

LES GISEMENTS MINÉRAUX HYDROTHERMAUX EN CONTEXTE SÉDIMENTAIRE

Hubert PELISSONNIER ¹

ABSTRACT. Hydrothermal ore deposits in sedimentary setting. A comparison of origins of ore deposits of sedimentary setting formed in relations with fluid circulation is attempted.

The example of the Mississippi Valley type is the Pb-Zn Touissit-Bou Beker-El Abed district at the Morocco-Algeria border. It formed from fluids percolating through underlying fissured basement and not from basin fluids. Fluid temperature charged by nearby continental relief gets higher by asthenosphere rising (usually passive rifts). These fluids emplace in carbonate sediments over limited areas (shoals), shortly after sedimentation and before deposition of a thick sedimentary pile that hinder surficial ascent of fluids. Ore deposit seems to be linked to higher fluid's pH that develops when they arrive in carbonate sediments, even if the role of a lowering of fluid pressure may not be discarded.

The example of copper-rich schists, sandstones and marls is taken from both the Central Europe province (German and Polish Kupferschiefer) and the Mufulira deposit of Zambia. Metals are made soluble by oxidizing fluids percolating through subsiding red molasses associated with mostly basic volcanics. The described features are typical of intracontinental rifts. Metals deposit when ascending fluids enter a sedimentary basin whose floor is in reducing conditions (redox reaction). Metal concentration is enhanced when the feeding zones on the marine floor are localized over very restricted areas (shoals) without a sedimentary cover. Therefore ore deposition is of syngenetic type. But syndimentary tectonics may reopen the feeding zones producing several stratabound mineralized horizons.

The example of an uranium deposit of continental detrital setting is the Lodève (Hérault, France) deposit. At Lodève a continental to lagoonal series underwent shortly after deposition an oxidizing weathering under a desert climate. Surficial waters percolating through acidic igneous rocks of the nearby basement became sodium and uranium-rich and finally reached the continental lagoonal series. During transport the desert climate raised the pH and caused albite to precipitate. Uranium was deposited at the contact of layers rich in organic matter not oxidized yet. Organic matter and uranium migrate and concentrate in oil-like traps. This process is enhanced by higher temperature related to asthenosphere rising.

In conclusion the relationship between the above three types of ore deposits and rifts is indicated and a comparison is suggested with phosphate and oolitic iron deposits.

KEYWORDS: metallogeny, stratabound deposits, lead, zinc, Mississippi Valley, Morocco, copper, Kupferschiefer, Central Europe, Zambia, uraniferous sandstone, France.

RESUME. A partir d'exemples une comparaison est tentée entre les génèses de gisements minéraux en milieu sédimentaire, tous réputés s'être formés en liaison avec la circulation de fluides.

La genèse des gisements du type Mississippi Valley est appréciée à partir de l'examen détaillé du district plomb-zinc de Touissit-Bou Beker-El Abed (confins algéro-marocains). On en conclut que les gisements du type Mississippi Valley se sont formés, non à partir de fluides de bassins, mais à partir de fluides percolant à travers les socles sous-jacents fissurés, mis en charge par les reliefs continentaux voisins, acquérant leur température par montée de l'asthénosphère (rift généralement avorté). Ils se sont mis en place dans des sédiments carbonatés sur des zones restreintes (hauts fonds), peu après leur sédimentation, avant qu'une sédimentation épaisse ne les coiffe et empêche la sortie des fluides vers la surface. Le gradient de dépôt paraît lié à une augmentation du pH du fluide à l'arrivée dans les niveaux carbonatés, mais on ne peut écarter le rôle d'une diminution de la pression fluide.

¹ Ecole des Mines de Paris, Boulevard Saint-Michel 60 - F-75272 Paris Cedex 06, France.

La genèse des grès, schistes et marnes cuprifères est appréciée à partir de l'examen détaillé de la province d'Europe centrale (Kupferschiefer d'Allemagne et de Pologne) d'une part, du gisement de Mufulira en Zambie d'autre part. Les métaux sont solubilisés par des fluides oxydants percolant dans des molasses rouges subsidentes auxquelles sont associées des volcanites à caractère principalement basique, c'est-à-dire dans des rifts intracontinentaux typiques. Ils se déposent à l'arrivée per ascensum des fluides dans un bassin sédimentaire dont le fond est à caractère réducteur (réaction d'oxydo-réduction). Le dépôt des métaux ne se fait sous forme concentrée que lorsque les zones d'apport sont très localisées (hauts fonds) et avant que celles-ci ne soient recouvertes par une couverture sédimentaire continue; il est donc à caractère essentiellement syngénétique. Cependant des mouvements tectoniques synsédimentaires peuvent réouvrir les zones d'apport, d'où il peut résulter plusieurs niveaux stratiformes superposés. La genèse des gisements d'uranium en milieu détritique continental est appréciée à partir de l'examen détaillé du gisement de Lodève (Hérault, France). Une série continentale à lagunaire avec dépôts riches en matière organique est soumise peu après son dépôt à une altération supergène oxydante en climat désertique. Les eaux superficielles, percolant per lateralum à partir des socles avoisinants à roches éruptives acides, se chargent en sodium et en uranium et aboutissent in fine dans la série continentale lagunaire. Lors de ce transport le climat désertique favorise une augmentation du pH des eaux, suffisamment forte pour précipiter l'albite ; quant à l'uranium, il se dépose au contact des niveaux riches en matière organique non encore oxydés. La matière organique avec son uranium subit ensuite une maturation, puis une migration, pour se concentrer dans des pièges de type pétrolier. Le processus est accéléré par l'augmentation de la température en liaison avec une montée de l'asthénosphère. En conclusion la liaison avec des rifts des trois types de gisements analysés est précisée et on la compare à celle des gisements de phosphate de chaux et à celle des gisements de fer oolithique.

MOTS-CLES: Métallogénie, gisements stratiformes, plomb, zinc, Mississippi Valley, Maroc, cuivre, Kupferschiefer, Europe centrale, Zambie, grès uranifères, France.

1. INTRODUCTION

Ivan de Magnée s'est beaucoup intéressé à des gisements minéraux en contexte sédimentaire : gisements de plomb-zinc de l'Est de la Belgique, gisements de cuivre du Shaba (Zaire). Il y a trente ans, alors que ces gisements étaient envisagés en Europe par un grand nombre de spécialistes comme provenant d'un apport purement sédimentaire, Ivan de Magnée avait, presque seul, maintenu la possibilité d'une origine hydrothermale. Les études d'inclusions-fluides s'ajoutant aux observations de terrain lui ont ensuite donné raison : ces gisements sont d'origine hydrothermale. Cependant diverses options restent en présence pour la source et l'époque de la mise en place par rapport à l'encaissant sédimentaire. Il m'a paru intéressant de discuter ces diverses options **en comparant** les types reconnus par les métallogénistes, à partir d'exemples sur lesquels des données nombreuses ont pu être apportées.

