tout remplacement de la roche. Ce fait est remarquable, étant donné que la plupart des solutions minéralisantes étaient à température plutôt élevée (plus de 270°).

On admet que les filons qui montrent des dislocations fréquentes aux épontes sont situés sur des plans de faille ou joints de fractures. Des phases successives de mouvements et de dépôts filoniens ont été observées. La direction et l'amplitude de ces mouvements ont influencé la forme et l'aspect du filon. La cassure et l'inclusion de fragments d'épontes sont représentés fig. 66 et 67. De fortes dislocations donnent une forme irrégulière aux filons, forme dite "en chapelet", ou une contamination mécanique des filons par les fragments d'épontes.

La dilatation des cassures a permis aux solutions minéralisantes de cristalliser en gros cristaux euhédraux. Dans ce cas, peu de matière des épontes a été incluse, à moins que le remplissage par les solutions minéralisantes n'ait été insuffisant pour remplir la cassure. Cela semble s'être produit souvent dans la partie supérieure du filon. La figure 68 représente la cristallisation grossière de Le Vent. Ici, par suite de manque de matériel de remplissage, les épontes semblent s'être effondrées comme on peut l'attendre d'une cassure arrivant en surface.

On sait toutefois, par l'étude des inclusions fluides du

quartz, que les fluides ayant pris part au dépôt des filons ont été soumis à des pressions plutôt fortes, d'où la possibilité d'un dépôt minéral en profondeur.

129.- Dans le cas des minerais de Vizille, la tendance du filon (à la partie supérieure) à s'effondrer, doit être attribuée à la proximité du contact Trias-Schistes cristallins. Les fissures du Massif cristallin peuvent ne pas se continuer dans le Trias, les bancs de gypse pouvant ne pas avoir transmis les efforts de tension dans les couches sus-jacentes. La morphologie à caractère jeune permet de reconstruire la pénéplaine anté-triasique. Et, en effet, après reconstruction, il semble que la partie supérieure d'un gîte tel que Le Vent doit avoir été près de la surface.

La direction des filons a une remarquable uniformité (fig. 69). Ce fait montre également que les filons (cassures) sont calqués sur un même système de joints. La plupart des filons ont un pendage fort ou sont presque verticaux. La structure interne des filons est conditionnée par les diverses phases de minéralisation.

7. MINERALOGIE ET PARAGENESE DES GITES MINERAUX.

Les données concernant ces gîtes ont été mises en tables (voir tables jointes) pour les résumer et pouvoir les consulter aisément. La signification des caractères et symboles employés pour désigner les minéraux, leur structure et leurs inclusions fluides est donnée ci-après :

Pierre Plate
314,4 ; 871,9
alt. 390 m

Les nombres sous le nom de la localité se réfèrent aux coordonnées Lambert et à l'altitude du filon.

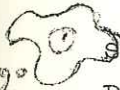
Une flèche ou une suite de noms de minéraux désigne les relations paragenétiques.


SIDERITE - L'emploi de majuscules montre les effets de tension subis par les minéraux désignés, tels que : cataclasé; extinction ondulée, lamelles jumelles cassées, forme allongée de minéraux isométriques habituellement normaux ; ou bien la texture granuloblastique résultant de la recristallisation.

Sidérite - L'emploi de ces caractères montre l'absence des effets de tension. La forme des caractères, soit majuscules, soit normaux, () est proportionnelle, logarithmiquement à la quantité relative du minéral en question dans le filon.

Sidérite - La longueur du pointillé désigne le grain du minéral dans ses vraies dimensions.

- La figure représente la forme moyenne et la taille des inclusions fluides (primaires ou secondaires) au grossissement 500.

22°  D'après la figure, apparaît la nature du contenu à une température donnée (3 phases ou 2 phases). Les autres notations de température montrent ce que deviennent les inclusions au chauffage ou au broyage.

p. 130.- 20°  20° - La dimension de la flèche est proportionnelle à la quantité de gaz dégagée par broyage du quartz à une température donnée. (20° 20°*).

30° (3 → 2) - Cette notation se réfère à la température d'homogénéisation de la phase en CO₂ riche. Si pas spécifié spécialement, elle signifie une homogénéisation liquide.

280°* - La température notée d'un astérisque dénote la température à laquelle l'homogénéisation arrive à son maximum.

310°-340° (2 → 1) - Cette notation se réfère à l'intervalle de l'homogénéisation du contenu des inclusions au chauffage.

En regardant cette table, il apparaît que l'on peut discriminer deux types de gîtes. On les notera A et B.

1° - Le type A. est caractérisé par une structure plate de cristaux plus ou moins intimement imbriqués, montrant plusieurs signes de tension, tels qu'extinction onduleuse et zones cataclastiques. Les sidéroses de ces filons ont relativement un fort pourcentage de Mn et peu de Mg. Leur composition chimique est indépendante de leur position géographique et elles se présentent dans le diagramme en groupe autour d'une position moyenne dénotant des sidéroses de solution-solide de Fe CO_3 , Mg CO_3 et Mn CO_3 (fig. 70). Le rapport $\frac{\text{Fe}}{\text{Mn}}$ est environ de 30.

Les minéraux sulfurés sont plus fréquents et occupent une plus grande place dans le filon que le type B. Leur chimie est également totalement différente. La blende qui n'a pas subi de recristallisation, montre un contenu fort en FeS : la Fayolle, 10,6 % mol. FeS , chiffre qui doit correspondre à une température de cristallisation d'environ 320°C d'après les conditions d'équilibre du système FeS-ZnS .-

Les autres blends sont partiellement ou totalement recristallisées et donnent un contenu faible de FeS allant de 4,9 mol/% pour une blende partiellement recristallisée type Le Sapey, à 1,5 mol% FeS pour le type totalement recristallisé, également du Sapey, inclus dans le quartz (fig. 71).

La blende foncée, riche en FeS , de La Fayolle, peut contenir des quantités appréciables de CuFeS_2 en solution solide, ce qui montre la teneur en Cu ($\text{CuS} = 0,95 \text{ mol } \%$). La recristallisation ou l'intrusion des minéraux plus jeunes a amené une exsolution partielle de la chalcopyrite que l'on peut apercevoir sous forme de gouttes de CuFeS_2 arbitrairement dispersées (La Fayolle, fig. 64), ou des rangées de gouttes concentrées le long du contact des minéraux plus jeunes (Grande Chambre) ou des masses individuellement concentrées (Le Sapey, Les ruines).

Le contenu en Bi de la galène du Sapey montre également une recristallisation partielle de ce filon. Ce contenu est de 0,02 % contre 0,13 % pour un type non recristallisé (Mont-Jean).

La galène de Mont-Jean : la galène de Mont Jean a aussi une forte teneur en Ag (0,13 % Ag).

Les minéraux de Ni comme l'ullmannite, se cantonnent dans le type A. On peut donc en toute sécurité supposer que l'on a là une paragenèse mésothermale, du moins pour les filons non recristallisés.

- 2°) Le type B est très différent du type A. Ses caractéristiques sont toutefois négatives. La texture n'est pas commandée par la compression ou la déformation. Les cristaux de sidérose, par exemple, sont orientés avec l'axe C perpendiculaire aux épontes, ce qui arrive normalement avec des minéraux grossissant dans des poches ou fissures ouvertes. Cette sidérose a une teneur faible en fer et manganèse et une composition moyenne assez constante (fig. 70). Le rapport $\frac{Fe}{Mn}$ est presque doublé par rapport à celui des sidéroses du type A.

Les sulfures sont pauvres en éléments-traces. La blende est presque dépourvue de FeS (0,5 mol% pour Peyerère et 0,2 mol% pour le gîte de Laffrey).

Il est surprenant de noter que la suite minérale est inversée: les sulfures suivis de sidérose pour le type A ; la sidérose suivie de sulfures pour le type B. Les gîtes du type B sont plus jeunes, ce que montrent les gîtes de Pierre-Plate, Saint-Charles et Mont-Jean, où les deux gîtes sont présents. Dans ces gîtes, la composition de la sidérose est intermédiaire entre le type spécial A et le type B, peut-être à cause de la contamination.

L'apparition de ces gîtes est également différente. Le type A prévaut dans la partie de la Zone externe de Belledonne, à l'Est du synclinal carbonifère de Mont-Jean et Saint-Pierre-de-Mésage, alors que le type B se présente à l'W de cette ligne.

L'âge de la jeune minéralisation est connu, car il est lié à la minéralisation de La Mure. Par exemple, les gîtes de Peyerère et Longerolle présentent un intérêt particulier, se trouvant dans les calcaires du Trias, déformés par l'orogénèse alpine et recouvrant le socle cristallin.

Par suite de la métasomatose du calcaire, l'ankérite occupe la position paragéométrique de la sidérose dans la région de Vizille, la séquence étant :

ankérite - tétrahédrite - boulangérite - galène et blende.

La composition chimique de l'ankérite de Peyerère correspond à celle des jeunes ankérites de la région de Vizille. Au Sud de Peyerère plusieurs de ces gîtes métasomatiques sont présents, qui ont été décrits par SARROT-REYNAULD [1957].

Le gîte intéressant de La Fayolle appartient aussi à la région de La Mure. Il est dans les roches cristallines du socle. L'énorme différence entre les deux gîtes rapprochés de Fayolle et Peyerère a attiré dès 1912 l'attention de CHABRAND [1913]. Il a émis l'hypothèse que le gîte de Peyerère est le résultat probable de la reprise d'un vieux filon (type) Fayolle.

Le contenu minéralogique des deux types de filons est très semblable. On n'a donc là aucun moyen de les distinguer. Il est très difficile, d'après la description de SARROT-REYNAULD, de savoir à quel type de gîte appartiennent ceux qui arrivent dans le Carbonifère.

Ni la direction, ni le pendage des filons, comme le montre le diagramme figure 69, ne fournissent une indication sur les relations d'âge mutuelles. Les types A et B sont également distribués le long de l'orientation la plus courante. On verra que cela s'applique également à la région d'Alleverd, pour laquelle on a beaucoup plus de données. Là, la direction des filons doit être imaginée comme les "multiples" joints d'un système de failles de torsion. Il semble que cela pourrait s'appliquer à la région de

Vizille si la direction de la schistosité était en relation avec les failles de torsion. Car les maxima de direction des filons de Vizille diffèrent du même nombre de degrés que la schistosité les deux étant tournés de 15° vers le Nord.

134.- On a une autre indication pour supporter l'hypothèse que Peyerère, et en général tous les gîtes de La Mure, (se trouvant dans la couverture mésozoïque) appartiennent à la même phase de minéralisation que les gîtes jeunes de Vizille : l'étude des inclusions du quartz. Les jeunes filons de quartz de Vizille contiennent le même genre d'inclusions que les filons de quartz de Laffrey, Longerolle et les gîtes de la région de La Mure. Dans les deux cas on a un pourcentage élevé de CO_2 (environ 10 mol. %) et une forte température d'homogénéisation (valeur moyenne 300°). La relation avec le niveau de mise en place, dont dépend la densité de la phase riche en CO_2 , n'est pas si nette que dans la région d'Alleverd, quoique quelques affleurements arrivent très près de la pénéplaine triasique.

Dans la région de Vizille, seuls les gîtes à forte altitude de Mont Jean et Olivier montrent une densité critique voisine de celle de la phase riche en CO_2 , s'homogénéisant dans une phase liquide par disparition soudaine de la limite liquide-vapeur. Les gîtes situés plus bas montrent une phase liquide CO_2 expansive et ont donc des densités plus fortes de CO_2 . Cette susceptibilité plus faible qu'à Alleverd à la différence de niveau de mise en place doit être attribuée à une plus grande épaisseur de couverture mésozoïque.

Effectivement la série stratigraphique est plus complète et plus puissante dans la région de La Mure.

Les inclusions fluides, la chimie de la paragenèse et la situation géologique nous assurent donc de l'âge alpin des minéralisations jeunes non déformées de la région de Vizille.

La composition minérale et la chimie de la paragenèse jeune suggèrent alors un type de minerai épithermal, ce qui ne semble pas "coller" avec les fortes températures d'homogénéisation du quartz. D'un autre côté, le type mésothermal s'accompagne de quartz à basses températures d'homogénéisation (260°-270°). Si l'on assimile ces températures à celles de cristallisation, cela est également incompatible avec le type de minerai. Mais l'écart étroit entre les températures d'homogénéisation a toutefois été expliqué comme le résultat d'une cristallisation d'un milieu homogène. Il y a donc lieu d'appliquer une correction de pression. Ce qui augmenterait beaucoup la température de cristallisation vraie.

Si les deux types appartiennent au même cycle de minéralisation, il doit y avoir un certain arrangement ^{zonal} entre eux. On ne trouve même pas une transition graduelle ou un stage intermédiaire dans leur contenu initial. Et ils ne sont pas séparés dans l'espace, puisque les deux types peuvent être présents dans le même gîte (Pierre Plate, Saint-Charles, Mont Jean et les Ruines).

De plus, l'effort pour attribuer les deux minéralisations à une seule métallogénie se présentant en deux phases est rendu improbable par la présence habituelle d'effets de tension dans la série mésothermale et leur absence dans la série jeune ; comme par l'incompatibilité entre les températures d'homogénéisation des deux phases du quartz, la plus vieille devant être corrigée pour la pression, alors que la plus jeune pression d'homogénéisation égale la pression de recristallisation.

L'hypothèse attribuant la minéralisation jeune à une reprise (rajeunissement) d'un vieux gîte (probablement hercynien) "colle" alors très bien avec les données, car elle explique :

- la composition isotopique de la galène (partie II) ;
- une minéralisation identique pour une chimie appauvrie ;
- la suite inversée de la minéralisation ;

- les hautes températures des solvants régénérateurs que l'on suppose être nécessaires pour remettre en solution tout le contenu du filon ;

- une même direction et même pendage des deux types de filons ;

- leur grande proximité dans l'espace ;

- la transition abrupte (le minerai ayant été "rajeuni" ou non "rajeuni") ;

- dans certaines régions tectoniques bien définies, plutôt qu'en d'autres, le "vieux" contenu minéral a été mieux préservé dans son état originel. Il n'a été recristallisé qu'en présence de dislocations tectoniques. La partie orientale de la Zone externe représente un tel bloc tectonique ;

- une telle entité tectonique sera examinée plus en détail dans le chapitre Aiguebelle, dont le minerai est entièrement situé dans la partie la plus à l'Est de la Zone externe.

8. REFERENCES.

Il a été facile de situer les gîtes, ceux-ci (et même les plus pauvres) ayant été englobés et décrits aux XVIII^e et XIX^e siècles. Dans la région d'Allevard, bien connue de l'auteur de la thèse, il en a été de même et seuls quelques filons ont été découverts qui n'avaient été ni exploités, ni décrits.

Les informations recueillies auprès de la population locale ont été de peu de valeur. La plupart des habitants ignorent les ressources minérales de leur région. Ce qui se comprend, étant donné le nombre élevé d'années écoulées depuis la fermeture des mines. La plus grande partie des descriptions sur les mines est aussi vieille que leur exploitation même.

La documentation la plus ancienne consultée a été celle de GUETTARD, "Minéralogie du Dauphiné [1779]. C'est un itinéraire géologique dans une région couvrant le département de l'Isère et

quelques régions au Sud de celui-ci, en gros : le Dauphiné proprement dit.

GUETTARD décrit la mine de Pierre Rousse et celle près de Saint-Barthélemy. Cette dernière est comparable au gîte du Sapey pour sa minéralogie.

LACROIX a édité en 1919 un manuscrit de DOLOMIEU [1795] sur les gîtes de fer de Vizille. DOLOMIEU ne mentionne pas le nom des mines, mais donne une description des gîtes qui correspond très bien aux caractéristiques de Pierre Plate, Saint-Charles, les Halles et le Parc.

L'auteur (de la thèse) doit le plus gros de ses informations sur ces gîtes à E. GUEYMARD [1844]. Dans le volume I de son étude, sous l'égide de la Société Statistique du Département de l'Isère, GUEYMARD donne une description détaillée de la géographie, géologie et minéralogie du Département de l'Isère. Il a décrit les mines d'Oliver, Grande Chambre, le Sapey, Mont Sec et bien d'autres. Son étude comprend un historique de l'exploitation et production, des méthodes employées, de la direction et du pendage, des analyses de sidérose. Ces dernières ne sont guère valables.

