

Les gîtes métallifères de l'Oesling

par M. LUCIUS*).

Dr. Géol., Chef du Service Géologique de Luxembourg.

A. Notions générales.

Origine primaire des minerais.

Les gîtes métallifères sont des accumulations naturelles et localisées de minerais. D'une façon générale, les éléments entrant dans la composition des gîtes métallifères se trouvent primitivement à l'état de dispersion dans les roches ignées ou roches d'origine profonde. Ces roches dérivent d'une masse fondue s'étendant sous la croûte terrestre solidifiée et appelée magma.

Il existe donc une relation d'origine entre le magma et les gîtes métallifères.

Comme du point de vue pratique, il entre dans la définition d'un gisement que son exploitation soit rémunératrice, il s'ensuit que les gisements exploitables sont localisés dans les parties de l'écorce relativement voisines de la surface. Avant d'y arriver, ces éléments ont fait un chemin plus ou moins long.

Sur ce chemin se sont produits des changements de proportions, des séparations et des accumulations sélectives, aboutissant à la formation des différentes catégories de gîtes de minerais.

L'évolution de l'écorce terrestre se fait en deux cycles qui se répètent et se succèdent : accumulation et destruction. Cette alternance se manifeste aussi dans la concentration et la dispersion des espèces minérales. Ce brassage ininterrompu des éléments constitutifs de la croûte terrestre est une conséquence de la formation et de l'évolution des chaînes plissées de montagnes, c'est-à-dire de l'orogénèse. Comme il y a corrélation des phénomènes orogéniques avec la montée des magmas au travers des roches sédimentaires, voir même avec la genèse de certains de ces magmas, l'orogénèse joue un rôle capital dans la formation des gîtes métallifères.

Il résulte de ce qui précède que l'origine des gisements métallifères doit être ramenée au magma et leur localisation à la formation des zones plissées de l'écorce terrestre.

En d'autres termes : la métallogénèse est liée aux phénomènes physico-chimiques qui s'accomplissent dans les foyers magmatiques profonds et aux mouvements orogéniques qui se déroulent dans l'écorce terrestre solide.

La question de savoir pourquoi telle région est riche en métaux de préférence à telle autre et pourquoi on y trouve précisément tel métal et non pas tel autre, forme une partie du problème de la ségrégation du magma primitif, désignée sous le nom de différenciation. Celle-ci est d'ailleurs corrélative du phénomène de l'orogénèse. C'est pendant la différenciation magmatique, accompagnant la naissance des zones plissées de l'écorce, que se fait la plus riche concentration des éléments métallifères.

La différenciation magmatique et la métallogénèse.

On admet généralement aujourd'hui, principalement à la suite des investigations sismiques, que le globe terrestre est composé de plusieurs parties concentriques, chimiquement différentes. Le noyau central serait formé essentiellement par des métaux lourds. Ensuite viendrait la zone des métaux sulfurés et oxydés, les silicates ne formant que l'enveloppe extérieure. Cette enveloppe comprend une zone interne, où prédominent les silicates ferromagnésiens lourds, et une zone externe, composée de silicates alumineux plus légers. L'enveloppe de silicates correspond, pour ainsi dire, à la couche de scories sur un bain de métaux fondus.

L'activité magmatique n'est directement visible que lors des éruptions volcaniques. Mais ces manifestations extérieures, quelque impressionnantes qu'elles soient, sont peu de chose, comparées à l'ampleur des phénomènes magmatiques de la profondeur, et sans importance aucune dans la métallogénèse. C'est l'activité physico-chimique qui se déploie dans le foyer magmatique profond qui est à l'origine de la formation des gisements métallifères.

Au point de vue chimique le magma est un bain de silicates dans lequel sont dissous des éléments volatils, parmi lesquels l'eau dissociée joue un rôle important. Les silicates tiennent encore en solution une certaine proportion de sulfures et d'oxydes métalliques.

Tant que la tension des éléments volatils du magma et la résistance de la croûte qui l'enferme sont équivalentes, le magma est en repos et présente une composition assez uniforme

*) Membre de notre Association.

dans toute sa masse. Mais dès que, par un affaiblissement ou un déplacement quelconque de la croûte, il se présente, pour le magma, la possibilité d'occuper un espace plus vaste, il entre en activité de ségrégation.

Par le fait de ce déplacement dans l'écorce terrestre, qu'on désigne aussi du terme de mise en place, le magma subit une modification de sa composition initiale, modification provoquée par l'expansion qui entraîne aussi un abaissement de la température.

Le magma tend à se scinder en deux parties : la partie minérale, qui, par cristallisation, donne la roche plutonique ou roche cristalline de profondeur, et les éléments volatils, qui se dégagent à l'état libre.

Cette modification que le magma subit au cours de sa mise en place est appelée différenciation magmatique. Les éléments volatils y jouent un rôle prépondérant. Ils sont, en effet, capables d'entraîner des composés minéraux et des éléments métallifères et de provoquer leur concentration. Pour cette raison on les appelle minéralisateurs. Les concentrations métallifères ne sont donc qu'un cas particulier de la différenciation qui se fait au cours de la solidification du magma.

La solidification d'un magma se fait en plusieurs phases.

Au stade orthomagmatique ou liquidomagmatique les éléments minéraux tendent à se cristalliser et au fur et à mesure que cette cristallisation s'accomplit, la proportion des éléments volatils augmente par rapport à la masse en fusion.

Pendant que le magma est en voie de cristallisation, une différenciation se produit dans sa composition par le déplacement des diverses molécules suivant deux directions opposées.

Les minéraux ferromagnésiens, de même que diverses espèces de minerais, ayant tous un poids spécifique élevé, se forment en premier lieu et descendent lentement dans le magma pâteux. Leur concentration détermine la naissance des roches basiques riches en minerais, formant des grains ou des lentilles disséminés dans la roche. Ainsi naissent les gîtes de ségrégation, parmi lesquels les gisements de chromite et de magnétite ont une importance industrielle.

Par suite du déplacement des éléments lourds du magma, la fraction restante acquiert un poids spécifique plus faible, une plus grande fluidité et une plus forte teneur en gaz. Cette fraction forme une solution de silicates et de silice dans les éléments volatils, dont l'influence, dans l'évolution ultérieure, est aussi très grande. Ils ont une température élevée, leur tension est considérable et leur action dissolvante énorme, ce qui les rend aptes à s'infiltrer dans les moindres interstices des roches encaissantes. Ils sont les agents de la phase pegmatitique, appelée encore pneumatolytique à cause de l'influence prépondérante des éléments volatils. L'accumulation des éléments minéraux donne naissance à des roches très acides, comme les aplites et les pegmatites, qui contiennent souvent des minerais du groupe stannifère et des minéraux borés et fluorés. (Gîtes de départ acide ou pneumatolytique). Dans les régions profondes de l'écorce il n'existe pas de creux ouverts ; les éléments métalliques ne peuvent y former que des imprégnations.

Dans les régions plus proches de la surface, l'influence du refroidissement devient prépondérante. La température baisse, la pression diminue et les éléments volatils passent à la phase liquide ou hydrothermale. Une partie de la matière minérale en solution cristallise et se dépose. La solution devient de plus en plus fluide et ne renferme plus que les minéraux les plus solubles. Comme la tension a sensiblement diminué, les éléments liquides ne peuvent entrer que dans des roches présentant déjà des vides : cassures, fentes, failles ou, pour le moins, prédisposées à la formation de vides, dans lesquels les solutions minérales peuvent pénétrer pour y déposer les composés métallifères ou minerais en même temps que les matières stériles, qui formeront la gangue. Ces dépôts forment les gîtes filoniens ou les filons ; ils représentent le type le plus répandu des gîtes métallifères primaires c.à.d. en relation avec le magma.