Les types examinés sont les suivants :

- gisements de plomb-zinc en milieu carbonaté (type Mississippi Valley, noté MVT dans la suite du texte).
- shales et grès cuprifères (dont le représentant traditionnel est le Kupferschiefer du Mansfeld, noté KS)
- gisements d'uranium en milieu détritique continental.

Les deux premiers types correspondent à des gisements sur lesquels Ivan de Magnée s'est directement impliqué. Le troisième, correspondant à un métal -l'uranium- déplacé dans des conditions physico-chimiques assez différentes de celles des métaux de base (plomb, zinc, cuivre), offre par sa présence ou son absence dans les gisements de métaux de base une possibilité de discrimination entre différentes hypothèses pour ces gisements (Pagel, 1993).

2. GÉNÉRALITÉS

Hydrothermal, cela veut dire que les métaux sont apportés par des fluides. Pour les gisements de métaux de base les études d'inclusions-fluides ont mis en évidence des températures de piégeages de l'ordre de 100 à 150° C avec des fluides très salés et généralement chlorurés. Les chimistes nous indiquent d'ailleurs que pour ces températures et pour des teneurs en soufre ne dépassant pas 10^{-2} M les complexes chlorurés sont plus stables que les complexes bisulfurés. Pour ces complexes le diagramme d'Anderson (1975) (fig. 1) met en évidence pour la galène deux possibilités de précipitation à température constante en fonction des variations du pH et de la fugacité d'oxygène :

1) pour des solutions à fugacité d'oxygène basse, réductrices, **une augmentation du pH** à partir d'un pH relativement acide.

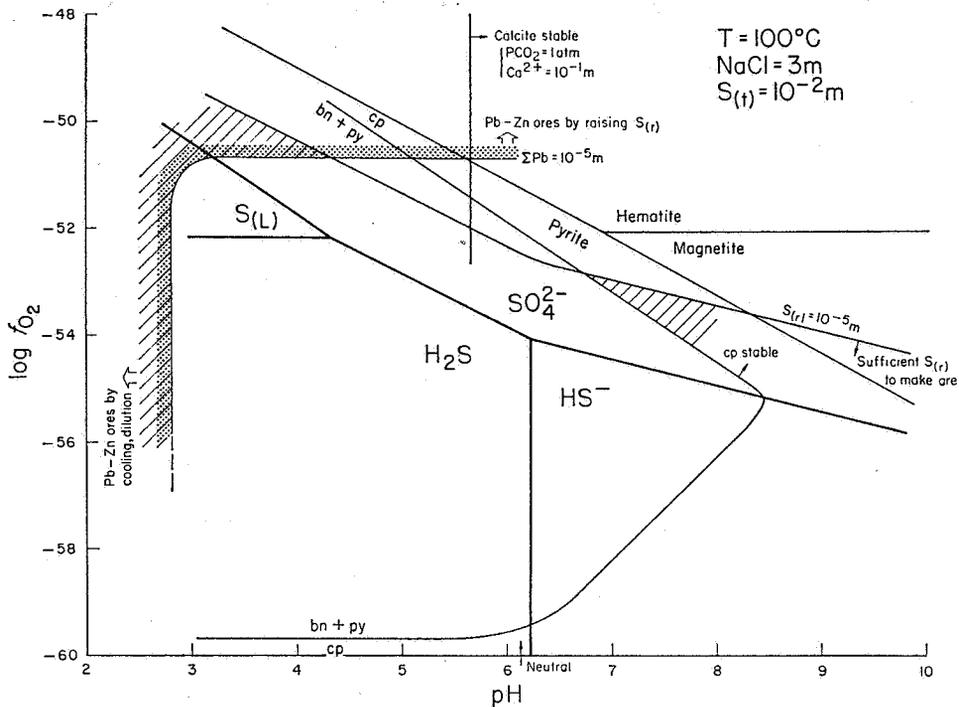


Figure 1. Domaine de transport du plomb en solution en fonction du pH et du $\log f_{O_2}$, d'après Anderson, 1975.

L'expérimentation a été faite à 100° C pour des solutions à 3 m NaCl contenant 10⁻² m soufre total, 10⁻¹ m Ca²⁺ avec pCO₂ = 1 atm. Les domaines de stabilité des principaux minéraux et complexes aqueux sont représentés.

S_(t) = Soufre total ; S_(L) = Soufre liquide ; S_(r) = Soufre réduit ; cp = Chalcopryrite ; bn = bornite ; py = pyrite.

La partie en pointillé est le domaine où le plomb se trouve en solutions à plus de 10⁻⁵ m, soit plus de 2 ppm. Dans ce domaine de solubilité du plomb la partie hachurée est celle où le soufre réduit est supérieur à 10⁻⁵ m.

2) pour des solutions à fugacité d'oxygène élevée **une diminution de cette fugacité** par percolation dans un milieu réducteur pour des pH voisins de la neutralité.

Les diagrammes sont équivalents dans leur forme générale pour le zinc et pour le cuivre. On a donc pour ces métaux les deux mêmes possibilités. Cependant les variations de solubilité ne se produisant pas pour les mêmes valeurs du pH et de la fugacité d'oxygène, il pourra en résulter des zonalités dans les dépôts.

Il ne faudrait tout de même pas oublier le jeu de paramètres purement physiques : certes la variation de la température, à laquelle on faisait jouer autrefois un grand rôle, ne doit guère intervenir, la faible conductibilité des roches constituant assez vite (à l'échelle de temps du phénomène) un manchon isolant autour des conduits (Laffitte, 1958). Quant à la variation de pression, seul paramètre à intervenir dans le cas des filons sans réaction avec l'encaissant, son effet ne paraît pas avoir été pris en compte, faute de données, bien qu'il reste probable.

L'uranium, lui, n'est complexé que dans certains milieux oxydants (Langmuir, 1978). Il précipitera en général par abaissement de la fugacité d'oxygène en présence d'un milieu réducteur. Il n'est donc

mobilisable et précipité que selon la deuxième possibilité évoquée plus haut pour les métaux de base. Cependant, **si le milieu réducteur est lui-même mobile** (hydrocarbures par ex.), l'uranium contenu, pourra être déplacé avec ce milieu et éventuellement concentré.

De cette analyse rapide on tire tout de suite la conclusion que, si de l'uranium coexiste avec des métaux de base, c'est l'abaissement de la fugacité d'oxygène qui détermine le dépôt. A l'inverse, si un gisement de métaux de base est totalement dépourvu d'uranium, c'est vraisemblablement que son dépôt dépend d'une augmentation du pH d'un fluide qui a au préalable lessivé un milieu réducteur.