Le "Précis de Minéralogie de la France" de LACROIX [1893], et la "Minéralogie de HINTZE [1904] donnent un résumé de tout ce qui a été publié antérieurement sur la région. La "Géographie minière des Alpes dauphinoises" de CHABRAUD [1913] contient les références les plus récentes sur un certain nombre de mines abandonnées dans la région de Vizille.

Des études plus limitées ont été faites par COLLET-DESCOTILS [1806], donnant des analyses de sidéroses de Pierre Plate et les
p. 136.- Halles ; des teneurs en argent du minerai de galène - hournonite du Mont Jean par HERICART de THURY [1807] ; des analyses de sidéroses de Pierre Rousse et Grande Fosse, ankérites de Corniglion (probablement Grande Combe, d'après les données de GUEYMARD) et

Le Vent, par BERTHIER [Note du traducteur : Corniglion est une vieille concession du Taillefer, au-dessus de Oulles].

DOELTER [1911] note les analyses de BERTHIER, Ch. LORY [1865], ROTH [1817], GROTH [1885], et LACROIX [1893]. SARROT-REYNAULD [1957] ajoute des données nouvelles à la minéralogie du gîte de Saint-Pierre-de-Mésage.

Une revue historique et géographique de la région a été faite par ALLIX [1917] qui s'est occupé de la Grande Chambre et Les Ruines, par MOLMERRET et BRUANT [1936] qui ont décrit Le Vent, les Halles et Oliver, et par BLANCHARD [1941] qui donne les informations géographiques les plus récentes.

Les cartes des "Archives des Mines" de Grenoble ont été d'un grand secours pour situer les gîtes de Pierre Rousse, Grande Chambre, Les Ruines, le Sapey et Mont Sec.

LES GITES MINÉRAUX DE LA RÉGION D'ALLEMONT.1. Situation géographique et Morphologie.

Parmi les régions minéralisées de Belledonne, la région d'Allemont occupe une place spéciale parce que ses gîtes sont dans la Zone Interne, partie de Belledonne qui est généralement dépourvue de minéralisation.

En fait, les gîtes minéraux ne se trouvent, dans la Zone Interne, que là où des affleurements importants de granite font défaut, et la pénéplaine pré-triasique peut être délimitée par des restes de couverture sédimentaire laissés par l'érosion.

Il est naturel qu'une telle région soit plus difficile à situer géographiquement et géologiquement que celles de Vizille et d'Allevard.

La région d'Allemont enserme cette partie de Belledonne qui est dominée par les sommets spectaculaires des "Trois Pics de Belledonne" (2970 m) et la partie nord du Massif du Taillefer qui est le prolongement de Belledonne au Sud de la Romanche.

Le Synclinal Médian est la limite W de la région. Sa position est marquée par un changement brusque du relief : à l'Est de ce synclinal, relief escarpé de roches cristallines, à l'Ouest formes intermédiaires des sédiments liasiques ("Collines liasiques" et "Grande Serre").

Au Nord, la région se termine en sifflet entre le Synclinal Médian et le massif granitique des Sept-Laux. Les rivières N-S de Pleyne et Eau d'Olle coulent parallèlement à la faille de contact entre le Massif d'Allemont et le massif granitique des

20 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G. - I27-
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Sept Laux.

Ce qui a été dit sur la morphologie de la région de Vizille est valable pour la région que nous examinons maintenant. Le caractère principal en est la jeunesse de la morphologie. Les couches de Carbonifère supérieur sont encore présentes sur le sommet des montagnes, bien que la plus grande partie de la couverture sédimentaire ait glissé au loin.

- L'hydrographie est de nature primitive, surtout côté E du Massif de Belledonne. De nombreux petits torrents parallèles coulent tout droit dans les vallées profondes, mais étroites, de la Romanche et le cours inférieur de l'Eau d'Olle.

- Sur le côté W de Belledonne, où les Collines liasiques (ou une Zone Externe bien développée) augmentent la distance entre les crêtes centrales et le niveau de base de l'érosion, un système plus complexe de ruisseaux et torrents s'est développé. Les ruisseaux et torrents ont une tendance marquée à s'anastomoser.

La vallée de la Romanche doit sa profondeur à un niveau de base d'érosion effondré, et à un soulèvement épirogénique du Massif de Belledonne.

p. 138

Quoique quelques ruisseaux peu importants suivent des failles, joints ou autres dislocations, les grandes vallées de la Romanche, de l'Arc et de l'Isère ne sont pas nécessairement établies sur de telles dislocations (tectoniques). Le caractère profond et étroit de ces vallées peut également s'expliquer par le fait que des rivières conséquentes, coulant des hauts sommets des Alpes dans la Combe de Savoie et le Grésivaudan, ont entaillé leurs lits à la suite d'un soulèvement épirogénique du Massif de Belledonne dans son ensemble.

Une telle nature épigénétique (de ces rivières) est clairement démontrée par le petit Massif du Châtelard. En ce point, l'Arc n'a pas été dévié par les roches plus dures du massif cristallin, bien que ce massif soit bordé de schistes friables du Lias. La seule explication valable (de ce fait) est un soulèvement du Mas-

sif du Châtelard qui a maintenu la rivière dans son lit primitif.

2. Historique des gîtes minéraux.

L'exploitation des mines a joué un rôle important dans le développement économique du Massif de Belledonne. On sait que cette exploitation est très ancienne, sauf pour les Chalanches et Oulles.

Plusieurs villages tels que Articol, Allemont, Livet, Gavet et Rioupéroux doivent leur origine aux mines ou aux activités en découlant. En dehors des gîtes minéraux, la région est richement dotée de ressources naturelles telles que l'énergie développée par la Romanche et l'Eau d'Olle qui a permis d'actionner les "martinets", et des forêts étendues ayant servi à la fabrication du charbon de bois pour les fours.

L'existence d'activités minières au X^{IV}e siècle est connue d'après un décret ordonnant l'arrêt de l'exploitation minière pour éviter une érosion désastreuse du sol, due à la déforestation. Le grillage de la sidérose consommait de grandes quantités de bois.

Un tel décret a été appliqué à plusieurs époques. Malgré sa forte teneur en Ca (l'ankérite étant très répandue), les sidéroses d'Allemont ont attiré plus tôt l'attention que celles de Vizille. On l'explique par leur teneur faible en Mg, qui tend à élever le point de fusion de la sidérose ; par le degré très fort d'altération de la plupart de ces sidéroses qui facilitent la fusion ; par leur teneur en magnétite, qui augmente la teneur en Fe ; et pour le fort pourcentage ($\pm 10\%$) en Mn de l'acier produit.

Dans les tout débuts du XVIII^e siècle, la plupart des mines sont signalées abandonnées. Mais la découverte du minerai d'Allemont riche en argent, en 1767, a donné à la région un nouveau "souffle de vie". Allemont devint la ville la plus importante de

Belledonne, suite à la construction de hauts-fourneaux pour le grillage, la fonte et le raffinage de l'argent, des minerais de cobalt, ainsi que des minerais d'or provenant de la ligne voisine de La Gardette. De nombreux petits filons furent mis en exploitation à nouveau, dans l'espoir de trouver d'autres filons d'argent. Comme à Vizille, toute activité minière cessa aux environs de 1865. A cette époque, les mines étaient la propriété de la "Sté des Hauts-Fourneaux de Rioupéroux", qui décida, en 1865, de ne plus employer les minerais locaux.

page 139.

Méthodes d'exploitation et résultats.

L'attention apportée aux filons de sidérose a été mentionnée ci-dessus, section 2.- Etaient particulièrement bien connus les gisements de Grand Bois (le plus riche) et Lac Crop (le plus élevé et donnant le meilleur minerai).

Le minerai de la Mine des Essarts est signalé au **XIV.** siècle comme de basse teneur, "produisant plus de scories que de métal", ce qui n'est pas surprenant, ce minerai étant de l'ankérite [SCLAFFERT, 1926a].

Lors de la visite de la région par GUETTARD, en 1775, la plupart des filons de sidérose étaient abandonnés comme épuisés totalement, sauf Grand Bois qui fut fermé en 1856. A ce moment-là, le chef des Mines de l'Isère, GUEYHARD visita tous les gîtes dans l'espoir de trouver un gîte de la taille de Grand Bois. Mais en vain. St Charles et Roche Noire furent examinés aux affleurements, et Trois Laux, Malfourchié furent explorés par de nouvelles galeries. Ces galeries sont pratiquement les seules pratiquées dans la sidérose, en dehors des exploitations de surface.

Les travaux miniers des petits gîtes de Cu-Pb de Roche Moubas, Chamrousse et Vaudaine sont également des tranchées de surface. D'après les données de GUETTARD [1779], on ne sait rien sur l'époque à laquelle elles ont été creusées.

On connaît bien mieux les gîtes des Challanches et d'Oulles. Le premier a été découvert en 1767, exploité pendant un an par les habitants de la région, puis saisi par le Gouvernement qui chargea H. SCHREIBER d'en étudier la géologie et de diriger les travaux, ainsi que la construction de hauts-fourneaux pour la fonte du minerai.

Les bénéfices tirés de la production d'argent (7 000 kg) furent attribués au frère du Roi Louis XVI jusqu'en 1792, époque à laquelle la mine fut nationalisée. Après exploitation pendant une courte période par le Gouvernement révolutionnaire, les mines furent louées à une Cie privée par suite de non rentabilité. Cette Compagnie exploita Les Chalanches jusqu'en 1811 et les abandonna comme dépourvues d'argent.

En 1843, La Compagnie Surell obtint les droits d'exploitation du cobalt. La mine des Chalanches fut définitivement fermée en 1867.

Après (sa fermeture), la mine fut visitée par de nombreux minéralogistes, prospecteurs et touristes. Chalanches était la mine d'argent la plus réputée de France, chacun voulait en rapporter un échantillon.

GROTH, visitant la mine seulement 18 ans après sa fermeture, ne fut pas capable de trouver un échantillon ayant une valeur minéralogique dans les déblais des galeries. L'auteur (de la thèse) n'a pu y trouver lui-même qu'une trentaine de mauvais échantillons. Il a examiné 10 échantillons des Chalanches au Musée de Géologie de Leyden et 5 autres au Musée Teylers à Harlem.

L'exploitation de ce gîte a été faite par un système compliqué de galeries, travers-bancs, montages et descenderies, qui ont suivi les filons enchevêtrés. Tous les travaux sont compris dans une aire de 600 x 500 x [300] mètres. Pas question de travaux miniers systématiques. En effet, la teneur du minerai, la direc-

tion des filons, la forme des veines à minerai, tout apparaît inconnu et sans loi (fig. 72).

140.

La région du gîte de Oulles montre des mines de Plomb vraisemblablement très anciennes. Elles ont été étudiées et remises en exploitation par GUEYARD au tout début du XIXe siècle. Elles furent fermées tout de suite après à cause de leur grande distance aux fours d'Allemont.

Le minerai était fondu à Allemont pour l'argent contenu dans la galène.

Les petits gîtes de La Fare et Roche Moutas n'ont été exploités que pour un essai.

4. Géologie de ces gîtes minéraux.

Les roches des minerais d'Allemont appartiennent aux formations de la Zone Interne. Ces roches ont une histoire compliquée, marquée en général par sept particularités. On essaiera de les citer dans l'ordre chronologique. Une coupe figure 73 est donnée.

a) Roches basiques et ultra-basiques.

Un plissement, plus ancien ou contemporain d'une intrusion de roches basiques a produit des plis isoclinaux en éventail. Les masses d'intrusion basiques sont en concordance et conformité avec les roches adjacentes. Le corps intrusif principal peut être suivi du Tabor (partie S du Taillefer) sur une distance de 35 km, jusqu'aux Pics de Le Ferrouillet et le Pas de la Coche (partie N région d'Allemont).

La partie centrale de ce corps intrusif comprend des péridotites à diallage et des gabbros à olivine. Leur composition a varié par suite de serpentinitisation et ouralitisation. Une description complète des serpentinites du Tabor est donnée par CHOUBERT [1934]. Den TEX [1950] a effectué une étude détaillée des roches basiques et ultra-basiques de la région des lacs Robert.

Les péridotites sont bordées par une zone de roches gabbro-dioritiques et diorites.- La largeur de cette zone varie de quelques centaines de mètres à 2 ou 3 kilomètres. Le volume des intrusions basiques de ce type est beaucoup plus grand que celui des péridotites et serpentinites. Parmi les minéraux principaux du complexe gabbro-diorite se trouve le plagioclase (40-70 % An) et le diallage. Ceux-ci appartiennent sans nul doute à l'assemblage igné originel.

- Un changement de structure et minéralogique a altéré partie de ces roches gabbro-dioritiques en amphibolites, roches-types qui forment le constituant principal des roches cristallines de Belledonne, si l'on compare ce massif à d'autres massifs hercyniens externes des Alpes.

Les amphibolites qui montrent à l'évidence qu'elles dérivent de roches intrusives gabbro-dioritiques sont désignées par TOBI [1959] sous le nom d'"amphibolites de Ferrouillet". Le Ferrouillet est le sommet le plus au Nord de la crête centrale de la région d'Allemont.

En général, les amphibolites forment les sommets en pics. Les relations d'âge entre les roches basiques et ultra-basiques sont difficiles à établir. En effet, le contact entre les deux est tectonisé. Et des phases ultérieures de métamorphisme ont chargé l'assemblage minéralogique originel. D'après le diagramme Q-L-H et celui K-lg [P. NIGGLI et C. BURRI, 1945], DEN TEX conclut [1950] que les sources des deux types de roches sont liées.

p. 143.

b) La phase principale de métamorphisme.

Un métamorphisme mésozonal a affecté la plus grande partie des roches ignées et sédimentaires de la Zone interne. D'après leur composition, les sédiments (méta) d'origine arénacée et argileuse ont été transformés en : schistes à grenat, staurotide-cyanite ; schistes à grenat-biotite ; schistes à grenat-muscovite et schistes à muscovite-biotite.

Ces séries métamorphiques avec leurs matériaux amphibolitiques se trouvant près du Lac Crop ont été appelées par TOBI [1959] la "formation du Lac Crop".

Les sédiments (méta) de faciès grauwacke avec roches basiques ignées détritiques ([KALSPEEK 1962] ont été transformés en : amphibolites zonées, amphibolites à épidote et amphibolite à plagioclase. Le plagioclase de ces roches peut contenir jusqu'à 40 % An. Il est donc difficile de discriminer les para et orthoamphibolites.

La prédominance de certaines lois de mûclage dans le plagioclase, la présence de résidus de pyroxène, du plagioclase de composition labrador, la forme et la quantité de zircon, ainsi que l'abondance de titanite peuvent permettre de distinguer l'une ou l'autre des amphibolites [TOBI, 1959 ; KALSPEEK, 1962].

L'âge mésozonal de la phase métamorphique n'est pas aisé à situer dans l'"histoire" métamorphique complexe de Belledonne à cause des effets des phases ultérieures de rétro-métamorphisme.

TOBI [1959] et KALSPEEK [1962] partagent l'opinion de CHOUBERT [1934] et pensent que la phase principale de métamorphisme est plus jeune que la mise en place des roches basiques. Une des raisons en est le degré uniforme du métamorphisme atteint aussi bien par les ortho que les méta-amphibolites et les gneiss acides.

c) Mise en place des granites

Quoique BELLAIR [1948] considère que les granites de la Zone Interne de Belledonne ne sont pas nécessairement du même âge, ils sont toutefois groupés ici, dans ce chapitre, avant que l'on examine les gîtes du Carbonifère supérieur. En effet, quoique la plupart de ces granites soient au moins pré-triasiques (Taillefer) un âge pré-Westphalien a pu être certifié pour l'un d'eux (Outray).

Plusieurs affleurements de granites se trouvent dans la Zone Interne de Belledonne et, la plupart, sont des corps intrusifs.

On distingue du Nord au Sud :

- Les granites de Chaudanne, Outray, Beaufort et Bersent, dans le Beaufortain ;
- le granite de la Grande-Lauzière et Saint-Colomban ;
- le granite d'Épierre, Grand Charnier et Sept-Laux ;
- le granite du Taillefer et Livet ;
- le granite d'Entraigues.