Les filons constituent donc le remplissage de fractures et de fentes comprises entre deux parois de roches quelconques formant deux plans plus ou moins parallèles, ordinairement verticaux ou peu déviés de la verticale. Les roches encaissantes forment les épontes.

D'après leur position géologique par rapport au magma les filons sont en général des formations périmagmatiques et d'après leur origine des dépôts provenant des solutions résiduelles du magma. Il n'y a pas de limite nette entre la métallogénèse pneumatolytique et la métallogénèse hydrothermale ; dans la profondeur l'une des phases passe insensiblement dans l'autre.

En se rapprochant de la surface, les solutions résiduelles se mélangent avec les eaux d'infiltration et il y a passage insensible aux phénomènes d'activité des eaux vadeuses.

Il est d'ailleurs clair que les solutions résiduelles du magma, qu'elles soient dans la phase pneumatolytique ou dans la phase hydrothermale, correspondent, dans les différentes profondeurs, à des systèmes en équilibre, dont la concentration correspond au diagramme température-pression.

On a d'ailleurs reconnu, depuis longtemps, que les filons, rencontrés dans les massifs anciens, profondément érodés, contiennent principalement les sulfures de Fe, Pb, Cu, tandis que Hg, Ag, Au, se rencontrent surtout dans les filons des chaînes de montagnes récentes et moins érodées. Enfin les filons faisant suite aux gîtes pneumatolytiques se rencontrent dans le noyau des anciennes chaînes, érodées jusqu'à leurs racines. Les minerais de cette zone sont le fer titané, la magnétite, l'oligiste avec des minerais sulfurés et arséniurés ; la gangue est essentiellement formée par du quartz.

Ces associations de minerais correspondent à des différences de profondeur, donc à des conditions différentes de température et de pression. C'est sur ces faits qu'on a fondé une classification génétique et raisonnée des gîtes hydrothermaux qu'on divise, de haut en bas, en gîtes des zones épithermales, mésothermales et hypothermales.

La zone hypothermale peut faire le passage et la suite aux gîtes pegmatitiques et pneumatolytiques. La température y est comprise entre 500 et 600 degrés, ce qui correspond à une profondeur supérieure à 10 km. et voisine de 20 km. Dans la zone épithermale, la température varierait entre 200 et 100° et sa profondeur serait de moins de 2 km. Entre ces deux extrêmes se place la zone mésothermale ; les dépôts filoniens de cette zone se sont déposés à une température comprise entre 175 et 300° et à une profondeur de 2 à 5 km.

Comme résidu de la formation des filons métallifères d'origine profonde il reste une solution aqueuse chaude qui ne tient plus en solution que les sels les plus solubles, généralement des sels des métaux alcalins ou alcalino-terreux, accompagnés de minéralisateurs, indices extrêmement atténués d'une ancienne activité fumerollienne. Ce sont des sources d'eau juvénile, qu'on rencontre dans les régions volcaniques et qui sont à juxtaposer aux sources minérales géothermales, dont la minéralisation est due au lessivage des terrains traversés par des eaux infiltrées de la surface.

Mais les sources thermales d'eau juvénile même ne sont pour rien dans la formation d'un filon métallifère. Les sels des métaux qui viendraient en ligne de compte se sont déjà déposés plus bas et ces sources ne sont que le dernier reste de la solution aqueuse partie du foyer magmatique.

L'application aux phénomènes de la métallogénèse de la conception de « système en équilibre » et des lois des équilibres chimiques a été particulièrement féconde. Il faut considérer une solution hydrothermale, se trouvant à une profondeur déterminée comme un système en équilibre par rapport aux facteurs température, pression, concentration ; la rupture de cet équilibre a pour conséquence le dépôt de sels métalliques.

Mais c'est la concentration relative par rapport aux éléments en solution, plutôt que la solubilité relative, qui détermine l'ordre dans lequel se fait ce dépôt.

Voici, d'après P. F o u r m a r i e r, Principe de Géologie, page 395, dans ses grandes lignes, l'ordre dans lequel se rencontrent les métaux, en partant du magma et en considérant leurs sulfures :

| | |
|--------------|----------------------------|
| Pyrrhotine | } zone du fer et du nickel |
| Mispickel | |
| Pentlandite | |
| Chalkopyrite | } zone du cuivre. |
| Tétraédrite | |
| Blende | zone du zinc |
| Galène | zone du plomb |
| Argyrose | zone de l'argent |
| Stibine | zone de l'antimoine |
| Cinabre | zone du mercure. |

Cette distribution donne l'ordre suivant : Fe, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag, Sb, Hg.

Or, les sulfures des métaux précités se classent dans l'ordre suivant de solubilité décroissante : Mn, Fe, Ni, Zn, Cu, Pb, Ag, Hg. Le sulfure de mercure est le moins soluble et pourtant c'est lui qui est transporté le plus loin du magma dans la solution résiduelle.

En tenant compte de la proportion dans laquelle ils entrent dans la constitution de l'écorce terrestre, ces mêmes métaux se classent dans l'ordre suivant d'abondance décroissante : Fe, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag, Hg.

Les éléments, dont les sulfures sont les plus solubles sont aussi les plus abondants ; il est donc probable que les concentrations relatives jouent le premier rôle dans l'ordre de dépôt. Les solubilités relatives amènent un état d'équilibre entre les éléments en solution. Si la concentration d'un corps est supérieure au degré de saturation, c'est ce corps qui se dépose avant tout autre moins soluble, mais dont la teneur est inférieure à la concentration limite. Ainsi s'expliqueraient les exceptions que présente parfois la répartition des minerais dans les filons.

Il résulte de ce qui précède que les minerais sont groupés en associations déterminées, correspondant à leur équilibre chimique et physique et à l'exclusion de toute autre. Ces associations forment ce qu'on est convenu d'appeler des associations paragénétiques.

Rapports des intrusions magmatiques avec la tectonique des régions plissées.

Tant que le foyer magmatique se trouve dans une grande profondeur, le magma, sous l'effet de la grande contrepression de l'écorce terrestre, reste pour ainsi dire dans un état inerte. Il forme une masse homogène dans laquelle les éléments cristallins et volatils sont dissous les uns dans les autres.

La différenciation qui donne naissance aux roches plutoniques et aux solutions résiduelles ne peut se faire qu'au moment où le magma se solidifie. Cette solidification commence avec le refroidissement que le magma subit quand il arrive dans des zones plus superficielles de l'écorce terrestre. On désigne ce déplacement dans la croûte terrestre par le terme de « mise en place du magma ». Cette mise en place est en relation étroite avec le processus de l'orogénèse.

Comme la concentration des sels métalliques n'est qu'un cas spécial de la différenciation qui se fait au cours de la solidification du magma et comme celle-ci se fait pendant sa mise en place, provoquée pendant l'orogénèse, il existe une connexion causale entre la naissance des zones plissées de l'écorce terrestre et les concentrations métallifères.

D'autre part, comme ce n'est qu'en présence de cassures et de fentes ouvertes que les solutions résiduelles peuvent former des dépôts filoniens et comme la dislocation de la croûte terrestre est en premier lieu l'effet de l'activité orogénique, le type filonien se rencontre de préférence dans les zones plissées qui ont aussi pu donner accès à des intrusions magmatiques.