3. LE TYPE MISSISSIPPI VALLEY (MVT)

3.1. L'EXEMPLE DU DISTRICT DE TOUISSIT-BOU BEKER-EL ABED (CONFINES ALGÉRO-MAROCAINS)

3.1.1. Situation géologique

Le district plomb-zinc de Touissit-Bou Beker-El Abed est situé à cheval sur la frontière algéro-marocaine à

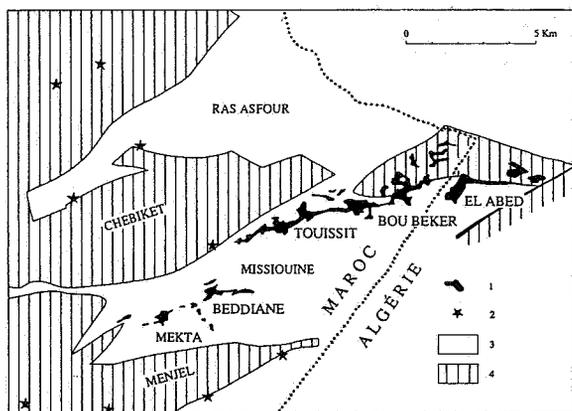


Figure 2. District de Touissit-Bou Bekker-El Abed : position des principaux corps minéralisés, d'après Wadjinny (1989) complété pour la partie algérienne.

1. Amas stratoïdes ; 2. Minéralisations fissurales ; 3. Structures en graben ; 4. Structures en horst.

une quarantaine de kilomètres au Sud de la ville d'Oujda.

Les données auxquelles nous faisons principalement référence sont celles de Voirin (1965) pour Bou Bekker, de Samson (1973) pour Touissit, de Touahri (1983) pour El Abed, de Dupuy (1984) pour Mekta, de Makhoukhi (1994) pour Beddiane et de Wadjinny (1989) pour l'ensemble des gîtes situés au Maroc.

Au début des années 90, on peut estimer le tonnage métal en plomb + zinc (exploité + réserves) de ce district à environ 5 millions de tonnes, ce qui en fait de loin le district le plus important de l'Afrique du Nord. La répartition de ce tonnage entre les gisements principaux (fig. 2) est donnée dans le tableau 1.

Sur un socle paléozoïque plissé affleurant largement à l'ouest dans le bassin carbonifère de Jerada s'est mise en place une couverture sédimentaire mésozoïque, dont la puissance est très réduite dans la zone minéralisée par rapport aux régions avoisinantes (fig. 3). Les variations de puissance de la série sont

Gisements	Métal en Kt		Teneurs moyennes	
	Pb	Zn	Pb %	Zn %
Algérie				
EL ABED	360	1200	1,5	3,8
BOU BEKER	520	595	2,3	5,7
TOUISSIT	370	175	3	3,5
MAROC				
BEDDIANE	1000		16	
MEKTA	200		12	
H. NIAH	100		12	
H. MSIDIRA	60		12	
Total	2610	1970		
	4 600 000 tonnes			

Tableau 1. Répartition des tonnages de métal dans le district de Touissit-Bou Bekker d'après Wadjinny (1989).

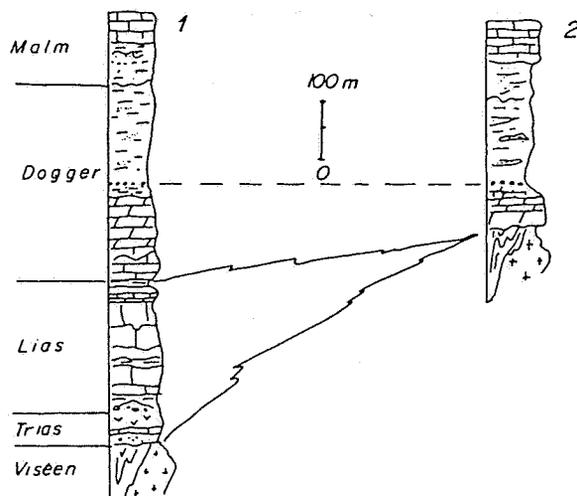


Figure 3. Logs stratigraphiques aux confins algéro-marocains, d'après Wadjinny (1989). 1. Synthèse du pays des horsts. 2. sur le district minéralisé

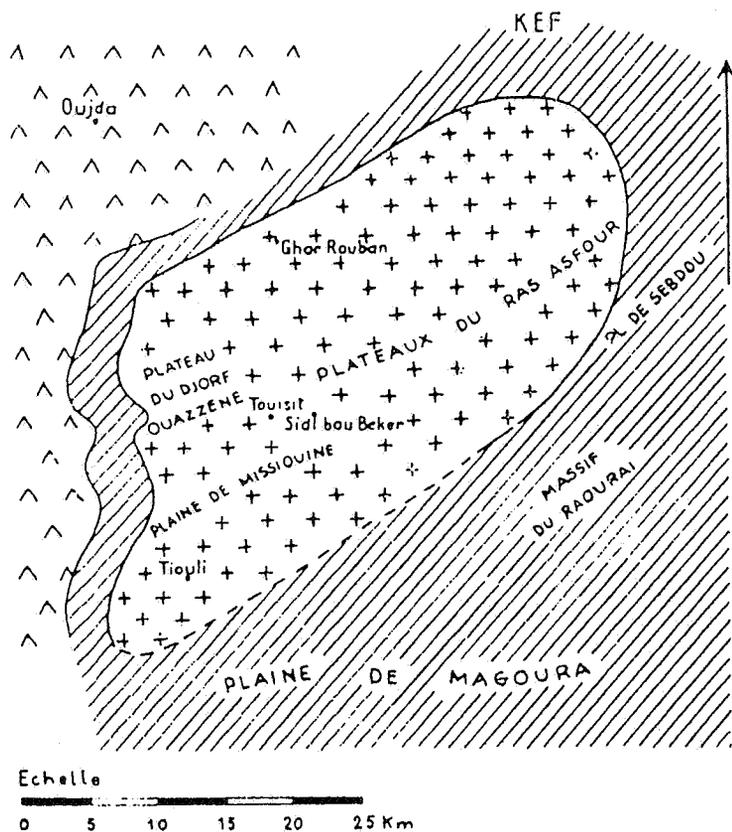


Figure 4. Paléogéographie du Trias reconstituée d'après les travaux de Lucas (1942) et de Owodenko (1947) (échelle 1:50 000). Trias basaltique (avec un niveau de calcaire marin) en ^^^. Trias argileux en ////. Trias continental en +++.

conditionnées principalement par le jeu de failles synsédimentaires, initiées dans le socle après les plissements hercyniens. Ces failles normales d'extension horizontale à pendage fort, principalement de direction ENE-WSW, mais aussi N-S, contrôlent la sédimentation mésozoïque sur l'ensemble de la moitié orientale du Maroc et sont en rapport avec l'océanisation de la Mésogée à cette époque.

Du point de vue paléogéographique, au Trias et au Jurassique, la zone minéralisée apparaît ainsi surélevée par rapport aux régions avoisinantes. Au Trias il y a émergence sans dépôt sur l'ensemble de la zone (fig. 4) avec tout autour en périphérie des dépôts argileux au sein desquels s'intercalent un banc de calcaire marin et des niveaux de basalte.