La forme allongée des affleurements suggère que ce granite a été sous le contrôle de dislocations tectoniques. Effectivement, des galeries traversant les granites d'Épierre et de la Grande-Lauzière ont révélé une forme tabulaire du corps granitique parallèle à la direction générale de la schistosité des schistes adjacents. Dans certaines régions, les dimensions propres du corps granitique peuvent être difficiles à établir, car il existe une transition graduelle entre la texture (apparente) isotrope de la partie centrale de ce corps granitique et la zone bordière schisteuse, ce que l'on appelle le "granite-protogine". La texture et la composition minérale de la zone bordière sont telles que, spécialement à la Grande Lauzière, on peut difficilement discriminer un petit échantillon de cette zone des schistes épizonaux de la zone interne. Si le caractère intrusif de ces granites n'avait été démontré par E. NIGGLI [1953], on serait tenté d'admettre leur origine métasomatique. -- Les recherches de TOBI [1959] ont toutefois révélé que l'altération de ce granite est due à une mylonitisation intensive, sous conditions épizonales.

Les parties altérées sont devenues des schistes à muscovite et séricite, avec des feldspaths plutôt développés qui semblent avoir "survécu" à la mylonitisation. Ces roches ont reçu le nom de "schistes feldspathisés" par BUNGLE [1931] et décrits par BORDET [1957] comme "Migmatites de la série verte". Le granite de Livet devrait avoir une zone "migmatique" similaire, d'après la description qu'en donnent MICHEL et BERTHET [1958].

Ce ne sont pas tous les corps granitiques qui ont une zone bordière de schistes feldspathisés, car, quelquefois, une zone de faille en marque les limites. Il ne faut pas omettre, mais bien se souvenir, en établissant une relation entre la position du granite et celle des gîtes minéraux, que cette relation peut avoir été fortement affectée par des déplacements par failles. Un (de ce déplacements) appartient à un système de failles actif durant les derniers stades de consolidation du granite. Ce qui a causé la forme allongée et lenticulaire du granite en particulier, et l'écartement de Belledonne dans son ensemble.

Si l'on regarde les granites comme la source dernière des gîtes minéraux, ce système de failles peut avoir produit un déplacement horizontal de chacune des formations ; alors qu'un "rajeunissement" des failles, produisant un soulèvement relatif du corps intrusif, a occasionné un déplacement vertical. Un système de failles de ce dernier type s'est produit durant l'orogénèse alpine.

d) Carbonifère supérieur

Des sédiments du Westphalien D et Stéphanien A sont les plus vieilles roches que l'on puisse dater. Leur inconformité angulaire avec les formations ci-dessus mentionnées est visible.

Une inconformité entre le granite et le Carbonifère supérieur a été observée dans le Beaufortain (granite d'Outray). Mais d'autres événements tels que la mise en place du complexe basique, la phase principale du métamorphisme mésozonal et au moins une période orogénique, se sont aussi produits avant le dépôt du Carbonifère.

Le Carbonifère supérieur comprend surtout des schistes noirs et des couches de charbon intercalées. TOBI [1958] a noté qu'une grande partie des sédiments est de nature tuf et rhyolitique. En relation avec ce fait, il y a lieu de mentionner ici les rhyolites qui font partie du Carbonifère supérieur du massif des Grandes Rous-

ses. Ce dernier est situé à l'Est de Belledonne.

Le Carbonifère supérieur de la région sous revue se trouve dans deux positions tectoniques. Un de ces deux types est pincé dans des synclinaux profonds (c'est-à-dire : le Synclinal Médian et les synclinaux de bordure), tandis que l'autre constitue une couverture plate horizontale sur les sommets, au Sud de la faille E-W qui traverse le "Pas de la Coche".

Ce dernier type de Carbonifère a attiré l'attention de nombre de géologues. Car il représente la première inconformité observée entre les roches cristallines et les sédiments paléozoïques dans les Massifs Externes des Alpes (fig. 74).

p. 147.-

Le Carbonifère du Synclinal Médian a une bien plus grande extension que ces couvertures horizontales.

Quelques couches de charbon (La Boutière, St Mary) ont été exploitées. Elles peuvent avoir une relation avec les couches de la région de La Mure.

e) Orogénèse hercynienne.

Une des phases de l'orogénèse hercynienne peut être datée par le fait que des sédiments permien de la région d'Allevard sont en discordance au-dessus d'un pan de sédiments Stéphanien A, fortement plissé dans le socle cristallin. Cette discordance représente probablement une des dernières phases de l'orogénèse hercynienne.

La phase la plus ancienne qui suit est reconnaissable au développement d'un système de failles de torsion contemporain de la mise en place du granite, et que l'on considère aussi comme étant d'âge hercynien. Cette phase peut avoir produit un rétro-morphisme du faciès des schistes verts [KALSBECK, 1962]. La mylonitisation, cataclase et le remplacement de minéraux mésozoïques par la chlorite, séricite et l'albite ont complètement changé la nature originelle des roches cristallines.

Ces caractères sont surtout visibles dans la Zone interne, où le degré originel de matamorphisme est plus fort.

Par suite de la chloritisation de minéraux riches en fer entrant dans la composition primitive de différents types de schistes (tels que schistes à biotite, à grenat, staurotide, amphibolite), ces roches sont devenues semblables de composition donnant des schistes quartzeux, à chlorite et séricite.

D'après l'analyse chimique des chlorites de la région d'Allemont, on peut conclure que le rétro-morphisme de l'amphibolite n'a pas donné de solutions riches en fer, alors qu'Angel [1939] trouve que ce phénomène accompagne le rétro-morphisme.

Une grande partie de l'andésine et de l'oligoclase a été transformée en albite. L'enrichissement des roches à amphibole en épidote est fréquent.

TOBI [1959] a noté la résistance remarquable de l'albite et du feldspath potassique aux tensions mécaniques. Les porphyroblastes d'albite de la Zone externe ne semblent pas avoir souffert du dynamo-métamorphisme. Le feldspath, relativement frais, dans les masses à grains fins de séricite et quartz des corps granitiques de la Zone externe est si visible, qu'il suggère une feldspathisation [BUNGE, 1931 ; BORDET, 1957]. En fait, il représente le feldspath du granite mylonitisé.

Le rétro-morphisme n'a pas affecté toutes les roches cristallines de la Zone interne au même degré. Quelques régions bien définies tectoniquement ont "souffert" beaucoup, alors que d'autres semblent ne pas avoir été affectées. La région triangulaire comprise entre le Synclinal Médian, la faille bordant le côté W du granite des Sept-Laux et la faille de torsion ENE-WSW du Pas de la Coche est un bon exemple de telle région cataclastique. Au Nord de la faille de torsion, les schistes à séricite et chlorite prévalent, alors qu'au Sud de cette faille on trouve des schistes mésozonaux et amphibolites non altérés. Quoique le plissement semble avoir été important dans cette phase orogénique hercynien-

ne, un raccourcissement ultérieur de la "croûte" des masses cristallines rigides peut s'être produit.

p. 148.- BELLIERE [1953] montre comment de nombreux petits mouvements de plissement le long des plans de schistosité ont occasionné un changement visible des dimensions des schistes affectés.

f) Sédiments secondaires.

Grès d'Allevard.

Des empreintes de plantes [CORVIN, 1954 ; TOBI 1959] prouvent que ces sédiments arénacés, connus sous le nom de "Grès d'Allevard", qui sont en discordance sur les roches cristallines et le Carbonifère supérieur plissé, sont d'âge permien. Dans la région d'Allement, on les trouve surtout dans le Synclinal Médian, collés à ses épontes. Le Synclinal a un pendage E d'environ 30°-60°. Ce n'est qu'à une observation fine [JANSEN, 1950] que l'on constate que ce Grès est retourné. Le clivage marqué qui coupe les plans de stratification sous un angle fort peut tromper. On discutera en détail des Grès d'Allevard plus loin (chapitre région d'Allevard) car il est courant comme roche des gîtes minéraux.

g) Trias.

Les formations triasiques sont très répandues à Chamrousse et Le Recoin. La discordance entre les roches cristallines et le Trias presque horizontal est très visible. Ce Trias comprend :

Calcaires

Calcaires caverneux ("cargneules")

Spilites

Sables et Grès.

Les roches cristallines en bordure du Trias arénacé sus-jacent montrent une forte altération, telle que l'on pense produite par des conditions de climat. Ch. LORY [1861] les désigne sous le nom d'"aphanites". Cette zone d'altération a une relation étroite

avec la stratification du Trias. Ce qui fait penser à DEN TEX [1950] et MICHEL [1961] qu'elle a son origine dans des altérations triasiques de surface. Ainsi les "aphanites", tout comme le Trias, peuvent indiquer la présence de la pénéplaine pré-triasique.

Plusieurs couvertures triasiques se trouvent sur les crêtes des sommets du Massif du Taillefer. Elles sont situées à différents niveaux. Ce qui laisserait supposer que les failles le long desquelles des déplacements horizontaux se sont produits antérieurement, ont été "rajeunies" par des mouvements verticaux d'âge post-triasique [SARROT-REYNAULD, 1961]. Le Trias se trouve aussi dans le Synclinal Médian où il est fortement plissé.

L'importance du Trias en relation avec le glissement tectonique tel que présent à Allevard justifie une revue plus complète de cette formation (voir chap. III).

h) Lias.

Une faille marque le contact entre les roches cristallines et les schistes liasiques dans la bordure la plus orientale de la région d'Allemont.

i) Orogénie alpine.

L'effet principal de l'orogénie alpine dans la Zone interne a été la formation des failles. Plusieurs failles alpines ont utilisé des discontinuités hercyniennes. Elles ne sont reconnaissables comme d'âge alpin que lorsqu'elles affectent des sédiments mésozoïques. Une attitude similaire des roches cristallines dans la dernière phase de l'orogénie hercynienne et les phases d'orogénie alpine rend difficile la distinction entre les résultats de chaque orogénie.

Il n'y a pas de critère pour mesurer dans quelle orogénie le rétromorphisme a été le plus effectif.

Généralement [BELLAIR, 1948 ; DEN TEX 1950 ; MICHEL, 1958 ; TOBI, 1959 ; KALSBEEK, 1962] on pense que le rétromorphisme hercynien a été le plus important. L'orogénie alpine se caractérise surtout par des failles de rejet et des failles normales.

5. Tectonique.

Les gîtes minéraux ne sont pas assez rapprochés l'un de l'autre pour montrer une relation bien nette avec les dislocations tectoniques. Toutefois, on peut dire qu'il y a une relation indirecte, les gîtes montrant un contrôle de leur position par la position de la pénéplaine pré-triasique. Et celle-ci est contrôlée par des failles (Note du traducteur : voir les Rognioux).

La position de la pénéplaine est donnée par des rostes d'érosion de la couverture triasique (Chamrousse, 2 250 m, et le Recoin), ou par la zone d'"aphanites". Le Carbonifère supérieur sub-horizontale forme le sommet de quelques pics de la région d'Allemont (Roche Moutas, 2 646 m ; Grande Lauzière, 2 740 m ; Grande Lance de Domène, 2 790 ; les Roches Rouges, 2 800 ; Rocher Roux 2 750 et Roche Noire 2 700 m, et permet, lui aussi, de localiser cette pénéplaine pré-triasique, le Permien étant absent et le Carbonifère n'ayant qu'une faible puissance.

Il semble nécessaire de passer en revue les failles contrôlant la position de cette pénéplaine, quoique nous en ayons déjà décrit quelques-unes.

a. Synclinal médian. C'est le trait principal de cette tectonique. Sa nature complète a été décortiquée par P. LORY

[1925] et TOBI [1959]. D'après leurs études et coupes, il apparaît que ce synclinal n'en est pas un au vrai sens du mot, mais doit être considéré plutôt comme une faille le long de laquelle le Carbonifère supérieur et les sédiments mésozoïques ont été coïncés dans le socle pendant l'orogénie alpine.

La plasticité des bancs de gypse du Trias a permis aux charriages d'occasionner un plissement serré du contenu de ce Synclinal médian.

Par ce processus, le Carbonifère appartenant à la couverture de la Zone externe et à la bordure des synclinaux hercyniens a également été entraîné dans le plissement et s'est mélangé aux roches mésozoïques de façon intime. Ce qui rend difficilement discernable la partie structurale de ce Synclinal médian, due à l'orogénie alpine ou à l'orogénie hercynienne.

150.-

b. Failles bordant les roches basiques et ultra-basiques. Les corps d'ortho-amphibolites et de roches intrusives ultra-basiques sont surtout bordés de failles [DEN TEX, 1950].

c. Systemes de failles de torsion, Un système de failles de torsion de direction conjuguée ENE-WSW et NNW-SSE affecte les formations de la Zone interne, provoquant une forme lenticulaire des affleurements de granite.

On pense que ces failles sont contemporaines de l'intrusion du granite, si l'on en juge d'après la structure du mica [KALSBECK, KOUINY et DEN TEX, 1961].

Cela expliquerait la raison pour laquelle les failles se perdent en direction de l'W dans le granite, et ne réapparaissent pas dans sa bordure W dans sa position extrapolée. On pense que quelques-unes continuent le long du contact granitique. Un "rajeunissement" ultérieur de ces failles a causé un soulèvement du granite.

La faille de direction ENE--WSW, passant par le Pas de la Coche, appartient à ce système. Elle sépare un bloc nord, triangulaire, qui a fortement souffert de mylonitisation et rétro-morphisme, d'un bloc sud qui montre moins de signes de rétro-morphisme. La mylonitisation particulièrement forte du bloc nord doit avoir été causée par sa position tectonique, cette région étant pincée entre les masses charriées du granite des Sept-Laux à l'Est et la Zone externe résistante à l'Ouest.

Par suite d'orogénie hercynienne et alpine, la partie sud a été surélevée et a été soustraite aux zones profondes comprimées de Belledonne.

Le fait que c'est justement cette partie de la Zone interne qui a été charriée sur la Zone externe explique la rareté de grandes zones mylonitiques dans le bloc sud.

d. Les failles du Lac de la Jasse. A l'intérieur du triangle très altéré de la Zone interne, on trouve un affleurement en sifflet de schistes de la Zone externe et des restes du Carbonifère. Les bordures de ces schistes sont des failles. Elles sont parallèles et voisines du Synclinal médian. On ne sait si ces failles sont hercyniennes ou alpines.

6. Tectonique des gîtes minéraux.

150.- La plupart des gîtes sont des filons situés sur des joints ou failles (fig. 75). Toutes ces dislocations minéralisées sont des failles d'importance mineure. Quelques-unes sont parallèles à la schistosité. On peut dire qu'en règle générale les failles majeures de Belledonne n'ont jamais été minéralisées en grand. La nature différenciée des épontes rend plus facile l'observation du déplacement que dans les schistes de nature uniforme

150.-

de la Zone externe. Le caractère de faille des filons se voit également à la présence de surfaces polies aux épontes, la direction plutôt uniforme des filons et le fait que de nombreux fragments bréchiés de roche locale ont été englobés.

151.-

Les filons sont généralement plus petits, plus étroits et ont moins de continuité que dans la région de Vizille. Il est difficile de délimiter la dimension exacte de la zone minéralisée, dans le filon même, le minerai ayant été remplacé par de l'ankérite ou calcite arbitrairement.

Une seconde raison des difficultés d'estimation des réserves en minerai est le fait que beaucoup de minerai est présent au titre d'enrichissement secondaire dans des joints et fissures adjacents aux filons.

L'altération superficielle semble importante pour le minerai de la région d'Allemont. Les filons de sidérose sont couverts de croûtes épaisses de goethite et lépidocrocite, et les parties les plus riches de minerai argentifère des Chalanches sont dans des fissures contenant de l'argent natif sous forme de poudre, à côté de toutes sortes de minéraux d'altération tels que ~~asbo-~~ lane, goethite, érythrine, anabergite et gypse. Ces produits d'altération sont fréquents dans les joints recoupant les filons.

L'une des caractéristiques généralement la plus remarquable des minerais d'Allemont est l'apparence de fortes tensions des minéraux appartenant à l'ancienne paragénèse. Cataclase et extinction onduleuse sont fréquentes dans la sidérose, le vieux quartz, l'ankérite et la calcite. La sidérose, de forme rhomboïdale, courante dans la région de Vizille, est absente ici. On ne trouve que des cristaux allongés, intimement enchevêtrés.