On comprend que l'intrusion du magma dans l'écorce en voie de plissement peut arriver, selon la résistance de la roche à l'ouverture de dislocations, à des niveaux plus ou moins rapprochés de la surface. Si l'activité magmatique est confinée aux niveaux profonds, les solutions résiduelles n'arrivent guère dans les parties accessibles à nos investigations. D'autre part, quand la roche encaissante se prête peu à la formation de fractures, ou que celles-ci sont trop éparpillées, les filons exploitables sont rares. Enfin, l'érosion plus ou moins avancée mettra à découvert des parties plus ou moins profondes des zones plissées et rendra accessibles ou non les dépôts métallifères. Ces facteurs qui peuvent varier dans de vastes limites, influencent les possibilités pratiques d'une exploitabilité des apports métallifères du magma intrusif.

L'intrusion magmatique qui accompagne les phénomènes orogéniques et qui est appelée plutogénèse, se fait en plusieurs phases et en divers types de composition répondant aux différentes phases de l'orogénèse même.

A la phase géosynclinale de l'orogénèse sont associées des roches plutoniques basiques, composées de silicates ferromagnésiens et désignées, à cause de leur couleur, du nom de « roches vertes ».

Disons ici que sous le terme de « géosynclinal » on entend un bassin de sédimentation très allongé, s'enfonçant en même temps que les sédiments s'y accumulent. C'est une zone souple et mobile, comprise entre deux portions d'écorce rigides et stabilisées. Elle est caractérisée par le fait que les couches y déposées ont une épaisseur bien plus grande que les sédiments qui se forment dans le même temps sur les parties voisines stables.

On peut admettre que cet enfoncement est le résultat de pressions latérales exercées sur la zone souple, déprimée entre les portions avoisinantes consolidées, rigides.

L'enfoncement serait ainsi le premier résultat des forces tangentielles qui, dans une phase ultérieure, donneront naissance à une chaîne plissée sur l'emplacement du géosynclinal.

L'enfoncement progressif d'un géosynclinal avec sa surcharge locale de sédiments ne peut se produire sans un déplacement latéral du substratum magmatique visqueux qui se soulève parallèlement à l'axe de la dépression géosynclinale. La descente de la croûte à l'endroit du géosynclinal provoque un déplacement vers le haut des masses basiques et lourdes pour rétablir l'équilibre isostatique. Le magma tend à pénétrer dans la croûte aux endroits de moindre résistance c. à d. entre les plans de stratification et de décollements des couches ; ou bien il cherche à s'épancher sur le fond de la mer où se poursuit la sédimentation qui comble le géosynclinal en formation.

L'enfoncement progressif du bassin géosynclinal provoque un raccourcissement de sa largeur, ce qui amène la formation de plis et de décollements dans les parties externes du bassin et c'est là aussi que se fait l'intrusion des roches vertes, diabase, gabbro, serpentine etc. . .

Par l'effet d'un plissement intensif de la région géosynclinale, les intrusions de roches vertes sont laminées et détachées de leur base. C'est pourquoi, là où l'érosion a mis à nu les parties profondes des chaînes plissées, ces intrusions n'apparaissent pas comme enracinées et se prolongeant en profondeur, mais intercallées en forme de lentilles et de lames dans les masses d'origine sédimentaire.

Dans la seconde phase de l'orogénèse, caractérisée par un plissement intense, la pluto-génèse change son caractère chimique et sa modalité d'intrusion.

Par l'effet de la pression tangentielle, la zone géosynclinale, très mobile, est fortement comprimée en même temps qu'elle porte la surcharge formidable des sédiments y formés; elle s'affaisse vers la profondeur. Les sédiments sont plissés, laminés, étirés et fissurés, ce qui facilite la montée du magma vers les parties supérieures et la circulation des éléments volatils minéralisateurs. Pendant cette intrusion s'effectue le processus de différenciation susceptible de produire des actions de concentrations métallifères.

Alors que les intrusions de la première phase de l'orogénèse sont des roches basiques, la seconde phase, où se produisent les effets tectoniques du plissement et des grands charriages, est plus propice au développement de roches acides du type granitique, qui s'épanchent de préférence dans la partie axiale du géosynclinal et qu'on désigne du nom d'intrusions magmatiques syntectoniques, parce qu'elles accompagnent le phénomène tectonique plicatoire.

Ces roches granitiques donnent lieu à un métamorphisme de contact limité et envoient des injections en forme de filons dans les fractures de la roche encaissante. Ce sont des granites normaux.

Mais la pression due au poids des dépôts accumulés dans le géosynclinal peut être supérieure à la tension des éléments volatils du magma et s'opposer à l'ouverture de fissures ou à la formation de décollements favorisant l'échappement des gaz. Alors, sous l'influence d'une énorme concentration des gaz minéralisateurs, accompagnée de l'élévation de la pression et de la température, les terrains encaissants se changent en roches cristallophylliennes. C'est le phénomène de la granitisation de la partie axiale d'une zone plissée. Dans la profondeur d'une zone plissée profondément démantelée, on observe un passage insensible des roches sédimentaires aux schistes cristallins et au granite normal.

On doit donc admettre qu'il existe dans le prolongement du magma des masses de granites qui ne constituent pas des intrusions violentes, mais qui se sont formées par digestion et substitution lente et progressive des terrains préexistants par le magma. Ce sont là les granites migmatiques, dans lesquels existent encore des traces des éléments constitutifs antérieurs à l'absorption par le magma primaire.

Cette dualité d'origine des granites comporte aussi des phénomènes différents de différenciations résiduelles et par conséquent d'apports métallifères. Elle se complique encore par la circonstance suivante : Dans une zone plissée il existe des endroits privilégiés, où les terrains sédimentaires subissent la fusion de préférence à d'autres endroits. On peut s'expliquer cette localisation par le fait que les éléments volatils minéralisateurs viennent d'un magma profond et que le toit recouvrant cette masse ignée profonde présente des irrégularités d'homogénéité et de consistance. Aux points saillants les gaz s'accumulent et pénètrent dans la roche sous forme de colonnes (colonnes filtrantes de P. Termier) et permettent la fusion des terrains privilégiés autour de ces lieux de concentration des éléments volatils.

En général, la mise en place des granites et la granitisation des éléments sédimentaires les plus profonds sont contemporains des mouvements orogéniques et constituent l'infrastructure des zones orogéniques.

Il existe cependant des chaînes de montagnes plissées qui ne révèlent aucun indice d'une activité magmatique. On pourrait supposer que, dans ce cas, l'activité magmatique, déclenchée par les mouvements tectoniques se soit déroulée dans une profondeur telle qu'elle ne manifeste aucune trace dans les régions superficielles de l'écorce terrestre accessibles à l'érosion et que, pour cette raison, elle nous échappe complètement. Mais cette explication paraît trop simpliste à la lumière des observations plus approfondies des phénomènes de l'orogénèse.

Il faut distinguer dans le style de la tectonique des zones plissées une tectonique profonde et une tectonique superficielle. Il existe sans doute une connexité entre l'intrusion magmatique et l'orogénèse, mais cela seulement dans le cas d'une orogénèse du style d'une tectonique profonde.

Or, dans une même zone plissée de l'écorce terrestre, les phénomènes de l'orogénèse peuvent se répéter et se superposer dans les différentes époques géologiques, mais avec des aspects différents, suivant le style de la tectonique, ce qui implique des effets d'intensité très différents de la part du magma en profondeur. Il y a donc dans la succession des plissements d'une zone déterminée de la croûte terrestre des périodes favorables et des périodes défavorables à la concentration de dépôts métallifères.

Dans le cas de la tectonique profonde, les plis de fond ont remué les couches sédimentaires géosynclinales jusque dans une zone assez profonde pour que les terrains y soient injectés, métamorphosés ou absorbés par le magma actif de la même époque. Il y a interférence des phénomènes magmatiques et des phénomènes orogéniques. L'activité magmatique s'est manifestée avec grande force. De puissantes intrusions magmatiques ont produit de larges masses de roches plutoniennes et ont envoyé, dans les roches encaissantes, tout un réseau de filons qui y sont, en partie, métallisés. La zone plissée peut être riche en gîtes métallifères.