La série carbonatée qui transgresse sur le socle dans la zone minéralisée par l'intermédiaire d'un mince niveau de conglomérat a été finalement datée de l'Aaléno-Bajocien (Samson, 1973). C'est dire qu'il y a sur le district lacune complète du Lias, pourtant bien développé en périphérie (fig. 3 et 5). Nous détaillons cette série aaléno-bajocienne qui renferme les minéralisations dans sa partie supérieure. Après le petit conglomérat de base, la série carbonatée débute par un niveau à grain fin (calcaire sublithographique à Bou Beker, dolomicrites à El Abed, à Beddiane et à Mekta) ; elle se poursuit ensuite par des dolomies compactes grises (ou beiges lorsqu'elles sont oxydées par l'altération supergène) à joints marneux interbanes. Ces joints sont normalement noirs, mais peuvent être blanchis par l'altération supergène notamment à Beddiane [A Beddiane et à Mekta la tectonique tardive atlasique a provoqué des glissements banc sur banc selon ces joints, en bréchifiant leurs épontes dolomitiques parfois antérieurement minéralisées (Dupuy et Touray, 1986 ; Péliissonnier, 1989)]. La moitié supérieure de la série qui renferme les minéralisations est constituée essentiellement de dolomies très cristallines (dolosparites) avec des faciès bigarrés, tachetés et rubanés [Ces faciès rubanés, souvent qualifiés de zèbrés ou lobés, ont été interprétés comme des recristallisations de lits stromatolithiques. L'angle des zèbrures avec le plan de stratification permettrait plutôt d'y voir une recristallisation de doloarénite progradante.]. Tous les auteurs sont d'accord pour interpréter cette dolomitisation sommitale comme épigénétique : on peut observer en effet en surface au Sud des gisements un front de dolomitisation de la série micritique développé du nord vers le sud à partir des niveaux supérieurs de la série. Cette cristallisation qui laisse de petits vides géodiques à l'intérieur des rubans s'est effectuée à 100° C environ d'après la température d'homogénéisation des inclusions-fluides (Makhoukhi, 1994) (fig. 12) ; d'après la variation de

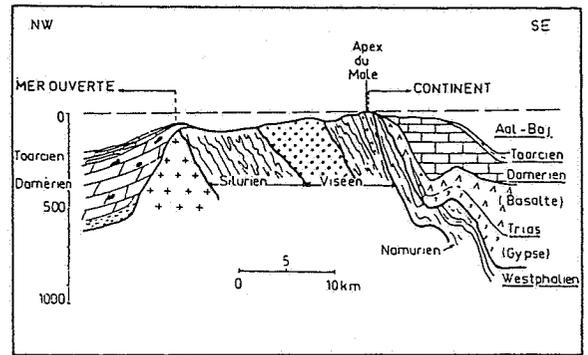


Figure 5. Reconstitution paléogéographique du pays des horsts au Bathonien, d'après Wadjjiny (1989).

composition en $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et en $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ entre micrites et dolosparites, l'échauffement se serait effectué en système fermé (Touahri, 1987), ce qui paraît confirmé par l'absence de perméabilité malgré l'importance des géodes (pas de connectivité entre les vides).

La puissance de la série aaléno-bajocienne est de l'ordre de 20 à 35 m sur l'ensemble de la zone minéralisée, c'est-à-dire une puissance très réduite par rapport aux zones avoisinantes (fig. 6). Cependant les amas minéralisés ne sont pas localisés sur la partie la plus réduite («lignes de crête» sur la fig. 6).

Directement au-dessus des dolosparites, le Bajocien supérieur est constituée par une formation argilo-gréseuse **localement discordante** sur l'Aaléno-Bajocien et puissante de quelques mètres dans les zones minéralisées : couche argilo-gréseuse pyriteuse de Voirin (1965) à Bou Beker ; marne gréseuse indurée, gris foncé à noir, avec pyrite de Touahri (1983) à El Abed. Le Bathonien est réduit à un mince niveau de calcaire jaunâtre à oolithes ferrugineuses passant parfois à un conglomérat avec débris charbonneux dans lequel Touahri (1983) a identifié des galets de Paléozoïque. La puissance du Bathonien se réduit du SW au NE (fig. 7). Vient ensuite la série puissante du Jurassique supérieur,

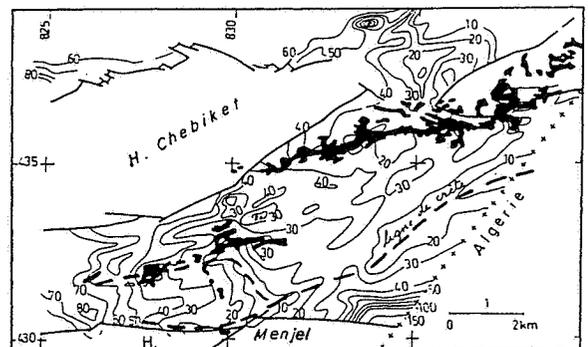


Figure 6. Isopaques de l'Aaléno-Bajocien au pays des horsts, d'après Wadjjiny (1989).

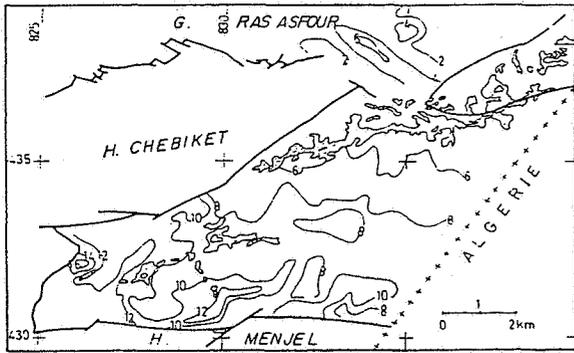


Figure 7. Isoques du Bathonien au pays des horsts, d'après Wadjiny (1989).

d'abord terrigène (marnes à niveaux gréseux du Callovo-Oxfordien), puis carbonatée.

La région acquiert sa structure définitive à l'issue des mouvements atlasiques. Ces mouvements prennent naissance sous l'effet d'une modification des contraintes à partir du Crétacé moyen : la collision «alpine» entre le continent africain et l'Europe entraîne un serrage méridien : les failles synsédimentaires de direction plus ou moins orthogonales à ce serrage, c'est-à-dire ENE-WSW et ESE-WNW, jouent en failles inverses, inversant souvent les horsts et les grabens (Michard, 1976). Ainsi les zones à sédimentation aaléno-bajocienne les plus réduites, normalement en position de horsts lors de la sédimentation se trouvent-elles actuellement dans le graben de Missiouine (Voirin, 1965). Quant aux failles méridiennes elles jouent généralement en décrochements dextres ou senestres selon leur

direction par rapport à la composante horizontale des contraintes s_1 (Elmi, 1973b).