Quant à l'âge des failles, il faut noter que seuls les filons de Chamrousse donnent une indication. On voit, sur la coupe de DEN TEX [1950], que la faille qui a servi de canal

aux solutions minéralisantes des filons de Chamrousse a coupé la zone d'altération triasique. Elle doit donc être d'âge post-triasique (fig. 73). Mais on peut aussi admettre un âge probablement post-alpin plus jeune d'après le contenu des inclusions liquide du quartz de la phase II. Ces inclusions à forte pression et grande phase de CO₂ liquide ne peuvent avoir supporté de forts mouvements de failles. Le même raisonnement est valable pour l'âge des gîtes de Roche Moutas, Lollard et Vaudaine, étant donné les fortes différences entre les températures de décrépitation et d'homogénéisation du liquide des inclusions de leurs phases quartz secondaires. Ce qui indique des inclusions de nature friable.

7. Minéralogie et paragenèse.

On a porté sur des tables les éléments minéralogiques et de paragenèse des minerais d'Allemont, de même que pour les minerais de Vizille. Les caractères d'imprimerie employés pour désigner les quantités relatives, tensions, grosseur du grain et paragenèse ont les mêmes significations.

On les a détaillés dans le paragraphe 7 du chapitre I.

La confection de cette table et le classement d'après l'ordre de cristallisation ont été plus difficiles que pour les régions minéralisées de la partie la plus à l'W de la Zone externe, et cela à cause de plusieurs facteurs :

On a quatre types de gîtes minéraux :

- a) Filons de calcite avec minéraux de la suite, Ag-Bi-Ni-Co (gîte de Chalanches) ;
- b) Filons de quartz - chalcopryrite- barytine ;
- c) Filons de sidérose, ankérite, calcite ;
- d) Filons de chlorite, stilpnomélane, magnétite.

Ces quatre types de gîtes sont difficiles à comparer,

étant dispersés et souvent présents dans un même filon.

Fréquente recristallisation, la gangue principale étant de carbonates.

La transformation par rétro-morphisme a donné des filons de calcite-ankérite qui ont pu se mélanger avec des gîtes déposés avant ou contemporains, ou peuvent avoir été repris par des solutions minéralisantes plus jeunes. Le seul moyen pour fixer la séquence de minéralisation se trouve dans la sidérose, l'ankérite et le quartz.

Des analyses de Sidérose de Roche Noire, Beauregard, Malpourchié, Trois Laux et Lac Crop (fig. 94) montrent un tel pourcentage élevé de Mn, et sont si semblables, même dans leur aspect de tension, que l'on pense qu'il s'agit de sidérose déposée originellement. De plus, ces analyses correspondent au schéma chimique des sidéroses présentes dans la partie la plus orientale de la Zone externe où elles appartiennent à une paragénèse mésothermale.

L'ankérite est interprétée comme étant dérivée directement, ou étant contemporaine de la sidérose originelle. Quoique le "thermomètre" ankérite ne devrait pas être employé pour déterminer des valeurs absolues [GOLDSCHMIDT, 1962] toutefois le fort pourcentage de fer de l'ankérite en équilibre avec la calcite et la sidérose montrerait une forte température de la paragénèse. Cette idée correspond avec l'assemblage minéral mésothermal des ankérites d'Aiguebelle et à l'idée d'une genèse primitive.

Il est bien plus difficile de comprendre les ankérites des Chalanches, Chamrousse, Grand Bois, Beauregard, Trois Laux, Saint-Charles, Grande Roche et Essarts, car elles sont vraisemblablement mélangées à une dolomie de composition type Grand Bois. Cette dolomie a également été observée dans des veines

(filons) qui apparemment n'ont aucun rapport avec la minéralisation, car elle est associée avec de la calcite manganésifère, de l'épidote, asboste, prehnite, chlorite et quartz (ex. : le filon du Pas de la Coche, analysé partie II).

Ces filons (ou veines) de dolomie-calcite, sont très courants dans la Zone interne. Ils sont généralement localisés sur des failles ou joints, ou contiennent une brèche de faille cimentée (fig. 76).

Etant donné que les amphiboles et les grenats ont un pourcentage relativement élevé de Mn [KALSBECK, 1962] et que l'on a même observé de la rhodonite [J.R. MÖCKEL, communication personnelle], les ankérites et calcite très manganésifères de ces filons peuvent s'expliquer par lessivage d'un rétro-morphisme, plutôt qu'ayant une origine hypogène.

Ces ankérites et dolomies de genèse douteuse se présentent toutefois dans la même position paragénétique, quant à la sidérose, que l'ankérite de Malpouchié. Cela signifie que les compositions intermédiaires entre Malpouchié et Grand Bois sont le résultat d'une contamination de solutions minérales formées antérieurement.

Il est remarquable de constater une proportionalité inverse entre les quantités de sidérose et d'ankérite. Des filons où la sidérose manque presque, ont une composition chimique proche de celle de Grand Bois.

Un autre fait confirmerait l'idée que l'ankérite aberrante ne doit pas avoir une position spéciale au delà de l'assemblage minéral normal. C'est que cette ankérite est suivie par une séquence de minéraux d'origine primaire indéniable CO-Ni-Ag-Bi de Chalanches, et couramment par du quartz ayant les mêmes inclusions liquides que celles de Malpouchié.

L'assemblage minéral des Chalanches présente une ressemblance frappante avec celui des autres gîtes hercyniens d'Eu-

rope : Sainte-Marie-aux-Mines [France, STELZNER, 1904] ; St-Andreasberg [W Allemagne, STELZNER, 1904] ; Steiermark [Autriche, FRIEDRICH, 1933] ; et Freibörg (E Allemagne). Une étude très poussée, récente, des minerais de Freiberg par BAUMANN [1958], contient des descriptions de minéraux, des séquences, des phénomènes de remplacemets mutuels, le tout correspondant exactement aux Chalanches, même dans le moindre détail.

SCHNEIDERHÖHN [1941] a attiré l'attention sur les ressemblances de ces gîtes largement dispersés à Co-Ni-Bi-Ag.

Quoique Chalanches, dans son ensemble, soit un gîte typique représentatif du type mésothermal, la recristallisation a toutefois causé un léger changement par rapport aux compositions minérales idéales.

La teneur en FeS de la blende, par exemple, et de 6,5 molécules % pour la blende plus foncée (brun-rouge), valeur qui devrait correspondre à une température de cristallisation minima de 210° . Il est probable que la vraie température de cristallisation a été plus forte, car l'échantillon étudié a été complètement inclus dans du quartz I dont la température de cristallisation minima est de 270° , et que cet échantillon était dépourvu de gouttes d'exsolution de chalcoppyrite, qui devraient être présentes si la blende était remplacée par un minéral plus jeune.

Le fort pourcentage en MnS (0,23 wt%, le plus fort pourcentage observé) correspond au caractère chimique de la Zone interne. Une autre blende riche en MnS , celle de Fond de France (0,18 wt % MnS) se trouve aussi dans la Zone interne.

La perte de quelques éléments-traces (sous l'influence de formations plus jeunes et l'exsolution de composés qui sont solubles en plus grosses quantités à hautes plutôt qu'à basses températures) est montrée par la tétrahédrite qui "exsolubilise" la chalcoppyrite et la blende, là où elle est remplacée par la bournonite.

La galène également (qui a une forte teneur en argent : 0,09 wt %, mais une teneur basse en Bi : 0,002 wt %) a été sujette à recristallisation.

Le quartz aussi, comme l'ankérite, permet de comparer les différents gîtes. Le type de quartz qui peut servir de liaison est d'aspect "tendu", mais pas si affecté par les dislocations mécaniques pour perdre complètement ses inclusions primaires. Ce dernier fait se présente dans le quartz I des Chalanches, où presque toutes les inclusions sont d'origine secondaire et doivent être attribuées à des solutions chargées de quartz plus jeune, qui forment des cristaux individualisés par ailleurs.

Les inclusions restantes sont du type hydrothermal, ont un contenu CO₂ bien défini, et homogénéisent dans les limites étroites de température.

Ce dernier fait indique une cristallisation à partir d'une solution homogène, condition pour laquelle il faut appliquer des corrections de pression pour obtenir la température de cristallisation vraie, comme cela arrive pour les vieilles veines de quartz de la région de Vizille.

Dans la plupart des filons, le quartz est l'un des niveaux les plus jeunes, dans la séquence la plus vieille.

La formation jeune calcite-galène-argent (comparable à l'"Edele Geschicke" de Freiberg) est plus jeune que la calcite grossièrement cristalline où elle est incluse. Elle présente quelques rares effets de tension et a un pourcentage Mn plus bas que la vieille calcite affiliée à la séquence sidérose-ankérite. Il est certain que cette venue d'argent est la dernière phase et a été déposée après les mouvements tectoniques principaux.

Nous avons appris dans la région de Vizille à voir dans la paragenèse jeune des produits du rajeunissement alpin. Cet-

te condition n'est pas valable toutefois pour la formation de la paragenèse plomb-argent des Chalanches. En effet, une minéralisation d'âge alpin certain n'existe pas ici (pas de filon de quartz jeune). Et, partie de la vieille paragenèse, on l'a vu, s'est déposée sous d'autres conditions géologiques.

La division des Chalanches en une vieille séquence Ni-Co et une jeune Ag est artificielle et contraire au type de minéral Co-Ni-Bi-Ag classique, où l'Ag, dans tous les cas, est le plus jeune, après la phase tectonique (kinématique ?). D'autres filons, toutefois, donnent des indications sur une certaine activité hydrothermale d'âge alpin. A nouveau, comme à Vizille, c'est le quartz qui nous le dit. Ses inclusions sont semblables à celles des filons de quartz jeune de Vizille. Ce quartz montre une densité de la phase CO₂ riche fortement influencée par la profondeur. La densité de la phase CO₂ est tout juste critique quant au genre de transition de phase qui se produit. Quelques cristaux de quartz (La Fare, Roche Moutas, Chamrousse) contiennent des phases CO₂ s'homogénéisant entre 22° et 31° dans une phase CO₂ gazeuse. D'autres (Vaudaine), homogénéisent à 31° dans une phase liquide.

La pression de cristallisation à partir d'un milieu non-homogène a été de l'ordre de 350 kg/cm². Ces filons se présentent invariablement à haute altitude (2 000-2 200 m), tout près de la couverture triasique sub-horizontale. Heureusement que partie de cette couverture a été non érodée. Ce qui permet de reconstruire la pénélaine pré-triasique et calculer le total du déplacement vertical se produisant dans les failles alpines.

A la plus haute altitude (2 200-2 400 m), dans un quartz-type, probablement de la même phase de minéralisation, on trouve des inclusions qui ne montrent pas la condensation d'une phase CO₂ liquide au refroidissement. Mais contiennent des teneurs

appréciables de solides isotropes cristallisés (NaCl). Ces inclusions contenant NaCl doivent être regardées comme les équivalents du type Chamrousse, déposés à plus haute altitude. Elles ont été incluses à partir de la même solution, mais sous une pression hydrostatique plus basse, ce qui fait qu'un liquide homogène était la seule possibilité, les densités des phases CO₂-riche et H₂O-riche étant trop différentes pour se mélanger statistiquement.

Un rapport égal de liquide-gaz confirme ces vues. Malheureusement, l'essai d'homogénéisation n'a pas réussi avec l'instrument employé, car le degré d'augmentation de température nécessaire pour empêcher le chauffage intempestif du microscope, dépassait le degré d'augmentation nécessaire pour obtenir une solution complète du sel.

On a estimé la température d'homogénéisation à 260°. A cause de la faible teneur en CO₂, on a dissous plus de sel que dans le cas de gîtes situés à un niveau inférieur.

Le type d'inclusion de Chamrousse est presque identique à celui des filons de quartz jeune des régions d'Allemont et de Vizille, si on les trouve à proximité du niveau de la sédimentation triasique. Le quartz les contenant serait d'âge alpin.

Le filon de Chamrousse prouve que cette interprétation est aussi vraie pour la région d'Allemont, car il se loge sur une faille qui a traversé la zone d'altération permo-triasique.

On trouve l'assemblage stilpnomélane-chlorite-magnétite dans la position paragénétique entre jeunes et vieilles veines de quartz.

p.155.-

La position de l'hématite est douteuse. En effet, on n'en trouve que des restes, la plus grande partie ayant été pseudomorphosée par la magnétite.

Le minéral originel peut appartenir à la vieille séquen-

ce, où on l'observe, en association avec la barytine habituellement, paragénèse qui se retrouve aussi dans la Zone externe.

E. NIGGLI [1956] a montré que le stilpnomélane est un produit courant du métamorphisme régional alpin. Ses présences les plus typiques dans Belledonne sont toutefois limitées aux gîtes de fer. Par conséquent, cela n'est pas en rapport avec un métamorphisme alpin.

Son signalement par TOBI [1959] et KALSBEEK [1962] n'a pas été certifié. On croit toutefois que la formation est alpine, à cause de son aspect non modifié, son association commune avec la calcite et le quartz jeune, et le faible degré de métamorphisme que l'on assigne à l'Alpin de la Zone externe.

Le stilpnomélane et la chlorite ne se trouvent que dans des filons dont la sidérose forme la plus grande partie. Le remplacement metasomatique de la sidérose s'est produit par incorporation de tout le manganèse au stilpnomélane et tout le magnésium de la chlorite et, de plus, autant de fer de ces deux minéraux que leur structure peut en absorber (le 1 % du Fer du stilpnomélane et de la chlorite est le plus fort possible). Le fer restant cristallise en magnétite.

L'altération superficielle est courante pour les minerais d'Allemont. La plus grande partie de l'argent de Chalanches est sortie de fissures remplies par des solutions descendantes d'Ag natif, gypse, annabergite et érythrine. La sidérose a été transformée en goethite, lépidocrocite et hématite.

On trouve à Trois Laux et Malpouchié de beaux échantillons de lépidocrocite se trouvant en croûtes épaisses.

8. Bibliographie.

En raison de l'argent et de la diversité de ses minéraux, Chalanches a attiré très vite l'attention des minéra-

logistes. Citons : BERTHIER, de BOURNON, DESCLOITZEAUX, DOLOMIEU, DUFRENOY, FAUJAS, FRENZEL, GROTH, HAIDINGER, HAUSMANN, HAUY, LACROIX, RAMMELSBERG et SCHREBER. Une des premières descriptions est de SCHREIBER. Après l'arrêt de la production industrielle, il a écrit sa publication la plus importante [1784], suivie par des additions en 1786 et 1788. Seule la description de GUETTARD (Itinéraire Minéralogique du Dauphiné) est plus ancienne [1779]. Mais il ne fait qu'énumérer les minéraux et les mines.

GUETTARD et DEN TEX [1950] sont les seuls à mentionner les filons de Chamrousse et de Vaudaine. Parmi les autres auteurs, citons DOLOMIEU [1745] dont l'étude mentionne aussi les gîtes de sidérose d'Articol, et HERICART de THURY [1800]. GUEYMARD [1844] considère que c'est là la plus complète description des mines et de ses minéraux.

Avant la fermeture de la Mine des Chalanches deux autres rapports authentiques ont été publiés: l'un par GRAFF (1886), qui a fait l'étude de la tectonique du gisement, l'autre par GUEYMARD (1844). Ce dernier est le seul donnant une description détaillée du gisement des Chalanches et des filons de sidérose et ankérite de la région d'Articol et Rivier d'Allemond : gîtes de Grand Bois, Roche Noire, Malpourchié, Trois Laux, St-Charles et Lac Crop. Ainsi que les petits gîtes de La Fare, Mollard et Oulles à métaux de base.

Son étude est d'autant plus précieuse qu'elle donne de nombreux détails qui ne sont plus observables actuellement vu l'état de la mine: pendage, direction, longueur et puissance des filons, et historique de la Mine.

Les ouvrages de Ch. LORY (1865), CAILLAUX (1870), TIRLOIR (1878), DE LAUNAY (1895), HINTZE (1904), DOELTER (1911) et DEMARET (1912) ne font que reproduire les précédentes publications. Une exception: le manuel de LACROIX (1893) et celui de RAMDHOR (1960), ce dernier ajoutant trois minéraux: breithauptite, safflorite, et rammelsbergite aux 35 minéraux connus aux Chalanches.

LES GISEMENTS DE LA REGION D'ALLEVARD.