Dans le cas de la tectonique superficielle la structure plissée s'arrête à un certain niveau sans que les actions magmatiques de la même période orogénique aient joué un rôle appréciable. La limite inférieure de l'effet tectonique a été atteinte au niveau d'un ancien substratum qui formait une base rigide, s'opposant à la formation de plis profonds. Cette base n'a pas été plus engagée dans le mouvement plicatif et l'activité magmatique n'était pas assez efficace bien que la partie superficielle ait été exposée à des effets tectoniques appréciables. Il n'y avait pas interférence des deux activités, tectoniques et magmatiques, et l'accumulation de richesses minérales ne se faisait pas.

M. Oulianoff (Bulletin du Laboratoire de Géologie de l'Université de Lausanne, N° 77, année 1943) a insisté fort à propos sur ces différences dans les phases de plissement de la zone alpine suisse pour expliquer la pénurie en gîtes métallifères de cette région. Ses arguments s'appliquent aussi au massif ardennais, dont l'Oesling fait partie intégrante. Nous reviendrons plus en détail sur cette question.

A la fin de la phase plicative, et dans une phase distincte, des efforts orogéniques intenses peuvent encore se produire dans la zone plissée. Mais la rigidité du matériel, figé par l'injection de magma consolidé, ne permet plus la formation de plis et la tectonique se traduit alors par de grandes dislocations rectilignes, par des cassures et des décollements. Des apports magmatiques nouveaux peuvent encore venir cicatrifier ces disjonctions et produire des gîtes métallifères post-tectoniques, toujours cependant en relation indéniable avec l'activité magmatique.

Gîtes métallifères télémagmatiques ou apomagmatiques.

Si d'une part certains gîtes métallifères sont si étroitement liés aux phénomènes magmatiques que leur origine profonde est évidente, on constate, d'autre part, l'existence de gisements situés tellement loin de toute venue de roche endogène qu'il est difficile de préciser les relations génétiques entre ces gîtes et une activité magmatique quelconque. Ceci est notamment souvent le cas pour les gîtes de zinc, de plomb et de cuivre qui se rencontrent dans des régions où n'existe aucun indice de venues éruptives. Mais déjà leur dépôt en gîtes du type filonien implique la formation par transport en solutions aqueuses minéralisées. D'ailleurs, les minerais qui entrent dans ces gisements sont les mêmes que ceux des filons hydrothermaux pour lesquels une relation avec des venues de roches éruptives est incontestable. De plus, ils s'y trouvent dans la même succession et les mêmes associations.

Il en est de même de la gangue, dans laquelle ces minerais sulfurés sont enrobés, ce qui implique également un transport en solution hydrothermale d'éléments en relation avec une activité magmatique de profondeur.

C'est le quartz, qui constitue la gangue la plus fréquente et la seule existante dans les filons de grande profondeur (zone hypothermale) ; il se rencontre d'ordinaire, dans les gîtes filoniens de toute profondeur (Durchläufer). Puis viennent les carbonates spathiques, (calcite, dolomie, giobertite, ankérite même la sidérose), ensuite des sulfates (barytine) et enfin quelquefois la fluorine.

On doit admettre que des concentrations ont pu s'opérer dans les vides des roches surincombantes. On peut même supposer une remise en mouvement ultérieure dans la profondeur, mais l'origine initiale est à rechercher dans une venue ascendante d'éléments de minerais en relation, quoique lointaine, avec la roche ignée profonde.

M. Niggli (Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma, 1920) désigne ces gîtes du nom de gîtes télémagmatiques. Il suppose qu'il s'agit de gisements en relation avec un magma lointain qui, sous l'effet de la tectonique profonde d'une région avoisinante en voie de plissement, a pu donner issue à des solutions hydrothermales minéralisées très éloignées de leur foyer d'origine. Il s'agit, d'une migration du liquide résiduel très dilué vers des régions qui ne sont plus en relation directe avec le magma profond. G. Berg (Chemische Geologie) désigne ces gîtes du nom d'apomagmatiques.

Les gîtes métallifères du massif ardennais en général et de notre Oesling en particulier rangent dans cette catégorie. Bien que ne présentant aucune relation directe avec une venue éruptive, ils ont le caractère net de dépôts d'origine hydrothermale. Leur genèse se complique encore par l'effet de l'évolution tectonique de la zone plissée de l'Ardenne, comme nous l'exposons dans la suite.

Si, d'une part, il existe une corrélation des phénomènes orogéniques avec la montée des roches d'origine interne et la concentration des éléments métallifères, d'autre part, l'évolution ultérieure d'une chaîne de montagne a une influence capitale dans l'économie des gisements métallifères. Le relief, créé par la naissance d'une chaîne de montagne a pour effet une accélération de sa destruction par l'érosion. C'est seulement en conséquence de celle-ci que les gîtes d'origine profonde ensevelis dans la profondeur des couches surincombantes, deviennent accessibles à l'exploitation.

Par cette même dénudation, les minerais concentrés dans des gîtes et filons ou dispersés dans une roche-mère elle-même inexploitable, sont remis en mouvement, soit par un remaniement mécanique soit par un lessivage, accompagné d'un remaniement chimique des éléments constitutifs.

Par l'activité des eaux courantes il peut se faire dans la suite une nouvelle concentration sélective dans les bassins marins de sédimentation, qui s'étalent au pied des chaînes de montagnes en voie de destruction. Ainsi se forment les gîtes sédimentaires, constitués par des minerais ou éléments de minerais préexistants et dont nos gisements de minerai de fer oolithique sont un exemple typique.

L'orogénèse du Massif ardennais dans ses relations avec les gîtes métallifères de cette région.

L'Oesling fait partie intégrante d'une vaste unité structurale, caractérisée par l'interférence de deux mouvements orogéniques d'âge paléozoïque et désignée sous le nom de Massif Ardennais.

La structure tectonique réelle et profonde des Ardennes, résultant de cette interférence de deux plissements, explique aussi le caractère de ses gîtes métallifères.

Les Ardennes, et par conséquent aussi l'Oesling, ont passé par une phase de plissement à la fin du Silurien, le plissement calédonien et par une autre phase dans le Carbonifère, le plissement hercynien. Ces deux plissements superposés sur un même emplacement sont séparés par une discordance angulaire des couches bien nette.

Comme il y a interférence des plis calédoniens et hercyniens, il faut dissocier les plis quant à leur âge pour établir une distinction juste entre les actions tectoniques propres à chacune