Enfin il faut signaler dans la région, comme dans tout le Moyen-Atlas diverses coulées plio-quaternaires de basaltes alcalins (Cherotzky, 1971) qui correspondent sans doute à une montée récente de l'asthénosphère. Sa traduction en surface en est une surrection avec extension horizontale qui déforme la couverture (rejeu des failles) et induit une érosion différentielle. Cette structure actuelle permet la circulation dans l'horizon minéralisé de l'eau météorique entre les affleurements du horst de Bou Beker et ceux de la vallée de l'Oued Mekta. Nous constaterons plus loin que cette circulation a induit une altération supergène assez générale, particulièrement importante dans le gisement de Beddiane, dont il conviendra de tenir compte dans l'interprétation des observations.

3.1.2. Minéralisations

Le plomb et le zinc sont les deux principaux métaux. Le tableau 1 fait ressortir une zonalité d'Est en Ouest pour ces métaux : prépondérance du zinc à l'Est (El Abed) ; exclusivité du plomb à l'Ouest (Beddiane, Mekta). Entre les deux, Bou Beker et Touissit constituent des intermédiaires. Le cuivre est présent à Beddiane, principalement sous forme oxydée (carbonates, sulfates, arséniate, antimoniate) avec un potentiel de 60 à 70 000 t métal difficilement récupérable (association intime avec le plomb dans des oxydés), mais il a fait le bonheur des minéralogistes par ses cristaux d'azurite.

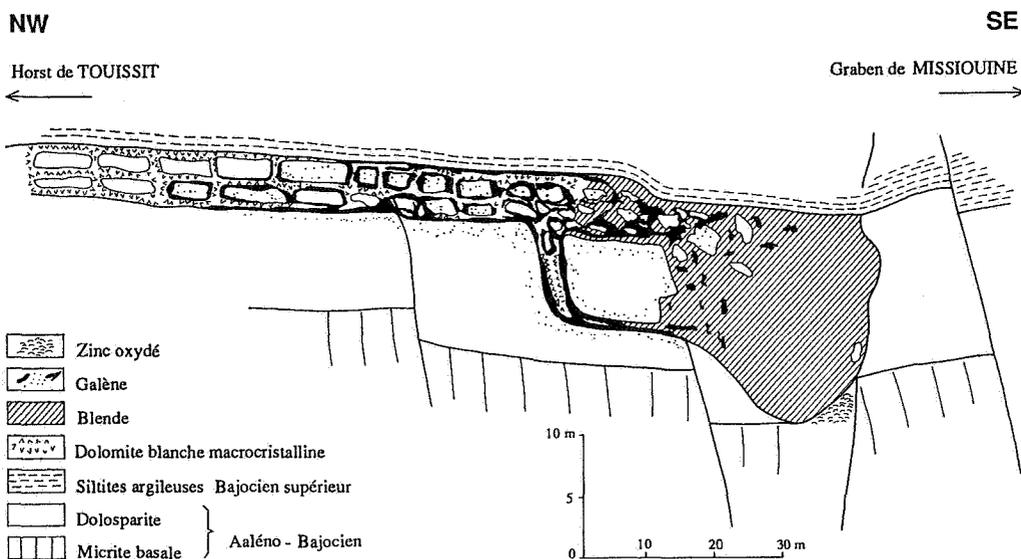


Figure 8. Coupe du sillon H. de Touissit («Le Croissant») : la largeur du «sillon» est de l'ordre de 50 m ; sa continuité transversale au plan de coupe de 1 km.

En restant à une échelle globale les corps minéralisés suivent la tectonique cassante locale (fig. 6), en formant deux bandes parallèles orientées ENE-WSW. La bande nord, constituée des gisements de Touissit, Bou Beker et El Abed, longue d'une douzaine de kilomètres, a en plan la forme d'un peigne : l'axe au Sud est essentiellement zincifère ; les dents, orientées WNW-ESE à Touissit et progressivement NNW-SSE à l'Est de Bou Beker, essentiellement plombifères. La coupe schématique du «sillon» H de Touissit le long d'une «dent du peigne» (fig. 8) précise la zonalité : blende massive géodique dans l'axe du peigne avec puissance importante atteignant 15 mètres, passant en direction du NW à un minerai mixte blende-galène bréchique (éléments dolomitiques cimentés par les sulfures et partiellement remplacés par des mouchetures de galène), puis à de la galène fissurale dans les diaclases et le long des joints stratigraphiques argileux de la série, enfin à de la dolomite géodique blanche. La minéralisation suit à la fois les cassures et les joints argileux ; elle est particulièrement développée sous le niveau argilo-silteux du Bajocien supérieur.

La bande Sud, constituée des corps minéralisés de Beddiane et de Mekta, est essentiellement plombifère. Là encore les amas sont guidés par la tectonique cassante locale, principalement ENE-WSW. Cependant la tectonique transverse est visible, notamment dans l'alignement de petits amas au Sud de Beddiane (fig. 6).

La fig. 9 - coupe d'un amas de Beddiane nord - montre bien le caractère discordant de la minéralisation sur la série aaléno-bajocienne : la

dolosparite et les joints argileux de la série sont tranchés nets par la minéralisation.

L'essentiel de la minéralisation, illustrée par les figs. 8 et 9, s'interprète bien comme remplissage de vides, développés peu avant la mise en place de la minéralisation ; les éléments de dolomie constituant le minerai bréchique, principalement vers le toit des amas puissants, correspondent aux reliques de la dolomie encaissante non dissoute. Sur ces éléments se dépose un liseré de galène massive à structure radiée en gerbes partant de l'élément dolomitique, ce qui confirme le remplissage d'un vide. En même temps on observe un certain remplacement par de la galène ou par de la blende à Touissit et à Bou Beker sur quelques centimètres en périphérie des éléments ou dans la série dolomitique en bordure immédiate de l'amas. Cette métasomatose se développe plus facilement sur les parties grises non recristallisées de préférence aux dolosparites (Zehni, 1988). Ce qui confirme le manque de perméabilité des dolosparites. La dolomite blanche macrocristalline présente des terminaisons géodiques, autre indice de vides ; elle est généralement de mise en place postérieure aux sulfures de plomb et de zinc, mais non toujours.

A Mekta la minéralisation plombifère principale forme des rubans réguliers très continus sous certains joints argileux de la série. La galène y est disposée en éventails palmés à terminaison géodique, développés à partir des épontes, structure typique de remplissage de vides. Cette structure est bipolaire avec un vide central. Le ruban du toit est mieux développé. En contrepartie de cette régularité stratiforme, on