1. Situation géographique.

Le choix de la région d'Allevard comme district minier de Belledonne n'est pas artificiel. La position des gîtes et la composition des minerais montrent des traits uniformes. Le tout s'inscrit dans un cadre géologique et structural identique.

Sa position est indiquée sur la carte. On doit ajouter quelques remarques sur les bordures E et W. Toutes deux sont des failles ayant une évidence morphologique.

La bordure E est le contact anormal entre les roches cristallines et les schistes mésozoïques allochtones. Elle coïncide avec la vallée d'Allevard et Theys de direction NE-SW.

La bordure W est le synclinal médian, cette faille de charriage entre la zone externe et la zone interne. Le tracé de cette faille est marqué par quelques cols entre la haute chaîne centrale et l'alignement Grand Collet-Grand Rocher parallèle à cette chaîne.

L'alignement Grand Collet-Grand Rocher est coupé obliquement par des torrents de direction NW, par exemple : les torrents Bens et Veyton et le cours inférieur du Bréda.

La limite nord de la région est le Bens, qui forme également la frontière entre Savoie et Dauphiné et qui était, jusqu'en 1860, la frontière entre France et royaume de Savoie.

2. Notes d'histoire.

L'exploitation minière du fer a marqué le développement historique de la région d'Allevard, plus qu'aucune autre partie de Belledonne.

Les noms des localités dérivent de noms celtes indiquant une activité minière ou métallurgique : Rafour (four à fer)

montre l'intérêt attaché à cette richesse minérale [BILLAZ, 1907]. Les plus vieux écrits datent du XI^e siècle et mentionnent déjà l'activité minière (fer). [SCHAFERT, 1926 a]. Les noms de La Ferrière, St-Hugon, et Chapelle-du-Bard apparaissent comme centres d'activité minière dans les archives du XII^e siècle.

La fondation du couvent des Chartreux dans la vallée du Bens (Chartreuse de St Hugon) date également de ce siècle. Ces moines se sont particulièrement intéressés au traitement des minerais de fer. Ils ont construit plusieurs hauts-fourneaux : un en France, l'autre en Savoie, pour pallier à des difficultés politiques. Ces Chartreux ont probablement été les premiers à développer la fabrication de l'acier en France [BOUCHAYER, 1927].

Les mines de La Taillat, Girodet, Plan du Four, Essarts et Merdaret sont mentionnées au XIV^e siècle et au XV^e siècle.

En ce temps-là, l'exploitation du minerai se faisait uniquement en surface, étant donné les méthodes primitives de traitement du minerai qui ne pouvaient faire appel qu'à une sidérose altérée.

Après épuisement des affleurements commença une période de déclin. L'exploitation cessa presque au XVI^e siècle [MONNET 1927]. Regain d'activité aux XVII^e et XVIII^e siècles, les hauts-fourneaux atteignant des températures plus élevées permettant le traitement de sidérose franche. C'est de cette période que datent les mentions d'activité minière et métallurgique du Taillat et Croix Reculet.

On cite plusieurs mines : Planchaney, Clavette, Envers, Maltrait et Tilleray dans la région du Grand Collet ; Rochefort, Jeu de Paume, Marameille, Genivelle, Panissière, Violettes, dans la région du Grand Rocher - Taillat.

En 1815, année où une nouvelle loi minière fut promulguée, la région était divisée en 26 permis. Les permissionnaires en étaient les propriétaires d'un des trois hauts-fourneaux du canton d'Alleverd, à savoir : Alleverd, Pinsot et St-Hugon. A la fin du XIX^e siècle, tous ces intérêts miniers et métallurgiques

ont été rassemblés sous une seule compagnie : Le Creusot. Elle ferma les petites mines pour porter la mine du Taillat à son maximum de production : un million de tonnes de minerai en 20 ans.

En 1899, mines et métallurgie deviennent la propriété de la Sté des Hauts-Fourneaux et Forges d'Allevarde (entre temps les hauts-fourneaux de Pinsot et St Hugon se sont éteints). Mais les gisements ne peuvent soutenir la concurrence de ceux nouvellement découverts de Lorraine et de Normandie. La mine du Taillat a été fermée en 1929, mais forges et électro-métallurgie sont toujours actives.

3. Méthodes et données d'exploitation.

La concession de Taillat a été exploitée par les méthodes les plus complètes. On y trouve environ 15 filons de sidérose riches et près l'un de l'autre. Parmi ceux-là, les filons de Taillat-Rives et du Maillat sont les plus importants.

Ils ont à peu près parallèles (direction S 35° E) et chacun d'eux s'étend sur 600 m en direction et 300 m en profondeur. La puissance moyenne du filon Rives est de 3,50 m et celle du filon Maillat d'environ 5 m.

Chacun de ces filons est coupé par des failles de direction NE plus de 20 fois.

Les noms de ces filons étaient en usage dans toute la région pour dénommer une sidérose d'un certain "grain" : le type Maillat désignant une texture grossière et celui de Rives une texture plus fine. GUEYMARD [1844] a trouvé qu'en général la sidérose à grain fin a une teneur plus forte en manganèse que la sidérose à gros grain.

Toutefois ses analyses montrent de nombreuses exceptions. Ce qui ne serait pas arrivé si ces dénominations s'appliquaient à la structure : le type Rives, riche en Mn, pour la texture zonée et le type Maillat pour une structure isotropique.

Après une longue période d'exploitation par surface ou plans

inclinés et puits primitifs, les filons de Taillat ont été exploités à partir de 1872 par travers-bancs à double voie (Galerie Ste-Madeleine) pour une extraction intensive. Piliers et zones difficiles d'accès à partir de la surface ont été ainsi rendus accessibles par montages et scritis par le travers-bancs Madeleine.

Par la suite, l'exploitation progressa vers le bas, le minerai étant sorti à un niveau inférieur au travers-bancs Madeleine (1104 m) et ramené à la surface par un puits nouveau dénommé puits Madeleine.

De cette manière, il a été exploité en 20 ans 1 million de tonnes de minerai à 30 %Fe. Lorsque la sortie par le puits devint difficile (1894) un nouveau travers-bancs fut percé au niveau 900 m. (Galerie St-Henry). Un nouveau puits et un plan incliné à câble, l'un du niveau 1100 m à la Galerie St Henry, l'autre de St-Henry à St-Pierre-d'Allevard (niveau 500 m) complétèrent l'installation.

A St-Pierre-d'Allevard le minerai était trié à la main, débarassé des sulfures et passé au four pour calcination. De là, le minerai était envoyé par le train aux Hauts-Fourneaux d'Allevard.

Vers la fin du XIXe siècle furent exploitées les parties centrales d'autres filons de la concession Taillat-Croix Reculet : galeries de direction SE. Ces galeries sont encore visibles sur les filons de Lavanches, Borel et Vaugraine, au niveau 1100 m. Les filons de la Grande Brache, St-Victoire, La Chaume et Pinot furent exploités à partir des travaux de Taillat-Rives.

La plupart des galeries dans les autres concessions datent du début du XIXe siècle, alors que GUEYMARD était directeur des Mines pour le département de l'Isère. C'est lui qui fit creuser plus d'une galerie pour exploiter des gisements par le bas, gisements qui n'avaient été exploités que par la surface et abandonnés par suite de venues d'eau, déplacements du filon ou difficultés de levage. On peut citer dans ce cas les gisements de St-Jacques, Malatrait, St-Joseph, Ravoire, Gros Chêne, Grande Taillée Espérance, Combe Noire et Grangette.

Des exploitations par tranchées, de profondeur et largeur im-

pressionnantes comme celles de Maramaille, Lac de Bens et Clarens datent de périodes plus anciennes. Les arbres poussant dans les tranchées peuvent permettre de calculer un âge minimum d'exploitation... C'est ainsi que Maramaille est plus vieux que 200 ans.

4. Données géologiques.

Il y a beaucoup à dire sur la géologie de la région d'Allevard. Mais on ne mentionnera que les traits géologiques qui intéressent les gisements. Ce sont : la nature de la roche-magasin la tectonique.

a) Roches cristallines. Ces roches cristallines de la région d'Allevard sont d'un caractère monotone. Elles font partie de la zone externe et ce sont surtout des séricito-chloritoschistes et des schistes à albite, séricite et chlorite.

On peut en voir une bonne coupe, perpendiculairement à la direction, dans la vallée de St-Hugon. Leur métamorphisme épizonal est progressif et ils n'atteignent guère une stade de métamorphisme plus poussé.

Ils ont été peu transformés par des périodes de métamorphisme ultérieur. Et il n'y a aucune relation observée entre la composition de ces schistes de St-Hugon et la minéralisation des filons.

b) Carbonifère supérieur. On y trouve des conglomérats, des ardoises noires et des dépôts de tufs. On observe : pas de métamorphisme, inconformité angulaire avec les roches cristallines et présence d'empreintes de plantes, ~~ce~~ qui distingue cette formation dans l'histoire orogénique. Un intérêt spécial dans ces gisements : il se trouve dans des synclinaux étroits et profonds des failles cicatrisées (:). On verra cette question dans le chapitre tectonique. On ne trouve pas de Carbonifère comme roche encaissante des filons.

c) Permien. Une formation de sédiments arénacés de faciès continental se trouvant dans cette région est connue sous le nom de "Grès d'Alleward". Des empreintes végétales indiquent un âge permien inférieur [CORSIN et TOBI, 1954]. Sa position dans l'histoire orogénique est controversée. La coupe de Pierre Herse, qui avait conduit P. LORY [1995] à admettre une inconformité angulaire entre le Carbonifère supérieur et le Grès d'Alleward, a été revue et il semble que le Carbonifère soit absent.

Mais néanmoins la structure de Grand Collet est telle que la relation entre ces deux formations est plus aisément expliquée par une inconformité angulaire.

Le Grès d'Alleward est une formation horizontale couvrant la chaîne du Grand Collet-Grand Rocher vers son sommet. Mais elle a un fort pendage SE près du synclinal carbonifère. Sa position est autochtone quoique des "slickensides" entre le grès et le substratum puissent s'observer.

Quelques filons se continuent dans les Grès d'Alleward, surtout de sidérose. Il en résulte un grès ferrugineux diffus comme effet accessoire.

d) Trias. Le fait que les filons arrivant jusque dans les Grès d'Alleward se terminent dans les strates du Trias avait attiré l'attention de NICOLET [1931]. Il explique cet arrêt en donnant un âge permien supérieur aux filons, sinon la nature actuelle de ces formations triasiques (calcaires caverneux) est telle que le déplacement par des solutions carbonatées, si présentes, aurait été probable.

Cette théorie, toutefois, pêche sur trois points :

- 1) Quelques filons tendent à suivre le contact anormal entre Grès d'Alleward et Trias (Taillat Maillat, fig. 78) ;
- 2) Il n'y a pas un changement profond du contenu du filon près du contact, ce qui aurait dû se produire lors de la formation de la pénéplaine triasique.
- 3) Une partie du Trias est faite d'anhydrite et couches de gypse,

formations qui ne transmettent pas les efforts de tension causant les failles et fractures.

Ayant prouvé l'âge posttriasique des filons se terminant contre le Trias, la question à résoudre est de savoir pourquoi ils ne pénètrent pas les formations calcaires cavernueuses ? Une explication très probable est donnée par BRUCKNER [1941].- Il trouve que les affleurements de calcaires caverneux (cargneules) du Trias sont l'équivalent stratigraphique de dépôts anhydrite-dolomie tels que rencontrés à l'état frais dans les galeries. Le passage de l'anhydrite au gypse s'est fait avec augmentation de volume et bréchiation de la dolomie. Ce processus s'est continué par une calcitisation du gypse et éventuellement de la dolomie.- L'érosion a donné un départ en solution des parties dolomitisées.

Les galeries creusées dans le massif de Belledonne confirment l'hypothèse de BRUCKNER, les couches à anhydrite apparaissant de même niveau stratigraphique que les cargneules à la surface (MORET, 1952).

e) Jurassique : Les filons ou filonnets sont rares dans les sédiments jurassique. Cela n'est pas dû à la lithologie de ces sédiments comme pour le Trias, puisque le Jurassique comprend des schistes calcareux et des calcaires et malgré que quelques filons existent.

Il semble que la raison en soit que le Trias a formé barrière et que le Jurassique est en grande partie allochtone, ce qui sera discuté au chapitre **tectonique**.

f) Quaternaire : Il comprend des dépôts alluviaux et glaciaires.

5. Tectonique.

Comme dans beaucoup de régions minéralisées, la région d'Allevard montre une relation étroite entre sa tectonique et ses filons.

a) Résultat du métamorphisme et du plissement :

Le plissement, le développement de la schistosité et le métamorphisme de la zone externe, traits de la plus vieille orogénie, sont coupés par les filons et n'ont pas ou peu d'influence sur leur contenu et la forme de ces filons. Ils ont donné au soulèvement de Belledonne son aspect cristallin actuel.

b) Mise en place du granite et wrench-faults.

Le massif de Belledonne a été tout à fait changé par l'intrusion de granites et un développement concomitant d'un système de "wrench faults" pendant les derniers stades de consolidation du magma.

Ce "wrench fault" system a produit une élongation du massif de Belledonne dans la direction NNE-SSW comme résultante de compressions de direction ESE-WNW.

La position des failles, leur nombre et leur sens de poussée (vers le haut) sont évidents dans la zone interne. Quoique la zone externe ait été soumise aux mêmes forces de compression que la zone interne, il est difficile d'y voir les effets du "wrench fault" system par suite du manque de couches-repères et de la monotonie des schistes de la zone externe. On peut inférer la présence (du wrench fault system), par la relation entre la direction des failles et l'allure des filons. Mais cela n'implique pas une preuve d'âge semblable entre les filons et les wrench faults, puisque les failles et les filons ont pu être repris par l'orogénie alpine.

c) Le synclinal médian. C'est un exemple de cette reprise alpine des failles et zones de fractures. Cette discontinuité sur laquelle se place le Synclinal médian est contemporaine de l'origine de Belledonne en tant qu'entité structurale et géologique.

Dans les derniers soubresauts de la tectonique hercynienne et alpine, ce synclinal a pris son allure actuelle : un synclinal profond, Trias et Carbonifère supérieur intimement mêlés.

Le volume des sédiments ainsi pincés est très variable. Une

couche transverse de ce synclinal, près de l'endroit où il traverse la chaîne Grand Collet - Grand Rocher, montre une masse très mélangée de Carbonifère et gypse du Trias d'environ 400 m de puissance. A quelques kilomètres plus au Nord, ce synclinal est dépourvu totalement de sédiments et n'est plus qu'une escarre.

Le pendage est faible : 30° SE ; la direction N 10° E.- Le plan de charriage est également un plan géométrique dans le sens du mot. Sa position peut être construite d'après la position de trois de ses affleurements [KALSBECK 1962, TOUWEN 1959].

Quelques gisements de minerais se trouvent dans les roches sédimentaires du Synclinal médian, ce qui prouve une minéralisation d'origine et d'âge alpin.

d) Le Synclinal carbonifère du Grand Collet de direction NNE.

Sous la région du Grand Collet se trouve un synclinal de Carbonifère supérieur très comprimé, à fort pendage sous-jacent au Grès d'Alleverd et au Trias (fig. 79). Le flanc E de ce synclinal est bordé par une faille avec rejet du bloc "E" vers le haut.- Le bloc W pend vers l'W et sa couverture sédimentaire pend faiblement vers l'W. Mais les changements de pendage sont de résultat du plissement et de petites failles parallèles. Les failles, les couches du Carbonifère et la schistosité de ces schistes Zone externe ont tous une même direction.

e) Quelques failles mineures.

Les traits tectoniques mentionnés ci-dessus (wrench faults, Synclinal médian et Synclinaux carbonifères) ont divisé le massif de Belledonne en un certain nombre de blocs lenticulaires. Ils sont d'origine hercynienne, mais ont été repris par l'orogénie alpine, ce que montre leur couverture de roches permienes et mésozoïques.

La limite de ces blocs coïncide avec les limites de certains types de minerais. La minéralisation des failles majeures elles-mêmes est rare.

A l'intérieur de ces blocs on trouve d'autres failles de

deux types :

- a) parallèles à la schistosité
- b) perpendiculaires à la schistosité.

Parmi les failles du type parallèle on mentionnera :

A-1/ la Faille Beauvoir de direction NNE.