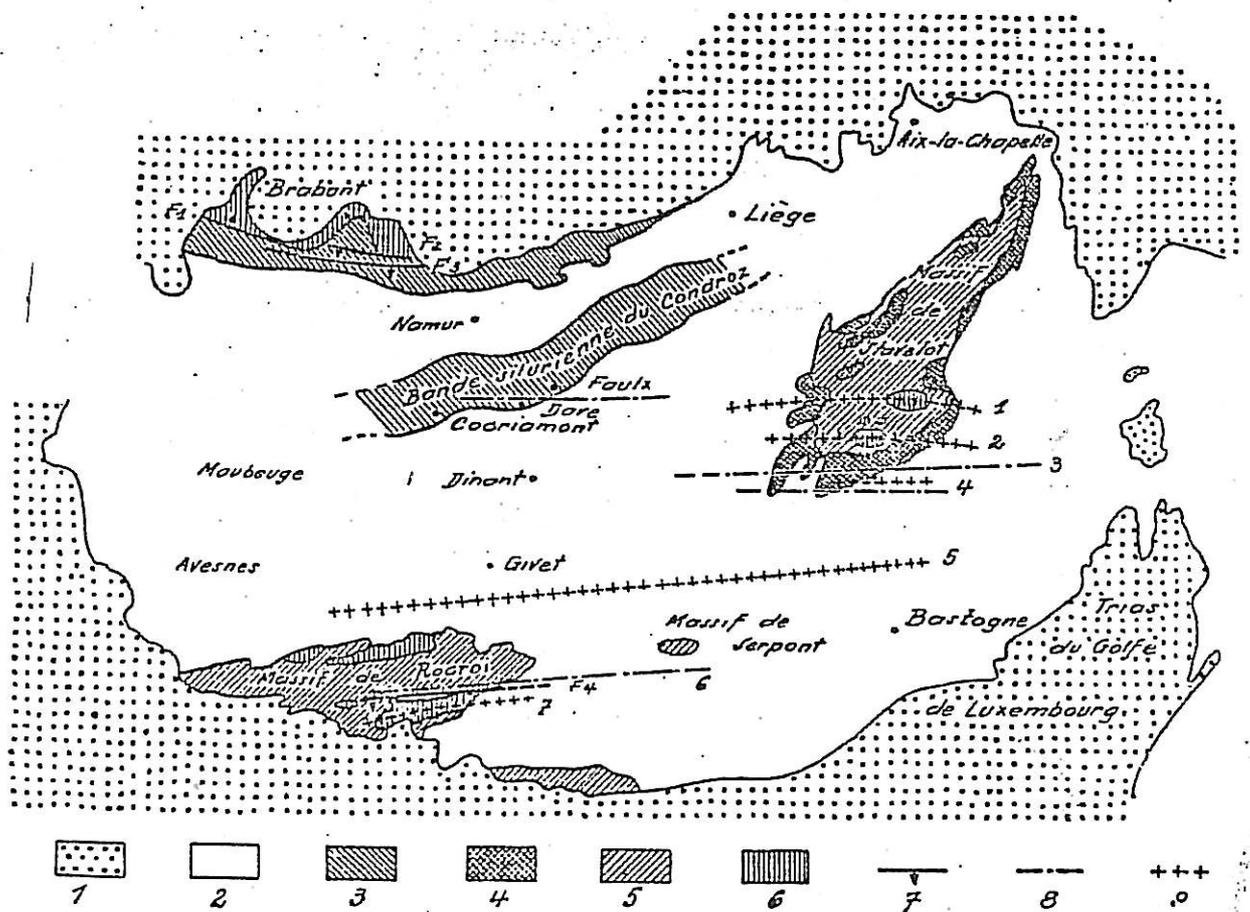


Fig. 1. — Les plis calédoniens de l'Ardenne.

a) Eléments tectoniques. 1 = anticlinal de Bellevaux ; 2 = anticlinal de Hour ; 3 = synclinal de Salm-Château ; 4 = synclinal d'Ottré ; 5 = anticlinal hypothétique de Montigny-sur-Meuse ; 6 = synclinal de Revin ; 7 = anticlinal de Rimogne-Deville ; F1 = Faille de l'Orne ; F2 = Faille de Villers ; F3 = Faille de Tilly ; F4 = Cran de retour de l'Enveloppe.

b) Eléments stratigraphiques. 1 = Terrains secondaires et tertiaires ; 2 = Carbonifère et Dévonien ; 3 = Silurien ; 4 = Salmien ; 5 = Revinien ; 6 = Devillien.

c) Signes. 7 = Failles avec leur pendage ; 8 = axes des anticlinaux ; 9 = axes des synclinaux.

(d'après G. Waterlot, l'Evolution de l'Ardenne. — (Bull. soc. géol. de France ; 1915, t. 15 p. 1 - 44).

des deux périodes. Cette distinction a été faite dans une belle étude de G. Waterlot, « l'Evolution de l'Ardenne », — Bull. soc. géol. de France, 1945, t. 15 p. 1-44 — et que nous suivrons dans notre exposé sur les deux plissements consécutifs de l'Ardenne.

On sait que la structure tectonique superficielle de l'Ardenne est caractérisée par l'alternance de longues et étroites bandes synclinales et anticlinales. Tandis que les zones synclinales renferment dans leur ensemble, en avançant du sud vers le nord, le Dévonien jus-

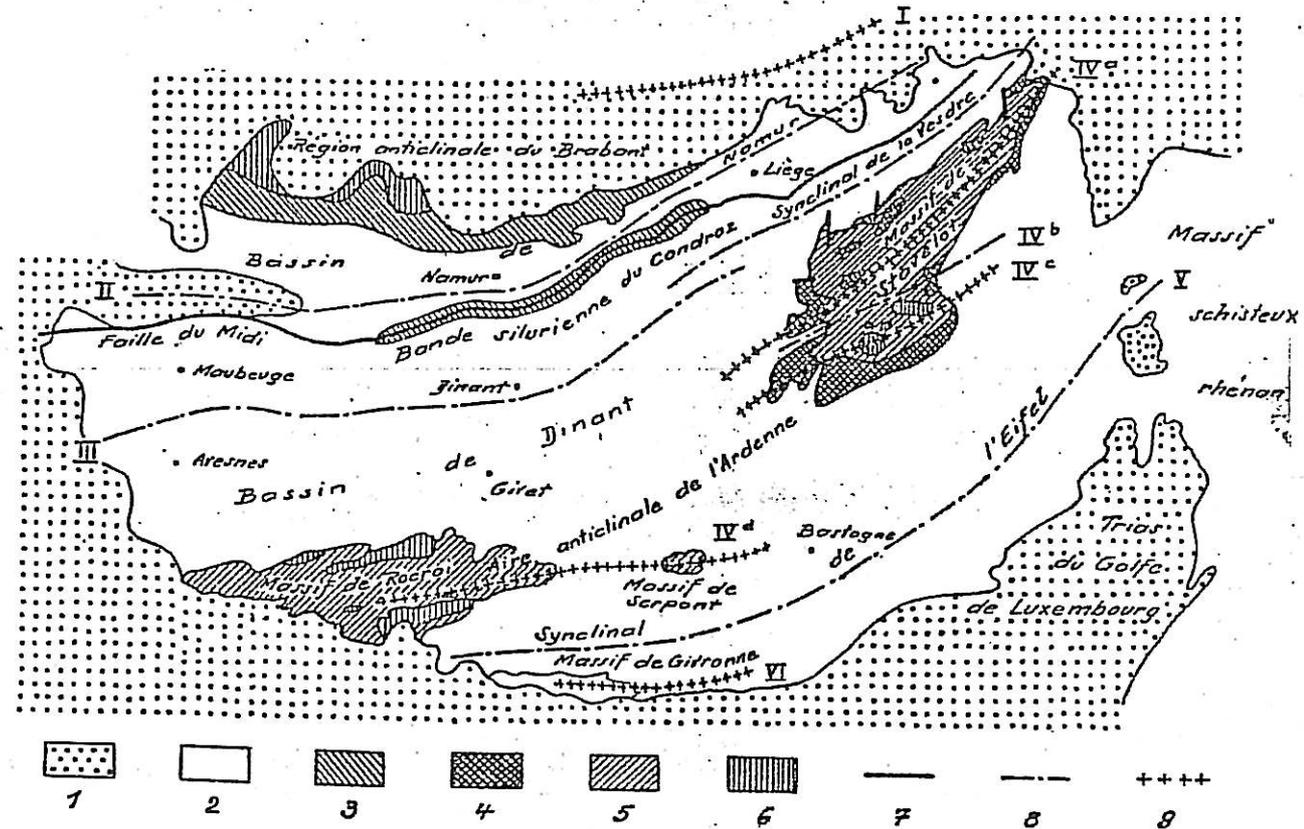


Fig. 2. — Les plis hercyniens de l'Ardenne.