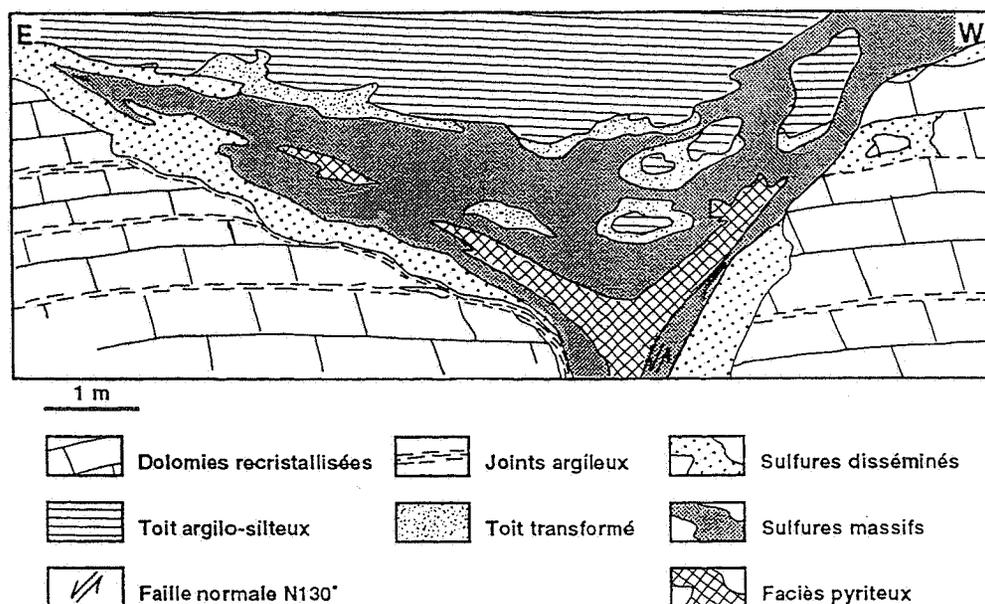


Figure 9. Beddiane Nord : coupe d'un corps minéralisé à zonalité nette, d'après Makhoukhi (1994).

n'observe pas de diaclases minéralisées. On note en outre quelques ponctuations de galène en substitution dans les dolomies.

3.1.3. Cavités de dissolution

Les textures mises en évidence au paragraphe précédent attestent la présence de vides ultérieurement remplis par les minerais et les gangues associées. Ces vides ont été repérés par de nombreux observateurs, mais leur mise en place a donné lieu à des interprétations divergentes. Voirin (1965) a, semble-t-il le premier, décrit ces vides, qu'il a présenté aux participants au colloque de 1962 dans la partie NE de Bou Beker, c'est-à-dire à proximité d'El Abed. Ces vides qui suivent les directions tectoniques locales se présentent à la manière d'une zone foudroyée après des travaux miniers : les bancs supérieurs de l'assise dolomitique ont disparu et il y a remblayage par des marnes calloviennes ; on peut observer la dislocation des petits bancs de grès intracalloviens et **leur cimentation par de la galène**. La conclusion de Voirin était qu'il s'agit de **dissolution karstique sous couverture calloviennne**. Voirin signale que sur l'un des flancs de ces cavités (fig. 10), la minéralisation est particulièrement riche. On peut interpréter cette richesse comme associée en quelque sorte à la zone d'«ombre» où le vide reste le plus grand après le foudroyage. Voirin signale aussi qu'il y a systématiquement bombement du socle paléozoïque sous toutes les poches connues.

A El Abed, qui jouxte à l'Est Bou Beker, Touahri (1983) propose une toute autre explication de l'irrégularité du toit de la formation carbonatée aaléno-bajocienne : pour cet auteur il s'agit d'une karstification liée à une émerision au sommet de la formation aaléno-bajocienne. Curieusement il ne discute pas l'hypothèse de Voirin, bien que certaines figures qui illustre sa thèse (fig. 11 par ex.) montrent

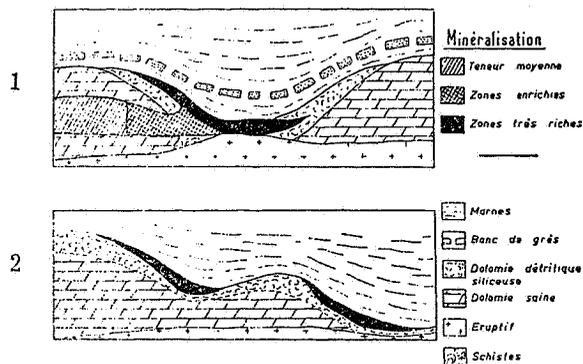


Figure 10. Bou Beker : coupes schématiques des zones de dissolution, d'après Voirin (1965).

comme à Bou Beker un effondrement du Callovien dans les cavités, donc postérieur au moins au début du dépôt de ce Callovien. Cependant une émerision semble bien avoir eu lieu au Jurassique moyen. Elmi (1973 a) signale une lacune certaine du Bathonien supérieur en bordure nord du horst de la Chebiket-el-Hamra. Certes il peut s'agir d'une absence de sédimentation sur un haut-fond marin balayé par les courants. Mais divers auteurs, et notamment Dupuy (1984), ont noté dans une tranchée de chemin de fer près de Tiouli une inconformité de ravinement entre la formation aaléno-bajocienne et le Bajocien supérieur conglomératique, évoquant une émerision. Dans la partie nord du gîte de Beddiane, le relevé de parement sur plusieurs galeries d'exploitation de directions orthogonales m'a permis d'observer clairement l'irrégularité du contact : des poches au sommet de la formation carbonatée aaléno-bajocienne subhorizontale sont remplies de siltites concordantes **minéralisées en galène**, surmontées elles-mêmes par le Bathonien ferrugineux en concordance (Pélissonnier, 1989). De fait, dans les logs de sondages de la Compagnie Minière de Touissit sur Beddiane, on observe souvent des récurrences de toit (= faux toit) qui peuvent être interprétées comme des remplissages de cavités karstiques constituées avant le dépôt du Bajocien supérieur. Enfin ce même Voirin qui propose d'interpréter les cavités de dissolution du NE de Bou Beker comme liées à des circulations sous couverture calloviennne suggère que, pour la partie sud d'El Abed qu'il connaît bien [Le groupe minier Zelligja qui exploitait Bou Beker a développé El Abed avant sa nationalisation par les autorités algériennes.], il y ait lacune de sédimentation : «le Bajocien supérieur est plus argileux et pyriteux, les structures d'effondrement avec descente des marnes et grès calloviens sont absentes». Ce point paraît cohérent avec la ligne de crête tracée par Wadjinny (1989) à partir des isopaques de l'Aaléno-Bajocien (fig. 6). Rappelons encore que Touahri à l'appui de sa thèse signale des galets de Paléozoïque dans le niveau conglomératique transgressif sur la formation aaléno-bajocienne.