La carte géologique de la région du Grand Collet, établie par TOUWEN [1959] montre une masse de Trias angulaire pincée dans les schistes de la zone externe, près de Beauvoir. Ce qui démontre l'existence d'une faille de direction approximative NNE-SSW.

Il est difficile de suivre cette faille vers le Sud, par suite de l'absence d'horizons-repères dans les schistes de la Zone externe. Il est toutefois remarquable qu'en admettant une direction NNE-SSW (pour cet accident), les schistes cristallins situés à l'E de la faille sont couverts par un manteau de 200 m de Grès d'Allevard, alors que la partie ouest en est dépourvue.

Le fait que cette faille est la limite Nord et Est de la zone minéralisée est également à mentionner.

A-2/ Les failles de Pierre Herse de direction NNE.

Une coupe du torrent de Pierre Herse, publiée par TOBI [1959] révèle l'existence de failles parallèles à la schistosité générale.

Parmi les failles du type perpendiculaire, on mentionnera :

B-1/ La faille de la gorge du Bréda de direction SE-NW.

Au point où la rivière du Bréda, sortant de la zone cristalline rejoint la vallée d'Allevard, elle traverse une gorge étroite.

Cette gorge est, pense-t-on, située sur une faille, car la coupe géologique de la rive gauche ne correspond pas à la coupe rive droite (fig.81). Il est difficile de discriminer le mouvement relatif des blocs nord et sud. L'auteur pense que c'est le bloc nord qui a été soulevé à cause du plus grand degré de pente du contact du Cristallin et des Grès d'Allevard.

B-2/La faille du ruisseau du Herdaret, de direction ESE-WNW.

Elle montre un soulèvement du bloc sud.

Les failles parallèles à la schistosité pendent en général de 90° - 60° vers l'Est. Les failles obliques ou perpendiculaires sont subverticales. Les failles majeures sont rarement minéralisées.

f) Le décollement de la couverture mésozoïque.

Le trait le plus récent à mentionner est le glissement par gravité de la couverture mésozoïque sur le flanc ouest de Belle-donne. Une coupe du torrent de la Chapelle-du-Bard montre cela (fig. 80). Pour comprendre cette coupe, on doit discriminer les deux faits suivants :

a - le glissement vers le bas de l'ensemble de la masse mésozoïque :

b - l'effet du décollement sur la couverture sédimentaire restée en place.

Le premier fait a eu comme résultat une série de collines plissées avec schistosité forte : les "collines liasiques"!

Les bancs de gypse du Trias ont servi de lubrifiant. Une galerie au travers d'une de ces collines (Brame-Farine) a montré des masses de gypse enchevêtrées dans les schistes du Lias.

Le poids de la nappe glissante a causé un plissement de la couverture restée en place. Ces plis ont un plan axial subhorizontal, avec même schistosité. Le Permien sous-jacent n'a pas pris part à la déformation plastique, mais a réagi par failles subhorizontales.

Les bancs de Trias ont permis au Lias de se plisser sur un soubassement rigide. Ils ont rempli les structures anticlinales et ont été presque exsudés des synclinaux. Une forte déformation s'est faite dans les couches inférieures du Lias : le Rhétien. Il a été distendu à l'extrême comme le montre le boudinage des bancs intercalaires de calcaire dans la coupe du Bout-du-Monde.

Une autre particularité montrée par cette coupe est la présence d'une faille en crête de l'anticlinal, ce qui a causé un

glissement vers le bas de la partie supérieure (fig. 81).- Cette partie qui couvre le complexe Lias-Trias plissé semble avoir une relation étroite avec une source minérale à hydrogène sulfuré.

6 - La source minérale d'Allevard.

166

Allevard doit beaucoup de son attraction touristique à sa "source". Elle est située dans la gorge du Bréda, près de la rivière. Une analyse de ses eaux donne, en plus d'une grande quantité de H₂S, du CO₂, carbonates et sulfates de Na, Ca et Mg et des traces de Fe, Mn, Zn et As.-

Le traitement des maladies pulmonaires se fait par inhalations de vapeurs froides ou chaudes.

Du point de vue géologique il est intéressant de noter que la partie supérieure du Lias qui a glissé, plissé horizontalement, sert de couverture à un réservoir d'eau et de pluie souterrain. Il permet à l'eau de circuler assez longtemps pour dissoudre une quantité appréciable de carbonates et sulfates dans les bancs du Trias.-

La présence voisine de filons de sidérose et tétrahédrite est la source des éléments-traces des eaux. Par percolation à travers les schistes du Lias, les sulfates sont réduits en sulfites par les matières organiques.

p. 169

7 - Forme et tectonique des gîtes minéraux.

Il existe une relation étroite entre la nature des épontes et la mise en place de la minéralisation. Les gîtes qui se trouvent dans les schistes cristallins et le Grès d'Allevard sont généralement du type filonien. Le Grès d'Allevard montre parfois une minéralisation diffuse ou ramifiée. Dans les sédiments liasiques et triasiques, c'est le phénomène de remplacement qui domine. En général, les gîtes filoniens sont à fort pendage, d'une puissance de 0,50 à 7 m, longueur de 20 à 100 mètres. En hauteur, plusieurs centaines de mètres. En surface, terminaison en sifflet (si dans les roches cristallines) ou en nombreuses ramifications (si dans les Grès d'Allevard) ; ou bien butant contre le gypse,

l'anhydrite ou les cargneules du Trias.

La plupart des filons sont coupés plusieurs fois par des failles NNE, direction qui est à peu près parallèle aux failles principales de charriage et à la schistosité moyenne (fig. 78).

Un diagramme (fig. 82), basé sur 80 mesures de direction de filons d'Allevard, montre que les accidents tectoniques majeurs (Synclinal Médan et wrench faults) sont en général stériles. Cela est courant dans les zones minéralisées. Les tensions normales agissant sur ces failles ou plans de **charriage** ont empêché l'intrusion ou le dépôt de minerais.

Les joints de tension et les fissures appartenant au système de torsion sont plus propices à la minéralisation. Dans Belledonne, en général, l'ensemble des filons peut être interprété comme faisant partie de système de joints des wrench faults (fig. 83). [WOLFSON, 1960].

Cette interprétation implique que la Zone Externe a été également affectée par des wrench-faults qui ne se voient pas facilement sur le terrain. Mais la présence d'un tel système de failles est très possible, car la Zone externe a été soumise aux mêmes contraintes que la la Zone Interne.

- Tous les filons ne sont pas du même âge. L'auteur pense qu'il y a eu au moins deux périodes de minéralisation. Il appuie ces dires sur la nature du minerai et des considérations tectoniques.

- On discrimine aisément deux types de minerai d'après leur nature : l'un est caractérisé par une sidérose riche en Mn et pauvre en Mg, à structure imbriquée, accompagnée de sulfures, avec éléments-traces, du quartz cabaclastique et "tendre" (montrant des inclusions liquides peu visibles) ; l'autre est une sidérose à grains grossiers, riche en Mg, texture quelconque, à teneur en sulfures simples et quartz sans tension avec inclusions à trois phases.

Ce dernier type de minerai est le plus jeune. C'est ce que montre le gîte de Bout-du-Monde, où l'on trouve les deux types de minerai dans le même filon (le plus jeune dans le plus vieux) et dans la région de Taillat où le type de minerai le plus vieux est coupé en oblique par des filons ayant les caractéristiques minéralogiques du type plus jeune.

170 Un comparaison entre les filons du type plus jeune et des filons mis en place lors des mouvements alpins (le Synclinal médian et les gîtes de remplacement liasiques) permet même d'attribuer un âge post-liasique à ce type jeune de minerai.

On a d'autres indications d'un âge alpin de la paragenèse plus jeune dans :

- 1°) la présence de quartz avec de grosses inclusions à trois phases, contenant du CO₂ liquide sous pression dans les sédiments du Synclinal médian et les failles minéralisées affectant le Trias.- Cela est également valable pour l'attribution d'un âge post-alpin;

- 2°) l'allure des filons recoupant les Schistes cristallins et le Grès d'Allevar, et n'ayant pas été affectés par ce contact quand bien même celui-ci serait "charrié";

- 3°) en arrivant au contact du Grès d'Allevar et du Trias, le filon de Taillat-Maillat s'incurve, suit ce contact sur quelque dix mètres et s'arrête sur l'anhydrite triasique..

Au regard de cette dernière observation, il est bon de rappeler l'allure du filon du Vent, dans la région de Vizille, au contact (non visible) des roches cristallines et du Trias : dilatation considérable, augmentation des débris d'épentes dans des cavernes. Cela a été expliqué comme étant dû à l'impossibilité du gypse du Trias de transmettre des contraintes à la couverture.

Un phénomène analogue s'observe dans la région d'Allevar. Seuls les filons de la jeune paragenèse se ramifient près du contact Trias-Cristallin, ou s'arrêtent brusquement contre lui.

Ayant démontré l'existence de deux périodes de minéralisation : la plus jeune d'âge alpin ou post-alpin, la plus vieille contemporaine de la consolidation du granite hercynien, on ne peut discriminer une différence quelconque dans les directions filoniennes des deux paragenèses. Et cela bien que les contraintes hercyniennes et alpines soient à 5-10° l'une sur l'autre.

Il semble que le rajeunissement des dislocations hercyniennes a occasionné le même système de fissures produites par la vieille orogénèse. Cette conclusion serait en harmonie avec la présence d'un système de "wrench-faults" post-mésozoïque dans les "Chaînes Subalpines" ayant à peu près les mêmes directions que les failles du socle cristallin de Belledonne.

Quoique les deux paragenèses ne puissent se discriminer par la tectonique, on doit mentionner un autre fait structural important. Les filons les plus jeunes sont proches des strates triasiques. Ou, si le Trias n'existe pas, proche de la pénéplaine triasique telle qu'on peut la reconstruire d'après la tectonique. Et rappelons ici qu'étant donné la jeune morphologie de la région, cette pénéplaine triasique diffère peu de la surface actuelle.

Pour la paragenèse plus ancienne, les filons sont distribués de façon plus éclectique. On les trouve à des niveaux plus arbitraires, mais en général dans les parties profondes de la chaîne.

page 173.-

8. Minéralogie et paragenèse des gîtes.

La situation géologique de la région d'Allevard est identique à celle de Vizille. Il en est de même de la minéralogie.

On peut aussi distinguer une vieille paragenèse de sulfures et sidérose riche en Mn, avec quartz "tendre" à inclusions de faible contenu gazeux et température d'homogénéisation uniforme, et une paragenèse jeune, minéralogiquement semblable, de chimie plus pauvre, avec quartz à larges inclusions gazeuses et liquides aux températures d'homogénéisation arbitraires.

La figure 84 montre la vieille paragenèse dans un minéral type cockade.

On peut améliorer les vues ci-dessus étant donné l'abondance des matériaux dans cette région. Les paragenèses sont plus tranchées ici qu'à Vizille, les deux minéralisations pouvant se produire dans le même filon (la plus jeune dans la plus vieille), comme à Bout-du-Monde, Grande Taillée, Rochefort et Tavernes ; ou bien peuvent se trouver à l'intersection de deux filons voisins. Il est remarquable que ces filons multiples contiennent de la sidérose d'une composition intermédiaire entre celle des deux types (diagramme de la fig. 85). Il semble qu'une partie de la sidérose déjà déposée a été incorporée dans la solution ayant donné naissance à la sidérose plus jeune.

Pour tous les autres filons on observe une composition très différente et nette de la sidérose. Il n'y a pas de composition intermédiaire. Et cela est valable pour les sulfures des deux types de filons.

L'évolution de la chalcopryrite de la blende (Gros Chêne, Ravoire) et la teneur en Ag de la galène (Tilleray : 0,09 % Ag) montrent une genèse mésothermale pour la vieille paragenèse.

Par contre, la jeune paragenèse ne présente pas de phénomènes d'exsolution : Taillat, Maillat, Pierre Herse et Vaujalaz.

La recristallisation des vieux minerais peut toutefois cacher la différence qui existait originellement entre les deux types de minéralisation. - Par exemple, Gros-Chêne montre un ensemble de tétrahédrite, blende, galène et chalcopryrite "exsolvé". Des surfaces polies montrent des lamelles jumelées, tordues des plus gros cristaux inclus dans une matrice à grain fin. Cette structure est tout à fait différente de celle du filon de Ravoire qui lui est voisin, où la recristallisation s'est faite, et chalcopryrite et blende s'étant "exsolvées" forment des amas individualisés. Cette blende brun-jaunâtre a un contenu de FeS de 5 à 5,4 mol/% FeS. Quoiqu'inférieur à une genèse mésothermale ($>180^{\circ}$) cela est supérieur de beaucoup au contenu FeS des gîtes de Pierre Herse et Vaujalaz, où l'on mesure des % de 0 à 2,3 mol % FeS.

L'ankérite de Taillat a une composition chimique qui l'apparente à la vieille paragenèse de type mésothermal, car elle ressemble à des ankérites produites expérimentalement à haute température [Rosenberg, 1959]. Dans ce cas également, la recristallisation peut occasionner un changement chimique, par perte de Ca et Fe, semblable à celui des gîtes de la Ravoire et Plan de Chèbres.

- L'intervalle des températures d'homogénéisation du quartz de la vieille minéralisation est remarquablement étroit (fig. 86).
p. 174.- Ce qui montre l'évidence de la cristallisation à partir d'un milieu homogène. On a fait des corrections de pression pour déduire la vraie température de cristallisation de la température d'homogénéisation.

La cristallisation à partir d'un milieu homogène signifie que l'on doit apporter plus d'attention aux différences des températures d'homogénéisation que dans le cas d'inclusions de matière hétérogène. Ces différences existent réellement. Les vieux filons de quartz les plus à l'W, se trouvant à faible altitude et au voisinage des plans de glissement des "Collines liasiques" (Bout-du-Monde, Ste-Sophie, Espérance) ne donnent rien à l'essai au gaz. Et ils ont des températures d'homogénéisation basses (250°-260°). Les gîtes les plus à l'E, d'autre part, à altitude élevée, présentent des quantités plus importantes de gaz observables même sous phase liquide au refroidissement au-dessous de 31° (homogénéisation gazeuse), et des températures d'homogénéisation plus élevées (290°-305° (gîtes de Envers, Clavette, Grangette, Rochefort et Tavernes). Entre ces deux cas extérieurs, on a des inclusions dans le quartz à contenu gazeux variable et à des températures d'homogénéisation comprises de 270° à 280°.- Si l'on calcule la pression d'homogénéisation d'après l'allure des isochores pour un système à faible contenu de gaz (par exemple 2,5 mol % CO₂), ou un système à contenu de gaz moyen (par exemple 6 mol % CO₂) on constate que la température d'homogénéisation des gîtes orientaux (internes) correspond à une pression plus forte que celle des

gîtes occidentaux. La différence de pression est de l'ordre de 150 kg/cm².

Ce qui signifie que les gîtes orientaux, actuellement à altitude plus élevée, ont été formés à une plus grande profondeur que les gîtes occidentaux.

- Il peut être intéressant de comparer ces résultats avec ceux obtenus dans les filons de quartz plus jeunes. Ces filons se présentent dans les mêmes conditions que ceux du vieux quartz, bien que voisins les uns des autres.

La figure 86 montre l'intervalle très vaste des températures d'homogénéisation. Compte tenu des différences de composition, cela est dû à l'inclusion d'un fluide-mère non homogène (voir chapitre I, 1ère partie). Ce qui signifie que la pression au moment de l'homogénéisation est égale à la pression réelle de recristallisation.

- Donc, les filons de quartz jeunes du Bout-du-Monde ont cristallisé sous une pression d'environ 450 kg/cm². Au contraire, le vieux quartz faisant partie des mêmes filons a des inclusions dont la pression de recristallisation est de 200 kg/cm² environ. Mais il a recristallisé à partir d'un milieu homogène. Ce qui permet une correction de pression. Si les deux ont recristallisé dans les mêmes conditions géologiques, on doit faire une correction d'environ 250 kg/cm². Cette correction doit être également faite pour les vieux filons de quartz situés à l'Est. La pression totale de cristallisation de ce quartz devrait alors être de 600 kg/cm². Ce chiffre est incompatible avec la pression d'homogénéisation des filons de quartz jeunes situés à proximité, pression qui est de l'ordre de 350 kg/cm².

La différence entre ces deux valeurs est trop importante pour être due à des erreurs de mesure.