I : axe anticlinal du Brabant ; II : axe du Bassin synclinal de Namur ; 3 : axe du Bassin synclinal de Dinant ; IVa : axe de l'anticlinal des Hautes-Fagnes ; IVb : axe du synclinal de Malmédy ; IVc : axe de l'anticlinal de Grand-Halleux ; IVd : axe de l'anticlinal de Louette = Saint Pierre ; (IVa - IVc = aire anticlinal de l'Ardenne ; V : axe du synclinal de l'Eifel ; VI : axe de l'anticlinal de Givonne).

Pour les autres signes voir Fig. 1. (d'après G. Waterlot, loc. cit.)

qu'au Houiller, c'est dans les zones anticlinales qu'affleure le substratum cambro-silurien ; il forme les massifs isolés cambro-siluriens de l'Ardenne, dans lesquels la tectonique calédonienne est mise à jour.

Ce sont en premier lieu les massifs de Rocroi et de Stavelot, la bande silurienne du Condroz et les affleurements cambro-siluriens du Brabant, en omettant quelques autres de moindre importance.

Or, quand on examine les plis de ces massifs et de leur enveloppe dévonienne, on arrive à la conclusion que chaque pli commun au substratum et à l'enveloppe est nécessairement hercynien. Il doit être considéré comme calédonien s'il est constaté seulement dans le massif cambro-silurien et s'il n'affecte pas les couches limitrophes du Dévonien.

Le massif de Rocroi est très disloqué et redressé, tandis que le Dévonien voisin, fortement discordant sur son substratum, présente une allure bien plus tranquille. Les effets tectoniques ont été très différents dans les deux mouvements orogéniques ; la discordance est bien marquée.

Non seulement la nature des déformations diffère, mais aussi leur direction. (Voir Fig. 1 et 2.)

Dans ce secteur les mouvements calédoniens sont très marqués et l'emportent sur les mouvements hercyniens.

Dans le massif de Stavelot, les ondulations du Dévonien s'emboîtent assez bien dans celles des plis du Cambrien et la discordance est peu marquée. Ceci démontre que la structure tectonique, d'ailleurs fort compliquée, de ce massif est principalement l'effet des mou-

vements hercyniens et que le plissement calédonien n'a pas été très vigoureux dans cette région. Les ondes calédoniennes disparaissent pratiquement dans le nord du massif, mais elles conservent toujours la même direction, approximativement W-E. Ceci conduit à supposer que le centre des déformations calédoniennes était situé au sud du Massif de Stavelot, dans lequel on n'observe plus que les dernières manifestations d'une activité qui se concentrait plus au sud (Oesling).

Dans la bande silurienne du Condroz, il est impossible de se faire une idée nette de ce qu'ont pu être les déformations calédoniennes. L'intensité des efforts tectoniques hercyniens a été telle que dans un important charriage, la grande Faille du Midi, elle a arraché le silurien de sa base et l'a transporté vers le Nord. Par ce mouvement les couches siluriennes ont été tellement disloquées et déchirées, que l'on ne peut plus se faire une idée exacte de ce qu'était le Condroz avant le plissement hercynien. Par des recherches minutieuses on a cependant pu constater entre deux étages du Silurien inférieur un conglomérat accusant un contact anormal et une discordance angulaire, indice d'un mouvement calédonien de faible amplitude, comparable à celui qui s'effectuait dans le massif de Stavelot.

Dans le massif cambro-silurien du Brabant, au contraire, la tectonique hercynienne n'a eu qu'une action effacée, qui se réduit à un soulèvement en dôme à très grand rayon de courbure, de sorte que la couverture du Dévonien en discordance sur le Silurien ne montre qu'une inclinaison régulière de l'ordre de 10 à 15 degrés. Par contre, les forts pendages, les pentes aigües et les grandes failles, relevés dans ce massif, sont entièrement attribuables à la tectonique calédonienne plus vigoureuse.

L'extrême complication de la structure tectonique de la bande houillère formant le synclinal de Namur du Massif Ardennais, est depuis longtemps connue grâce aux travaux d'exploitation. Le bassin houiller franco-belge est caractérisé par de larges charriages horizontaux qui ont été reconnus déjà, il y a plus de 80 ans par les éminents géologues belges, Cornet et Briart, qui déjà en 1863 écrivaient ceci : « Après la formation du terrain houiller dans notre pays, il y a eu un mouvement de translation horizontale de l'Ardenne vers le Nord qui a produit les plissements que l'on remarque dans les bassins houillers de Mons, Charleroi et Liège et dans tout l'anthraxifère (c.à.d. le Carbonifère) jusqu'au terrain ardoisier ». (c.à.d. le Dévonien et le Cambro-Silurien).

Le bassin houiller se présente comme un synclinal étroit, fortement plissé et très dissymétrique, bordé, au sud, par une grande faille de chevauchement, qui se poursuit depuis le bassin de Mons jusqu'au bassin d'Aix-la-Chapelle. Dans le bassin de Mons et du Hainaut cet accident tectonique porte le nom de Grande Faille du Midi. La continuité de cette faille se fait par la bande silurienne du Condroz. Celle-ci représente une zone failleuse de couches siluriennes, dans laquelle la grande faille est émiettée dans une série de lames de charriages. Les couches siluriennes n'ont pas de racines vers la profondeur, mais nagent, pour ainsi dire, sur le Houiller en bordure méridionale du bassin de Namur. A l'Est des lames de charriage du Condroz, le chevauchement, semblable à celui de la Grande Faille du Midi, reprend sous le nom de faille eifélienne, qui forme le bord sud du bassin houiller de Liège.

Outre ce chevauchement principal il existe, tantôt à la base, tantôt dans le toit, encore d'autres dislocations longitudinales, formant des lames et des coins discontinus, arrachés au substratum ou au toit et entraînés par la poussée principale.

L'allure de ces failles plates représente des surfaces de chevauchement plongeant vers le sud sous un angle de 20 à 25 degrés et qui peut décroître à tel point que les surfaces de chevauchement se rapprochent de l'horizontale ; mais ces surfaces montrent des ondulations à grand rayon de courbure, dues à des mouvements de compression ultérieurs.

Sur une coupe très schématisée et simplifiée de la faille eifélienne nous avons donc, au-dessus d'une surface de charriage, une nappe de terrains de recouvrement, charriée du sud vers le nord et qui n'a pas de racines vers la profondeur. Dans le bassin houiller ces terrains sont antérieurs au Houiller et d'âge dévonien ou même cambro-silurien. Au-dessous de la surface de ce charriage se trouve le substratum, l'autochtone, ici notamment le Houiller productif.

En cas de destruction par érosion de la nappe de recouvrement on peut observer le substratum sous la surface de charriage. Une telle ouverture dans la nappe est désignée sous le nom de fenêtré. Dans une région très accidentée, comme dans les Alpes, une fenêtré peut résulter de ce qu'une vallée a été creusée assez profondément pour traverser complètement la nappe et atteindre le substratum.

Dans un pays à relief modéré, comme la pénéplaine ardennaise, le même effet peut être la conséquence d'une ondulation anticlinale ou d'un bombement de la surface de charriage, ramenant le substratum dans le voisinage de la surface terrestre.

Nous avons vu plus haut, que la surface de charriage de la faille eifélienne n'est pas plane, mais ondulée. A cause d'une telle ondulation vers le haut une fenêtré s'est formée au sud de

la bande du Houiller du bassin de Liège, à Theux, entre Pepinster et Spa, dans le massif cambro-silurien de Stavelot.