Des cavités de dissolution peuvent encore se développer sous l'influence de circulations météoriques subactuelles. La structure actuelle permet cette circulation par la différence de cote entre les affleurements aaléno-bajociens du horst de Bou Beker et ceux de la vallée de l'Oued Mekta. La nappe, libre à son émergence, était captive en charge sous le Bajocien supérieur imperméable dans le graben de Missiouine avant les travaux miniers de Beddiane, ce qui a retardé d'une dizaine d'années l'exploitation de ce gisement. Cette circulation **oxydante** est à l'origine de l'oxydation quasi totale des minéraux cuprifères de Beddiane. A Beddiane les corps de galène massive imperméables n'ont été attaqués que marginalement,

étant protégés de l'oxydation par une pellicule de cérusite «pierreuse» développée à leur périphérie. Cependant à l'amont de la circulation, c'est-à-dire à Beddiane Est (Hassi-Ennyag), l'eau non encore saturée en plomb a pu dissoudre la galène sans provoquer de cristallisation de cérusite, d'où des cavités karstiques creusées dans la galène massive. Plus à l'Ouest, à Beddiane nord, l'eau saturée en plomb dépose de la cérusite (cérusite pierreuse en périphérie des amas massifs, cérusite et anglésite géodiques dans le minerai bréchiq). Dans le minerai bréchiq la formation des géodes peut être expliquée : la dolomie correspondant aux éléments de la brèche est préférentiellement dissoute par rapport au ciment de galène ; dans les vides ainsi formés les eaux saturées en plomb déposent anglésite et cérusite.

Tout à fait à l'amont sur le horst de Bou Beker, l'altération supergène a été très importante avec peu de transport dans le cas des minerais plombifères et une certaine descente du zinc oxydé (fig. 8). Les «sillons» massifs en zinc de la partie sud de Touissit, de Bou Beker et d'El Abed ont été relativement épargnés par l'oxydation : imperméabilité liée à leur aspect massif ou position structurale peu balayée par les eaux descendantes ? Quant aux dolomies, dont la porosité de matrice est généralement importante, elles deviennent ocres dans leur masse, avec exsudation du fer et du manganèse sous forme oxydée, et souvent sableuses sans cohésion.

3.1.4. Données des inclusions-fluides

Des études d'inclusions-fluides ont été effectuées par Dupuy (1984) sur Mekta et par Makhoukhi (1994) sur Beddiane (Hassi-Ennyag).

Sur les blendes les données obtenues par Dupuy et Makhoukhi convergent : températures d'homogénéisation autour de 100° C (fig. 12), salinités d'environ 24 % équivalent NaCl. Makhoukhi a en outre étudié les inclusions-fluides dans les dolomies recristallisées : les températures d'homogénéisation seraient légèrement supérieures à celles des blendes (fig. 13) ; en cryométrie sur les blendes et les dolomies recristallisées les températures de fusion du dernier cristal de glace se situent autour de -23° C, température inférieure à celle du système simple NaCl-H₂O, ce qui indique l'existence probable d'ions divalent (Ca²⁺, Mg²⁺,.....).

3.1.5. Pétrographie organique

Touahri (1987) a réalisé sur El Abed quelques études sur la matière organique. Celle-ci, plus abondante au

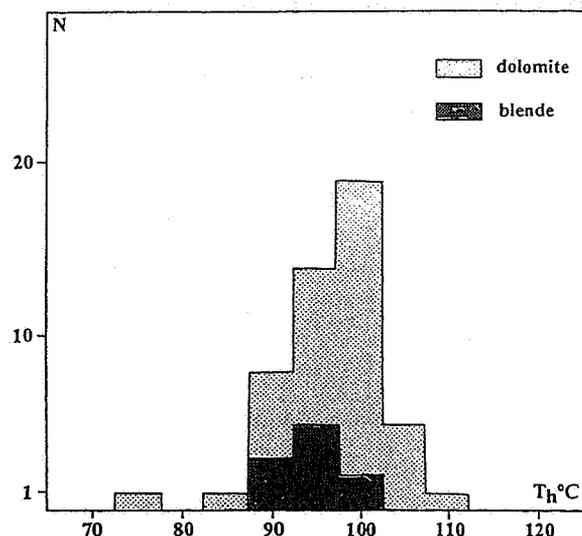


Figure 12. Températures d'homogénéisation des inclusions fluides des blendes et des dolomies recristallisées. Corps II d'Hassi Ennyag, d'après Makhoukhi (1994).

sommet de la série aaléno-bajocienne, peut être caractérisée par l'analyse macérale comme constituée de produits libéro-ligneux d'origine continentale. Les paléotempératures déduites des pouvoirs réflecteurs se situent entre 100 et 130° C. Il y a là une confirmation des mesures de températures d'homogénéisation des inclusions-fluides des dolosparites.

3.1.6. Données isotopiques

* Le plomb des galènes

Les mesures rapportées par Touahri (1987) et interprétées selon le modèle à 2 stades de Stacey et Kramers (1975) fournissent un âge de l'ordre de 300 Ma. Ce résultat est en accord avec les conclusions de Duthou *et al.*, (1973 et 1976) dont les mesures sont plus dispersées. Ainsi le plomb des gisements provient-il d'une source qui a été séparée de tout contaminant uranifère depuis 300 Ma.

* Le soufre des sulfures

Les différences rapportées par Touahri (1987) entre les δ³⁴S de la pyrite d'une part, de la blende et de la galène d'autre part, sont trop importantes pour qu'on puisse envisager une coprécipitation de la pyrite avec les deux autres sulfures. Quant à la blende et la galène, leur δ³⁴S conduit à des estimations de température très variables de 10 à 270° C, laissant supposer que certains couples ne sont pas cogénétiques. Ceux qui paraissent les plus cogénétiques fournissent des températures de l'ordre

de 100 à 150° C en accord avec les déterminations des inclusions-fluides.

Les valeurs elles-mêmes en $\delta^{34}\text{S}$ se groupent autour de -1,5 à -2 ‰ pour la galène et de 5 à 10 ‰ pour la blende. Il paraît difficile d'en tirer des conclusions sur le mode de formation des sulfures.

* *Le carbone et l'oxygène des dolomies*

En ce qui concerne le carbone, les mesures rapportées par Touahri (1987) mettent en évidence des $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de -3,71 ‰ pour les dolomicrites et de -1,0 ‰ environ pour les dolosparites. Ces valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ correspondent à des carbonates marins. La variation du $\delta^{13}\text{C}$ des dolomicrites aux dolosparites si elle est due, comme les autres données nous incitent à le penser, à l'augmentation de la température dans un système quasiment fermé, pourrait être interprétée comme un échange avec le CH_4 produit par l'échauffement de la matière organique ; ce CH_4 serait en effet appauvri en ^{13}C .

En ce qui concerne l'oxygène, les mesures rapportées par Touahri (1987) sont pour $d^{18}\text{O}_{\text{smow}}$ de 27,41 ‰ pour les dolomicrites et de 21,00 ‰ environ pour les dolosparites. La diminution en ^{18}O des dolomicrites aux dolosparites peut s'interpréter comme un échange avec l'eau de constitution, provoquée par l'élévation de température dans un système fermé. Le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de constitution, supposée en équilibre à la température de la surface avec des carbonates pour lesquels $\delta^{18}\text{O} = 27,41$ ‰, se situe au voisinage de zéro, c'est-à-dire que l'eau dans laquelle ont cristallisé les dolomicrites non remaniées par l'élévation de température serait de l'eau marine, ce qui est conforme aux interprétations classiques des dolomitisations précoces diagénétiques.