Il en résulte que les filons jeunes et vieux ont été produits par deux minéralisations différentes. Chacune de ces minéralisations s'est mise en place dans des conditions géologiques distinctes.

Le jeune filon de quartz n'a pu être influencé au point de vue pression que par la position du contact anormal du Trias avec le Permien ou les schistes cristallins. Près de ce contact, les inclusions présentent des densités plus basses de CO₂, homogénéisant en une phase gazeuse (St Joseph, Malatrait, Harameille, Paturrel et Vaujalaz) que plus loin de ce contact. La densité de la phase CO₂ riche, augmente à mesure que l'on s'éloigne de la pénélaine triasique. Et elle homogénéise dans la phase liquide CO₂.

Cette augmentation de la densité s'accompagne d'un plus fort pourcentage de CO₂, les fortes pressions augmentant le CO₂ dissous.

Le jeune filon de quartz est certainement d'âge post-triasique étant donné sa position par rapport à la pénélaine triasique. On rejoint la même conclusion que par le raisonnement tectonique. Et c'est conforme au fait que les filons de quartz jeune traversent le Grès permien d'Allevar, n'ayant pas été oblitérés par le contact Permien-socle cristallin.

L'altération "diagénétique" et le métamorphisme ont rendu ce Grès d'Allevar suffisamment compact pour se comporter tectoniquement de la même façon que le socle cristallin [DONDEY, 1960].

Quant au quartz des vieux filons, on a vu que les pressions de cristallisation n'y sont pas influencées par la position de la pénélaine triasique. Ce qui prouve un âge pré-triasique du vieux minerai. On sait que les gîtes situés plus à l'Est ont été recouverts par des formations permiennes plus puissantes qu'à l'Ouest (de 20 à 200 mètres). La puissance du Grès d'Allevar n'a pas été assez grande pour rendre compte de la pression de cristallisation ou des différences de cette pression, même si le poids des sédiments est calculé entièrement en pression lithostatique (chose qui peut être inexacte). Mais une grande partie du Permien peut avoir été érodée à la fin de cette période, ou au Trias. On ne peut donc exclure un âge permien.

En fait, les filons de la vieille paragenèse ne se trouvent pas dans les formations du Permien. Ils paraissent avoir été ar-

rêtés à plus de 100 m de ces formations. Si l'on admet un âge permien, il faut supposer qu'une forte altération de surface s'est produite dans des gîtes si voisins de la surface d'érosion. En fait, les cartes de la mine de Taillat ne font pas état d'une altération importante dans les parties profondes de la mine (l'altération des niveaux plus élevés est récente).- Il se peut que le remplacement de la sidérose par des amas "plissés" d'oligiste spéculaire (tel qu'observable dans les filons de la vieille paragenèse près de la base du Permien) soit un résultat de cette altération.

En dehors du quartz, les autres minéraux de la paragenèse jeune sont aussi caractéristiques.

La sidérose jeune ne montre aucun effet de contrainte. Elle a une composition si constante qu'elle caractérise cette paragenèse comme une phase de minéralisation propre, et non comme une simple recristallisation d'un vieux filon.

Les compositions de sidérose sont données par le diagramme de la figure 85. Le seul changement de composition de ce groupe s'observe dans les sidéroses les plus au Sud.

178.-

Ici, la vieille paragenèse est totalement absente. Ce qui peut être dû à une augmentation de la puissance du Permien et implique que la sidérose jeune a été "poussée" à des niveaux relativement élevés, contrairement à ce qui a lieu pour les gîtes voisins d'Allevard.- La composition chimique se trouve y perdre en Mn et gagner en Mg.

Les sulfures appartenant à cette minéralisation jeune ont de faibles teneurs en éléments-traces, si caractéristiques de la paragenèse mésothermale. (Ag et Bi dans la galène ; Fe de la blende). Par exemple la galène du gîte de Pierre-Herse n'a que 0,03 % Bi et 0,04 % Ag, mais a montré à la "séparation de masse" une teneur importante de l'isotope 205/thallium, élément typique de concentration dans les gîtes épithermaux ou régénérés [SCHROLL, 1955 ; BAUMANN, 1958 ; NOVAK, 1962].

On peut donc conclure que la région d'Allevard a été minéralisée en deux stades, l'un d'âge post-alpin ou l'autre d'âge pré-triasique.

9. Références.

La plus grande partie de la littérature sur la région d'Allevard date du XIXe siècle et début du XXe, alors que les usines étaient encore en exploitation. La plupart des livres de minéralogie ou métallogénie publiés à cette époque mentionnent les sidéroses d'Allevard [LACROIX, 1893 ; HINTZE, 1904 ; de LAUNAY, 1913]. Leurs données sont tirées de l'étude complète de GUEYMARD [1844] sur la géologie et métallogénie du département de l'Isère, dont Allevard fait partie.

En dehors des analyses de sidérose de COLLET-DESCOTILS [1806] CARNOT [1890] et CAMOUS [1905] ; d'ankérite d'ARSANDAUX [1901] et chalcopyrite de BERTHIER [1839], il n'y a pas d'autres données. Et c'est également vrai pour les études des gîtes minéraux des Alpes françaises telles que celle de GUEYMARD [1857], CAILLAUX [1870], TIRLOIR [1878], de LAUNAY [1895] et DEMARET [1914].

Du point de vue descriptif, il y a une grosse différence entre les gîtes minéraux des Alpes françaises et ceux d'Allemagne. Les anciennes publications sur les gîtes du Hartz et de Freiberg donnent toutes informations sur les types, âges, minéralisations des gîtes. Ce qui n'est pas le cas pour la région d'Allevard.

La toponymie est surtout de GUEYMARD.

Mais les cartes font défaut dans son ouvrage. Heureusement que les Archives de la "Société des Hauts Fourneaux d'Allevard" contiennent des cartes complètes de presque tous les gîtes exploités dans les 25 permis attribués. Ces Archives conservent également de nombreux documents sur l'histoire de ces mines, dont des documents du XIVe siècle.

L'histoire des activités minières est abondamment rappelée dans GUETTARD [1779], KÜSS [1885], PILOT [1887], BILAZ [1907], TENOT [1919], BOURGIN, SCLAFERT [1926a et 1926b] et MONNET [1927].

Des publications donnant les aspects techniques de la sidérose, son traitement au haut-fourneau, figurent dans DU BOSQ [1815] BERTHIER [1820] et GUEYMARD [1840].

Les études de SCLAFERT sont également documentées à ce sujet.

De plus récentes études sur les minerais d'Allevard sont de NICOLET [1931]. Cette dernière est une thèse sur les filons de Taillat. Elle a été écrite alors que la mine était encore accessible. La dernière publication de HUTTENLOCHER [1934] passe en revue la minéralisation des Alpes de l'Ouest.

LES GISEMENTS DE MINERAIS METALLIQUES
DE LA REGION D'AUGUEBELLE (Savoie)

1. Position géographique morphologie.

La région d'Aiguebelle est la plus minéralisée de la chaîne de Belledonne.

Comme les régions d'Allevard et de Vizille, elle fait partie de la zone externe de Belledonne, en particulier sa partie la plus orientale. Les limites géologiques sont en partie marquées morphologiquement.

Le synclinal médian, sa limite orientale, apparaît dans l'ensemble comme une suite NE-SW de cols entre les hautes et dures montagnes de la zone interne et la plaine élevée de la zone externe.

Cette dernière est coupée à plusieurs reprises par des torrents et rivières NW-SE.- Ce schéma est rendu plus compliqué par les cours N-S des rivières Arc et Isère qui coupent la chaîne avec leurs vallées larges et profondes.

Immédiatement au Nord et au Sud de ces deux rivières, la position du synclinal médian apparaît suivant les torrents qui sont le long du contact faillé.

La limite ouest comprend le synclinal carbonifère supérieur de direction NNE-SSW, de Rambaudes, Grand Collet et Prodin, qui s'ennoie vers le Nord, sous le Lias. La suite méridionale de ce synclinal disparaît dans la vallée du Bréda.

Cette limite ne présente que de faibles évidences morphologiques. Là où l'ennoyage se fait sous le Lias, la limite est marquée par le contact anormal entre les schistes cristallins

et les collines bordières de Lias. Ce contact commence par une vallée (Vallée du Gelon), mais vers le Nord il perd son caractère morphologique, devenant sans plus une discontinuité sur la pente du Grand Arc, près de Bonvillard.

Au Sud, la région se termine près de Fond de France en une arête entre les limites E et W. Au Nord, la région perd son allure montagneuse et s'ennoie graduellement sous la couverture para-autochtone de Belledonne.

2. Notes d'histoire de ces gisements.

L'exploitation minière a joué un rôle prééminent dans l'histoire de la région d'Aiguebelle. Mises à part les légendes d'activité minière des Sarrazins et du passage d'Hannibal à travers la vallée de l'Arc, l'achat d'épées fabriquées dans la région d'Aiguebelle (Polybe) les plus anciens documents datent du X^{IV}e siècle et mentionnent St-Georges-des-Hurtières et ses gisements.

Ces gisements sont, de loin, les plus importants de la région [CHABRAND, 1900].

Au X^{VI}e siècle, il est fait mention des fours pour plomb et argent de Bourget-en-Huile et Randens (entre Argentine et Aiguebelle), les premiers pour le traitement de la galène et blende de la vallée du Gelon, les derniers pour la galène d'Argentine [CHABRAND, 1905].- Argentine doit d'ailleurs dater d'une période antérieure si l'on en juge d'après le nom du village qui existait déjà.

L'histoire des mines de Molliet, Perrière, et Chevrette est celle des Chartreux de St-Hugon, ces mines étant leur propriété. Toutefois, le gisement de blende situé en amont de leurs hauts-fourneaux n'est pas mentionné comme ayant été exploité par eux [BOUCHAYER, 1927]. Ils ne s'intéressaient vraisemblablement qu'à l'extraction du fer.

La deuxième partie du XVIIIe siècle a été la plus prospère pour la région, tous les gisements connus actuellement étant alors exploités.- On extrayait le fer, le plomb, l'argent et le cuivre.

A lui tout seul, St-Georges produisait annuellement 200 tonnes de cuivre [de SAUSSURE, 1779], ce qui représente un gros tonnage pour l'époque.

Plusieurs fours ont été construits pour le traitement de la galène. Toutefois, entre 1778 et 1790, la plupart des petits gisements (Riveret, Fosse Guerre, La Richesse, St-Hubert, Malrocher, Prodin, Remoud) ont été fermés [LELIVEC, 1806]. Les mines d'Argentine et de Saint-Georges-des-Hurtières étaient les seules productives au début du XIXe siècle.

Une renouveau d'exploitation se produisit en 1861 lorsque de nouveaux hauts-fourneaux furent construits à Randens et Argentine. Quelques petits gisements furent réouverts, une attention spéciale étant donnée à Prodin, Remoud et Bonvillard.

En 1878, tous les droits miniers furent acquis par la Compagnie Schneider du Creusot, qui n'accepta plus, pour ses hauts-fourneaux, de minerai provenant de petites exploitations privées. Schneider s'occupa surtout des gisements de Mongilbert et St-Georges.

Ces deux gisements furent développés pour une production annuelle de 74 000 tonnes de minerai [CHABRAND, 1900]. Le gisement de Pérelle a été exploité en 1900 seulement pour recherche. [BORDEAUX, 1925]. L'histoire des gisements de St-Georges est comparable à celle des gisements de Taillat d'Allevar. Les deux furent fermés vers la fin de la décade 1920-1930.

La plus récente exploitation a été celle de la région de Bonvillard où, après deux siècles de travaux de surface, l'exploitation fut entreprise sur une base industrielle en 1920. Cette exploitation ne dépassa pas toutefois le stade de la recherche.

La mine fut fermée en 1939.

Les gisements non mentionnés ci-dessus sont si petits qu'ils n'ont pas été cités par LELIVEC [1806] ni par BORDEAUX [1925].

3. Les méthodes d'exploitation et leurs résultats.

Seul le gisement de sidérose de St-Georges a été exploité de façon continue. La mention qui en est faite au XIII^e siècle montre qu'il attira rapidement l'intérêt. Mais il semble que le début de cette exploitation est plus ancien [HOLLANDE, 1911]. La description de de SAUSSURE en 1779 montre l'importance de l'exploitation au XVIII^e siècle. Cet auteur mentionne 400 mineurs y travaillant.

A cette époque, le gisement était la propriété de plusieurs familles qui exploitaient chacune leur parcelle et vendaient le minerai aux hauts-fourneaux de Randens et Argentine.

Aucune exploitation systématique, le minerai étant sorti par tranchées ou galeries inclinées de petite section. Les parties les plus puissantes du filon (10-12 m) n'ont même pas été boisées, bien que les éboulements fussent fréquents. LELIVEC [1803] mentionne les conditions incroyablement dangereuses de cette exploitation où les mineurs travaillaient à plus de cent mètres de profondeur (du toit). A cette époque, la mine produisait 2 600 tonnes.

L'exploitation à l'échelle industrielle commença dans la deuxième moitié du XIX^e siècle, après l'acquisition par Schneider du Creusot. Elle apparaît simple, étant donné que les filons sont voisins de la surface et que seules de petites galeries sont nécessaires. Quand cessa l'exploitation, la plus grande partie était exploitée. Les travaux s'étendent sur 500 m d'altitude à partir des affleurements qui sont à 1 300 m d'altitude. Des tra-

vaux de recherche (sondages ?...) ont montré que les filons se continuent quelques 200 mètres sous le niveau 800, mais la quantité de quartz augmente.

De 1865 à 1885, la production de minerai annuelle a été de 75 000 tonnes de minerai à 38-40 % de fer. La fonte produite par les hauts-fourneaux (de LaPouille) contenait 15 % de manganèse et servait à la fabrication d'aciers. Les transports de surface se faisaient par deux plans inclinés actionnés par des câbles, du niveau 1300 au niveau 915 m ; une voie ferrée de 1300 m, horizontale, et 3 plans inclinés du niveau 915 au niveau 330 m (qui était celui des hauts-fourneaux de La Pouille).

Ces plans inclinés... existent encore, ainsi que les ruines des hauts-fourneaux sur la rive gauche de l'Arc.

Bien qu'en partie effondrée, la tranchée de la Grande Fosse (altitude 915 m) montre encore ses dimensions imposantes. La plus récente exploitation de St-Georges date de la guerre 1914-1918.

L'autre filon de sidérose important est celui de Chevrette. Il n'a été reconnu que par des travaux de surface, la mine étant située sur un terrain presque plat, tout près de la rivière Veyton. Le gisement de Molliet (situé géologiquement et minéralogiquement dans la région d'Allevard) a été travaillé par les Chartreux [HOLLANDE, 1911]. Le gisement consiste en deux filons de 0,50 à 2 m, se recoupant. Ils ont été développés par deux galeries à partir du Nord.

Parmi les autres gisements de sidérose, citons ceux de Prodin (deux travers-bancs), Fruithiers (deux travers-bancs et trois galeries en direction) et Richesse.

Les filons enchevêtrés de ce dernier gisement ont été attaqués par de nombreuses galeries et travers-bancs, d'où des travaux souterrains chaotiques.

Argentine et Richesse ont été exploitées pour argent. Ces deux gisements sont parmi les seuls où l'on n'observe pas de recristallisation d'une certaine étendue et où la galène contient encore le bismuth et l'argent originels.

Les gisements de Malrocher, Prévieux, Pérelle et Bonvillard ont été soumis à une recristallisation. A la suite de quoi la galène argentifère et la blende ont été si inextricablement mélangées à du stérile que le traitement du minerai en a été rendu difficile.

Dans le gisement de Bonvillard, on recherchait la galène. Au XVII^e et XIX^e siècle, l'exploitation n'y a pas dépassé le stade des excavations de surface. Les recherches modernes, dans les années 20 de notre siècle, n'ont pas réussi à amener ce gisement au stade de production, seules des galeries en chassage ayant été faites. Les filons reconnus par ces travaux, d'après un rapport inédit, auraient des réserves de 30 000 tonnes de minerai à 7,6 % de galène et 2,4 % de blende.

4. Le contexte géologique.

Une description des formations géologiques rencontrées dans la région d'Aigucbelle serait très semblable à celle d'Allevard (voir celle-ci). Les deux régions font partie de la zone externe. Les formations qui s'y trouvent sont : les schistes de la zone externe, le Carbonifère supérieur, le Trias et le Lias. Le Permien est absent.