Par cette fenêtre le Houiller réapparaît ainsi que le Carbonifère inférieur plongeant sous le Dévonien plissé qui, lui, repose plus loin au sud en discordance stratigraphique sur du Cambrien redressé. Le Dévonien et le Cambrien forment donc une nappe poussée vers le Nord, qui avance jusqu'au bord méridional du bassin houiller proprement dit de Liège.

Le bassin houiller continue donc vers le Sud, sous le recouvrement d'une nappe, du moins au delà de Theux.

P. Fourmarier admet qu'en Belgique orientale le déplacement de l'écaïlle de Cambrien et de Dévonien est de 40 à 45 km. et que ce déplacement existe aussi dans la région de Namur, du Hainaut et de Mons.

On voit l'importance de la fenêtre de Theux pour l'interprétation exacte de la structure de l'Ardenne.

D'après la conception classique de la tectonique de l'Ardenne, le massif de Stavelot est considéré comme le principal noyau anticlinal et autochtone de l'Ardenne. Or, l'ouverture de la fenêtre de Theux au travers du Cambrien du Massif de Stavelot permet de conclure que ce massif n'est pas enraciné in situ, mais qu'il s'agit plutôt d'une grande écaïlle qui a ses racines plus au sud et qui a été charriée vers le Nord, sur le bord méridional du bassin houiller de Liège.

Il y a plus. La succession stratigraphique des couches du Cambrien admise jusqu'à ce jour est contestée actuellement aussi bien pour le Cambrien de Stavelot que pour celui de Rocroi.

La succession classique des assises du Cambrien est la suivante, de bas en haut :

Devillien inférieur : Quartzite blanchâtre ou verdâtre de Hourtz.

Devillien supérieur : Quartzite et phyllades violets ou gris verdâtre de Deville et Fumay, souvent avec magnétite.

Revinien : Quartzite gris bleu et phyllades noirs.

Dans le massif de Stavelot, il existe encore un étage supérieur, comprenant deux termes :

Salmien inférieur : formé de quartzophyllades et phyllades avec une forme de graptolithes.

Salmien supérieur : Phyllades à otrélite (minéral chloritoïde), oligiste ou manganières, qui semblent témoigner d'un métamorphisme de contact.

De recherches récentes, dans le massif de Rocroi, il résulte que le Revinien est charrié sur le Devillien supérieur. Dans le massif de Stavelot et à l'est de cette localité, le Devillien affleure dans une fenêtre au travers d'une vaste nappe de Revinien suivi de Salmien (fenêtre de Ligneuille). Le Devillien de Grand-Halleux se présente également dans une fenêtre sous le Revinien, dont il est séparé par un contact anormal.

Ceci démontre l'analogie de structure tectonique des massifs de Rocroi et de Stavelot, tectonique de charriage et de nappes, et prouve aussi que l'âge relatif du Devillien de l'Ardenne est inconnu, parce que celui-ci est partout en contact anormal avec sa couverture.

Le synclinal de l'Eifel, lui aussi, présente une structure beaucoup plus compliquée qu'on ne l'admettait autrefois.

On a reconnu que, dans la région de la Meuse, le flanc sud de ce synclinal a été refoulé sur son flanc nord par la faille d'Aiglemont. Cette faille est encore une surface de chevauchement vers le nord. Dans la partie médiane du synclinal de l'Eifel, entre la Meuse et la frontière luxembourgeoise, la faille de Herbeumont fait également chevaucher le flanc sud sur le flanc nord sur une surface de charriage faiblement inclinée vers le sud. Les failles de Martelange ont le même caractère. Dans la région de la Meuse, le massif cambrien de Givonne chevauche encore sur le Dévonien plissé du synclinal de l'Eifel.

Nous sommes donc loin de la conception classique de la tectonique de l'Ardenne qui admettait, dans le bassin de Namur et de Dinant, l'existence, au nord d'une zone très plissée et dérangée par des failles, au sud, au contraire, une région d'une structure très simple, marquant une alternance régulière de larges bandes anticlinales et synclinales ; les bandes synclinales, formées par du Dévonien inférieur reposeraient sur un substratum de Cambrien qui percerait en plusieurs îlots dans les anticlinaux, au travers du Dévonien discordant.

La structure profonde réelle de l'Ardenne est donc bien différente de la tectonique de surface telle qu'on se la représentait autrefois. Les nouvelles conceptions se résument comme suit : L'ancienne « bande anticlinale du Condroz » est en réalité un vaste charriage foulant du Cambro-silurien et du Dévonien sur le Houiller du bassin de Namur.

Ainsi s'explique aussi le fait que le Dévonien autochtone sous le Carbonifère et le Dévonien de la nappe de charriage présentent des facies différents, car les deux se sont déposés dans des aires primitivement éloignées d'une cinquantaine de km. l'une de l'autre.

En arrière (c. à d. au sud) de ce charriage principal, le Carbonifère ainsi que les Dévo-niens supérieur et moyen du bassin de Dinant sont affectés par de nombreux plis ou fronces

d'un caractère superficiel et qui ne présentent pas du Dévonien inférieur dans leurs voûtes, ce qui, à la lumière de la fenêtre de Theux, permet de supposer que tout le bassin de Dinant est décollé de sa position originelle et à été charrié d'une cinquantaine de km. vers le nord, sur le Houiller autochtone. Les plis ne seraient alors que le fronnement superficiel d'un ensemble de couches plus malléables, entraînées par décollement.

La surface de chevauchement du Condroz se prolonge sous le Cambrien du massif de Stavelot ; c. à d. l'anticlinal par excellence du massif ardennais est une nappe de charriage. De même, le synclinal de l'Eifel présente une structure qui se complique par des charriages poussant en partie le flanc sud sur le flanc nord et par le chevauchement du Cambrien de Givonne sur le Dévonien du synclinal de l'Eifel.

L'existence de nappes dans la structure du massif de l'Ardenne est donc incontestable et l'Ardenne est appelée aujourd'hui, d'après sa structure tectonique réelle, un pays de nappes. La conception de l'Ardenne comme pays de nappes, a été exposée récemment par F. Kaisin dans plusieurs belles publications et appuyée et confirmée par L. Bertrand et A. Renier.

La structure plissée superficielle s'arrête à certains niveaux et le socle plus profond a été engagé dans des mouvements tangentiels entraînant des nappes et des écailles qui ont été charriées du sud vers le nord, tandis que les parties plus profondes n'ont pas été engagées dans ces mouvements. Ces phénomènes de charriages ont été déclenchés par le mouvement hercynien.

La plutogénèse dans les plissements successifs du Massif Ardennais.

Quel a été le rôle de la plutogénèse c. à d. de la mise en place du magma, dans ces deux phases d'orogénèse, calédonienne et hercynienne ? C'est dans le plissement calédonien qu'une activité magmatique, d'ailleurs modeste, s'est manifestée. La mise en place du magma se faisait dans une profondeur non encore accessible à l'érosion ; elle n'est marquée à la surface actuelle que par des apophyses et des pointements de roches plutoniennes.

Dans le massif cambrien de Rocroi des interstratifications de filons-couches de diorites et de porphyroïdes ont été signalées depuis longtemps. On connaît des diabases intercalés dans les schistes à Malmédy et à Challes. Les eurites de Nivelles, Gembloux, Piroy sont des laves avec leurs tuffeaux provenant d'éruptions sous-marines. Les diorites quartzifères de Quenast et de Lessines, intercalés dans des schistes cambro-siluriens, sont des intrusions.