Les schistes (cristallins) diffèrent de ceux d'Allevard par leur degré de métamorphisme rétrograde, la biotite étant plus courante. Cette particularité est due à la diminution graduelle de la déformation en allant vers le Nord de Belledonne. On examinera cette particularité dans la section ci-après.

5 Tectonique.

a) Le Synclinal médian. Les deux principales structures, à savoir le synclinal médian et le synclinal du Carbonifère supérieur qui délimitent la région d'Aiguebelle, ont été étudiées dans les autres districts miniers de Belledonne. Le plan de charriage du synclinal médian a une direction identique (N 40°E) et pendage id. (30°-40° SE).

La zone interne a été charriée sur la zone externe. Mais ce charriage est moins marqué en allant vers le Nord.

Dans la région la plus au Nord, celle du Grand Mont et du Beaufortain, la couverture triasique de la zone interne est située à peu près à la même altitude que celle de la zone externe (une simple différence de quelques centaines de mètres, [BORDET, 1957]).

Il apparaît que les forces de compression ayant causé le charriage ont également diminué dans cette direction. De plus, la partie septentrionale du synclinal médian conserve une grande partie de son contenu sédimentaire. D'après BORDET [1957], le degré de métamorphisme diminue également vers le Nord.

La position du synclinal médian dans la région du Beaufortain est controversée. La raison en est la présence de bifurcations et apparitions d'autres synclinaux très serrés, parallèles, semblables au synclinal médian. Claude BORDET situe même le granite de Beaufort dans la zone externe.

b) Le synclinal de Carbonifère supérieur du Grand Collet et Prodin.

La partie méridionale de la région d'Aiguebelle a été soulevée par rapport à la région d'Alleverd. Cela apparaît sur la coupe du Grand Collet, fig. 80. Il se peut que cette surélévation ne se soit pas produite le long du synclinal carbonifère seulement, mais aussi surtout par des failles parallèles. C'est ain-

si que DONDEY [1960] explique les variations de pendage que présente la couverture permienne au Grand Collet.

Cette surélévation a été invoquée par l'auteur de la thèse ci-jointe pour expliquer l'incompatibilité qui existe entre les minerais des régions d'Allevard et d'Aiguebelle et le niveau actuel qu'ils atteignent. La différence actuelle de niveau étant contraire à la position théorique idéale.

Les minerais mésothermaux d'Aiguebelle se trouvent à une altitude supérieure à celle des minerais épithermaux d'Allevard.

Au Nord de Bourget, le synclinal carbonifère supérieur disparaît sous le Mésozoïque allochtone.

c) Le décollement du Trias.

Le décollement de la couverture jurassique et triasique, trait si courant dans les régions méridionales, perd graduellement de sa signification vers le Nord. La distance suivant laquelle s'est faite le glissement est plus petite pour la région du Gelon que pour le Brame-Farine d'Allevard. Elle devient très faible près de Bonvillard où les masses mésozoïques plissées se trouvent encore sur le flanc ouest du Grand Arc.

Au Nord de l'Isère, le glissement est si faible que les formations liasiques qui bordent le coeur cristallin de Belledonne peuvent être notées comme couverture para-autochtone.

d) La couverture autochtone et le système de failles de torsion.

Au Nord de l'Isère, la couverture sédimentaire autochtone qui est si utile pour reconstruire la surface pénéplanée du Triasique est couramment présente à des altitudes uniformes, ce qui signifie que les blocs tectoniques ("les clavaux" de BORDET, 1957) n'ont été déplacés que par de faibles mouvements verticaux.

Le tracé de failles possibles en est rendu de ce fait encore plus difficile que dans la région d'Allevard.

De plus, les effets des grandes vallées de l'Isère et de l'Arc sont si prédominants, morphologiquement, qu'un système possible de failles de torsion peut être complètement recouvert par des dépôts d'alluvions. Cette hypothèse concorde avec la position de la région d'Allemont, où l'Eau d'Olle et la Romanche prennent les directions locales des failles de torsion [KALSBECK, 1962 ; SARROT-REYNAULD 1961].

6 - Disposition et tectonique des gisements.

La forme et la disposition de la plupart des gisements de la région d'Aiguebelle sont difficiles à définir, contrairement à ceux de la région d'Allevard.

Les filons sont d'allure lenticulaire, pincés souvent, boudinés, identiques structuralement à ceux de la région de Vizille, à l'Est du synclinal carbonifère supérieur du Mont Jean.

La distribution des minerais dans les filons est encore plus arbitraire. Le quartz, qui domine sur les autres constituants minéraux a divisé les filons, mis en place auparavant, en plusieurs petites veinules. La puissance vraie des filons est de ce fait réduite à 30 cm en moyenne, bien que la puissance totale soit voisine de 2 mètres. La longueur en direction de ces filons étran-
glés ne dépasse pas la centaine de mètres.

L'exploitation de tels filons se fait alors avec beaucoup de risques. Les seules exceptions à cette règle sont le filon de sidérose (large), de Chevrette, ainsi que ceux de Molliet et Saint-Georges-des-Hurtières.

Le premier de ces filons a une puissance variant de 3,50 m à 5 m, et a été exploité sur plus de 100 m en direction. Mais la longueur totale, suivant le pendage, peut être bien plus grande, l'exploitation n'ayant touché qu'une partie du filon.

Le filon de Saint-Georges est encore plus impressionnant et peut atteindre, dans la partie méridionale, une puissance totale de 10 m, variant généralement entre 8 et 2 m. Sa direction est à peu près NW-SE. Le filon est coupé obliquement par des failles ENE et, de ce fait, ressemble au gisement de Taillat. Le pendage, par contre, est moindre, de 20° à 60° vers le SW.

La plupart des filons de cette région ont des pendages inférieurs à ceux de la région d'Allevard, variant entre 35° (Molliet, Malrocher) et 50° (Pérelle, Argentine, Saint-Hubert) et 80° (Prodin, Remoud, Fosse Guerre).

Le diagramme de la figure 87 représente les directions de ces filons. On en déduit que la direction des filons fait partie (?) d'un système de joints en écaille appartenant à des failles transverses (?), tout comme dans la région d'Allevard.

La monotonie des schistes de la zone externe et l'absence de couverture autochtone sédimentaire rendent à peu près impossible la recherche de ces failles.

Si les filons ont leurs allures calquées suivant un système de joints dérivant des failles de torsion, la direction de celles-ci coïncide avec celle N-S et NNW-SSE des vallées de l'Isère et de l'Arc et celles ENE-WSW du Gelon, Ruisseau du Lac Noir et Doron, ainsi que ces parties du cours de l'Arc et de l'Isère où celles-ci tournent vers l'W avant de quitter Belledonne.

Les torrents et petits ruisseaux NW-SE, parallèles à leurs homologues de la région d'Allevard, qui coupent perpendiculairement la chaîne de Belledonne, doivent correspondre à la direction des forces de compression maximum.

7 - Minéralogie.

La paragenèse de la minéralisation de la région d'Aigüelle n'est pas aussi facile à déterminer que celle des gisements

de la région d'Allevard, où deux séries sont discriminables. Dans son ensemble, une seule série apparaît dans la région d'Aiguebelle, comparable à la série plus ancienne d'Allevard.

Une recristallisation fréquente efface les caractères minéralogiques et chimiques originels. Des injections ultérieures de quartz altèrent la chimie et divisent le filon sulfuré en veinules (fig. 88). L'enveloppement de quartz a causé une exsolution de matières originellement en solution solide dans les sulfures, ce qui enlève au gisement ses caractéristiques chimiques.

De plus, on distingue mal les venues de quartz de différents âges par leur contenu d'inclusions fluides. Les deux venues contiennent un certain pourcentage de gaz, la plus vieille venue en contenant plus que dans la région d'Allevard. C'est ainsi que le "vieux" quartz de Saint-Georges montre une homogénéisation de la phase CO_2 .

Le haut pourcentage de CO_2 normalement présent dans la venue quartzreuse récente semble ainsi se retrouver dans les inclusions de la paragenèse ancienne. De plus, les venues plus jeunes de quartz se présentent dans les gisements situés près de la plaine triasique, c'est-à-dire dans un contexte où de faibles densités de CO_2 prévalent.

Il en résulte qu'il est souvent impossible de dire si la recristallisation des sulfures doit être attribuée aux venues anciennes de quartz, ou si elle doit être interprétée comme un phénomène accompagnant la venue plus récente.

De plus, on a des indications tendant à montrer que la venue de quartz plus jeune a amené des inclusions secondaires dans le quartz déjà mis en place, en favorisant la recristallisation, éventuellement.

L'absence d'"effets de tension", critère généralement employé pour caractériser la venue récente du quartz, peut éga-

lement ne pas être concluante. En effet, les masses de quartz exemptes d'effets de tension sont moindres que la présence d'inclusions secondaires (normalement attribuées aux venues récentes) ne le laisse supposer.

La décision finale, à savoir si nous avons affaire à des inclusions syngénétiques appartenant à la venue ancienne, ou à des inclusions secondaires d'origines postérieures a été faite en s'appuyant sur les températures d'homogénéisation, dont les différences sont faibles pour le vieux quartz, mais plus grandes pour le quartz récent, compte non tenu de leur teneur en CO₂.

Un autre critère permet de faire la discrimination : la relation entre le degré de déformation et le type d'inclusions présentes. De grandes inclusions riches en CO₂ dans un quartz très "tendu" ou cataclastique, doivent être considérées comme suspectes et sont probablement d'origine secondaire.

Alors que le quartz "tendu" a normalement perdu ses plus larges inclusions, celles-ci sont encore présentes parfois dans les cristaux de quartz de la même phase, inclus dans les carbonates.

Les carbonates sont plus aptes que le quartz à supporter la tension en se déformant plastiquement, préservant ainsi le quartz contenu d'une forte cataclase (4). C'est ainsi qu'il faut interpréter les inclusions fluides du quartz I de Saint-Georges.

Abstraction faite de ce qui précède, la minéralisation de la région d'Aiguebelle est assez typique.

Blende, tétrahédrite et galène sont très répandues et dans certains gisements plus abondants que la sidérose. Toutefois, peu de gisements montrent encore la chimie originelle des sulfures.

Par exemple la blende n'a conservé sa teneur en fer que lorsque le filon ne contient pas d'autres constituants que des sulfures ou de la barytine, et quand la minéralisation secondai-

re est absente. La blende de Saint-Hugon, Fond de France et Esserts-Blay a un pourcentage de FeS de 10-12,5 mol %, ce qui correspond à une genèse mésothermale.

Ces blends ne contiennent que peu de petites "gouttes" de chalcopryrite, moins que l'analyse en Cu ne le laisse prévoir. La teneur en CuS (si calculée en $CuFeS_2$) correspond à un pourcentage de chalcopryrite de 1,0 à 0,5 wt %, quantités qui devraient être observables si présentes dans les minéraux donnés.

Apparemment, ce cuivre est en solution solide dans la "grille" de la blende.

La blende d'autres gisements (Bonvillard, Pérelle, Malrocher, Fosse Guerre) qui a recristallisé, alors que contenue dans du quartz, sidérose ou ankérite, a perdu la moitié de sa teneur en Fe (4-6 mol % Fe sont encore présents) mais montre une teneur en Cu du même ordre que celle d'Esserts-Blay et Saint-Hugon, soit de 1 à 0,5 wt % $CuFeS_2$. Apparemment, la composition en gros n'a pas changé, la chalcopryrite "exsolvée" apparaissant dans la masse sous forme d'inclusions intersticielles ou amas bordant la blende.

La galène a un comportement analogue à celui de la blende. Peu de gisements de galène ont conservé leur teneur en Bi originelle, sauf les filons (Richesse, Saint-Hugon, Mongilbert) où les phases ultérieures sont insignifiantes ou absentes et montrent une teneur en Bi de 0,19 à 0,07 %. Toutes les autres galènes ont des teneurs plus faibles, entre 0,02 et 0,03. Il n'y a pas de valeurs intermédiaires.

Comme le cuivre dans la blende, la teneur en argent n'est pas si sensible à la recristallisation. Le pourcentage est resté en gros inchangé (entre 0,08 et 0,14 % Ag).

En règle générale, la galène est plus apte à recristalliser que la blende. Alors que la blende montre des lamelles jumelées tordues des plus gros cristaux, dans une fine matrice de grains

à peine discernables (même au grossissement 250), la galène d'un même filon montre une structure isotropique de grains d'égales dimensions, grossiers.

Les effets mécaniques de cassures (?) et la recristallisation qui en est la conséquence sont les caractères principaux des minerais de la région d'Aiguebelle. Des agrégats micro-cristallins de blende, galène et tétrahédrite intimement enchevêtrés sont courants dans les gisements de Saint-Hugon, Remoud, Prodin et Malrocher. Les minéraux individualisés apparaissent en vagues traînées, parallèlement aux épontes. Sous grossissement fort, il apparaît que la recristallisation a affecté tous les minéraux ensemble d'une manière si intime qu'il semble que les trois minéraux principaux ont fait partie d'un système de solution solide qui, par exsolution, ont été "mélangés". (fig. 90 et 95).

La structure ainsi faite ressemble beaucoup à celle des minerais métamorphiques de Rammelsberg telle que décrite par RAMDHOR [1953].

Quand la galène est le constituant principal d'un filon, l'aspect du "mélange" est moins net et peut même ne pas apparaître, la recristallisation donnant une structure grossière résultant de cristaux granoblastiques enchevêtrés de blende et de galène (fig. 89, Prévieux, Fosse Guerre, Pérelle, Les Mouches).

Dans les filons où la sidérose se présente en excès par rapport aux sulfures, la recristallisation peut provoquer une autre structure, les carbonates étant plus faciles à se reformer (Saint-Georges, La Chevrette, Bohvillard).

La sidérose n'existe pas dans les filons sulfurés de Remoud et Prodin.

Au sujet de Bonvillard, il est intéressant de noter que la recristallisation du sulfure est complète lorsque la sidérose est présente. Alors que les sulfures ont à peine recristallisé en présence de barytine.

La figure 91 montre même des masses contournées de sulfures, barytine, ankérite et quartz. L'ankérite et le quartz forment des nodules dans une masse finement recristallisée.

La figure 92 montre une blende finement recristallisée, de structure équi-granulaire apparaissant en traînées dans la barytine.

La figure 93 montre la structure de recristallisation : c'est un détail de la figure 92.

La sidérose se trouve dans les deux séries, mais est prédominante dans la paragénoise plus ancienne. Dans cette dernière, la teneur en manganèse est remarquablement élevée, tout spécialement pour la sidérose finement grenue, presque mylonitique.

On a :

St-Georges (Fe/Mn = 6,9) ; Bonvillard (Fe/Mn = 6,4) ;

Mongilbert (Fe/Mn = 10,2).

La sidérose plus grossière se trouvant dans le même gisement a une teneur en Mn légèrement plus basse (Fe/Mn = 10,2) et a apparemment recristallisé.

La composition chimique est représentée par la figure 94.

Cette perte de Mn est toutefois insignifiante si on la compare à la teneur en Mn des quelques gisements (peu nombreux) de sidérose appartenant à des venues récentes. Le Fe/Mn est alors égal à 40-50. Ces sidéroses et les "ankérites affiliées" sont comparables à celles de la région d'Allevard.

EN RESUME : 1° - quelques gisements fortement remaniés ont conservé encore leur chimie originelle.

2° - la recristallisation est courante et s'accompagne d'une perte de certains éléments en traces, et une

transformation de la structure;

3° - les carbonates et la minéralisation de paragenèse récente, comparable à celle d'Alleverd, sont rares.

8. REFERENCES.

LELIVEC [1803-1806], VERNHEIL [1807] ont les mêmes sources pour la région d'Aiguebelle. Le travail de LELIVEC est très bon pour l'Historique et la situation des gisements, ayant été écrit alors que la plupart étaient encore en exploitation. Mais la toponymie n'est pas celle actuelle.

GRILLET [1807] et BARBIER [1878] n'ajoutent rien de nouveau.

Plus récents, les travaux de BOREL [1889], HOLLANDE [1911] REVIL [1916], MORET [1925], BORDEAUX [1925]. Mais peu de renseignements minéralogiques et chimiques.