Ce sont des roches basiques ou faiblement acides, déposées pendant la sédimentation du géosynclinal calédonien sous forme d'éruptions sous-marines et d'intrusions peu profondes avec de faibles effets de métamorphisme de contact sur la roche sédimentaire.

Mais il existe aussi, dans le cambro-silurien de l'Ardenne, des roches de profondeur, dont la mise en place est en relation avec le plissement même. Ce sont des roches acides qui forment des pointements pegmatitiques à Lammersdorf par exemple, et dans la vallée de la Helle, au voisinage de la baraque Michel, dans la Haute-Fagne. Ces pointements sont des apophyses d'une masse granitique, cachée dans la profondeur.

A la base du Dévonien en discordance sur le cambro-silurien, on rencontre encore un glomérat basal qui renferme, entre autres, beaucoup de galets d'une roche éruptive acide et des galets de quartz avec des cristaux de tourmaline, produits d'un effet de métamorphisme de contact.

Comme ces galets se trouvent toujours à la base du Dévonien, il ne peuvent provenir que d'intrusions dans le cambro-silurien.

Un certain degré de métamorphisme général existe d'ailleurs dans tous les schistes cambriens de l'Ardenne, où se sont développés, dans bon nombre de points, des cristaux de feldspath, de magnétite, d'oligiste, d'ottrélite, de chlorite, de grenat etc., produits d'un dynamométamorphisme, d'après les uns, de métamorphisme de contact ou d'effet de solutions résiduelles, d'après les autres. Mais ces phénomènes ne se trouvent que dans les terrains soumis au plissement calédonien. Dans les Ardennes on ne les connaît guère dans les terrains dévoniens qui ont été soumis à un brassage tectonique violent, mais où l'activité magmatique fut à peu près nulle.

Après son plissement, la chaîne calédonienne a été détruite et son détritit s'est accumulé dans la mer et formait le puissant matériel sédimentaire dévonien, soumis par l'activité tectonique hercynienne, le long de surfaces de charriage, à un morcellement et à un déplacement considérables, comme il a été exposé plus haut.

Or, tandis que l'orogénèse calédonienne évoluait dans le style d'une tectonique profonde, engageant la croûte terrestre dans des plis de fond, ce qui provoquait la mise en place du magma et favorisait en conséquence, la concentration d'éléments métallifères, l'orogénèse hercynienne a le style de la tectonique superficielle. Les mouvements de décollement et, de glissement cisailaient de larges écailles du socle profond passif sans déclencher une activité magma-

tique quelque peu appréciable. De plus, ces mouvements de chevauchement à grande échelle produisaient des compressions peu favorables à la migration des solutions minéralisées. En somme, la tectonique hercynienne tendait à un sectionnement des filons existants en tronçons détachés, ce qui a eu comme suite un appauvrissement, du fait de la dispersion, des accumulations métalliques possibles de l'orogénèse calédonienne.

Mais ce sont là seulement les effets mécaniques de la superposition et de l'interférence des mouvements orogéniques sur les filons métalliques dans une de ces phases.

Par les mouvements orogéniques les roches peuvent arriver sous d'autres conditions de température et de pression. Les eaux circulant dans les nombreuses dislocations, la chaleur et la pression aidant, s'attaquent aux filons métallifères là où les failles et les diaclases, grandes et petites, leur en permettent l'accès. Le minerai dissous est transporté à des distances variables du filon primaire, avant de se poser de nouveau dans des crevasses sous forme de sulfures, de carbonates ou d'oxydes. A cause de la densité du réseau de dislocation, la possibilité d'une concentration ne se réalise que rarement par une coïncidence favorable des conditions physico-chimiques. Il se produit le plus souvent une dispersion en de minces tronçons appauvris. Dans l'Ardenne, en général, et l'Oesling, en particulier, la métallisation est assez répandue, mais elle est dispersée en de petits tronçons appauvris; on y rencontre bien un grand nombre de mines, mais ce ne sont, pour la plupart, que des galeries d'essais, des puits abandonnés, voire même des « grattages » sans résultat.

On a de bonnes raisons pour admettre que ces gîtes sont dans leur forme actuelle en connexion avec des mouvements rajeunis et dislocatifs du massif ardennais effectués après le plissement hercynien. Ceci nous amène à discuter l'âge du remplissage des filons de l'Oesling.

L'âge du remplissage des filons de l'Oesling.

En général, la limite inférieure possible de l'âge d'un filon est donnée par l'âge des terrains encaissants, qui sont, dans l'Oesling, d'âge éodévonien. Une limite supérieure ne peut être fournie que par l'existence, au-dessus du filon, d'un terrain qu'il ne recoupe pas. Un tel terrain manque dans l'Oesling.

Les filons de l'Oesling ne sont pas des phénomènes isolés, mais ils appartiennent à une région formant une unité géologique et métalligénique qui comprend le massif Ardennais entier.

Chaque région plissée subit deux mouvements consécutifs: d'abord, les mouvements de plissement et, après, les mouvements de dislocation et d'affaissement inégal et par compartiments. Ces dislocations se sont produites sous le choc de la vague de pression subséquente, partie d'un plissement, qui, en Europe, est toujours plus méridional que le précédent.

Or, le massif ardennais, plissé et consolidé par l'orogénèse hercynienne, a subi encore le contre-coup des grandes convulsions des plissements alpins. C'est déjà à partir du Lias que jouaient, dans la région alpine, les plis de fond, tandis que les plissements superficiels se produisirent pendant le crétacé et le tertiaire.

Tandis que le plissement hercynien du massif ardennais est caractérisé par des failles plates (chevauchements) et de directions longitudinales, les mouvements dislocatifs, déclenchés par l'orogénèse alpine, produisaient des failles radiales (c. à d. suivant le rayon terrestre) et de direction transversale, (c. à d. plus ou moins perpendiculaires à la direction des plis.)

Ces mouvements ont affecté le socle paléozoïque et sa couverture mésozoïque et tertiaire. Les dislocations radiales ne sont pas toutes nées en même temps. Les plus anciennes datent du Triasique et du Jurassique; d'autres n'affectent pas des terrains plus récents que le Crétacé; enfin, d'autres affectent jusqu'aux termes les plus récents du tertiaire.

L'effet du contre-coup de l'orogénèse alpine est par conséquent une accentuation de la dislocation, provoquant un morcellement plus prononcé encore de la région ardennaise. Tantôt ce sont des failles et des crevasses prolongées, mais souvent aussi ce ne sont que des joints c. à d. des plans de séparation facile, sans déplacement apparent. Ces surfaces, sur lesquelles la cohésion de la roche est affaiblie, forment un réseau dense; souvent elles ne sont éloignées les unes des autres que de quelques centimètres. Le réseau est orienté par rapport à la direction de la pression orogénique. Dans l'Oesling, les joints sont orientés suivant deux directions conjuguées qui sont approximativement N-S et W-E.

Mais le magma a subi lui aussi, le contre-coup des mouvements alpins. Il est permis d'admettre que de ce fait le processus de la formation de dépôts métallifères par la montée de solutions résiduelles minéralisées a recommencé et, que dans des cassures privilégiées, des filons métalliques se sont formés. Dans l'Eifel et dans la vallée du Rhin, où les failles radiales forment un réseau très serré, l'activité magmatique s'est manifestée par des éruptions volcaniques sur une assez vaste échelle, pendant le paroxysme de l'orogénèse alpine, à l'époque tertiaire. Mais cette partie superficielle spectaculaire de l'activité magmatique n'est pour rien dans la formation des filons du massif ardennes-rhénan, qui datent d'une époque antérieure au tertiaire. Nous ne disposons pas de données plus exactes pour préciser l'âge des filons de l'Oesling.