3.1.7. Interprétation métallogénique

Les premiers auteurs (Bouladon, 1948, Raguin, 1954) observant le caractère épigénétique de la minéralisation, qualifié de phénomène de substitution dans son sens large (remplissage de vides et/ou métasomatose) classaient ces gîtes dans la catégorie téléthermale définie par Lindgren (1933). C'était aussi l'optique de Voirin (1965). Cependant une hypothèse synsédimentaire a été proposée par Samson (1973), en arguant de la position paléogéographique très particulière des gîtes : la paléoaltération continentale du socle éruptif (dacites viséennes) aurait fourni le plomb et le zinc quasiment sur place ; les caractères épigénétiques observés résulteraient d'une remise en mouvement sur place, liée à la recristallisation d'une structure récifale.

Les températures d'homogénéisation des inclusions-fluides dans les blendes de l'ordre de 100° C ont ensuite définitivement assuré le caractère hydrothermal des minéralisations : un réchauffement généralisé par enfouissement ne peut être envisagé puisque les températures déduites de la maturation de la matière organique sont plus élevées au sommet de la série dolomitique qu'à sa base (Touahri, 1987). Le réchauffement doit être directement lié à la périphérie d'un flux hydrothermal, comme cela a pu être montré dans d'autres districts, notamment à Trêves (Cévennes, France) par Gauthier (1984). Limité strictement aux failles dans la partie inférieure de la série dolomitique, le flux s'étale largement sous le toit argilo-silteux bajocien supérieur, relativement bloqué, ce qui expliquerait la plus haute température dans la partie supérieure de la série dolomitique.

Touahri (1987) a alors proposé en conclusion de sa thèse un modèle de circulation de solutions d'abord per descensum mobilisant les métaux des séries sédimentaires triasiques, liasiques et dogger et acquérant une salinité élevée par percolation à travers les évaporites du Trias ; puis per ascensum grâce à l'activité tectonique au droit des zones encore émergées ; enfin déposant leur contenu à l'arrivée en surface au Dogger, juste après le dépôt de la série carbonatée aaléno-bajocienne. La faiblesse principale de ce modèle réside dans l'absence de prise en compte des contraintes hydrogéologiques : quel moteur pour faire circuler les fluides ? Quelles perméabilités dans les circuits envisagés ? Comment se fait l'acquisition de la température ?

Un grand pas a été fait pour combler cette lacune par Schmitt *et al.*, (1991) et Makhoukhi (1994) avec la cellule convective de la fig. 13, dont la réalité a pu être simulée sur ordinateur en introduisant des perméabilités et des conductibilités thermiques pour les principaux terrains traversés par les fluides. C'est essentiellement la différence entre les conductibilités thermiques des schistes (1,2 W/m °C) et des dacites (2,8 W/m °C) qui assure une température de 100° C sous 800 mètres de sédiments. Le modèle Schmitt-Makhoukhi ressemble au modèle de Touahri à cette différence importante près qu'il fonctionne plus tardivement au Jurassique supérieur sous 800 mètres de série sédimentaire.

A ces deux modèles on peut faire le même reproche : celui d'envisager des flux importants à travers certains écrans imperméables comme les argiles et les évaporites de Trias. Moi-même, j'avais très tôt (Péllissonnier 1961, 1965a) accepté l'hypothèse hydrothermale en raison de la structure qui pouvait canaliser les solutions ascendantes par la disparition de certains écrans argileux, comme celui du Trias ; plus précisément on pouvait aussi induire une

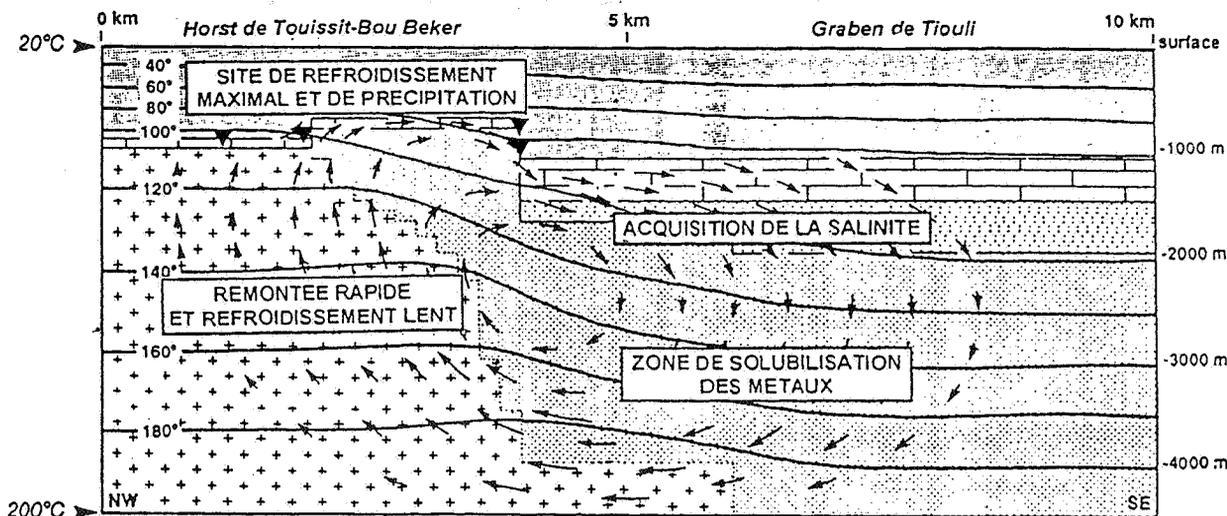


Figure 13. Modèle métallogénique proposé par Makhoukhi (1994) pour les minéralisations du secteur de Beddiane.

canalisation dans le socle paléozoïque, l'axe du peigne Touissit-Bou Beker-El Abed par ex. étant situé sur une faille du socle ; nous avons donc là finalement une canalisation combinée structure paléinsulaire-failles de rejet supérieur à la série argileuse résiduelle, c'est-à-dire un étranglement typique, l'un des facteurs nécessaires à la concentration (Péllissonnier, 1965). Il y avait cependant une difficulté pour accepter ce modèle : comment les fluides, souvent canalisés sous le toit argileux imperméable du Bajocien supérieur-Bathonien-Jurassique supérieur, pouvaient-ils déboucher en surface ? Car pour déposer un tonnage métallique important dans un site restreint à partir d'un fluide à teneur relativement faible en métaux, il faut que ce fluide puisse circuler. Roedder (1984), après d'autres, a insisté à juste titre sur cette contrainte de faire passer successivement une grande quantité de fluides dans l'espace en devenir du gisement. Les deux solutions proposées en 1961 et 1965 pour résoudre cette difficulté s'avéraient insoutenables, si l'on tenait compte des données nouvelles. Or la discussion précédente nous offre une possibilité grâce à l'émergence au Dogger très localisée. Celle-ci permet aux fluides d'être évacués... et apporte aussi une canalisation supplémentaire. Le cuivre de Beddiane au toit de la série carbonatée dont la minéralogie primaire a été détruite par l'altération supergène, le remplissage minéralisé de certains karsts émergés au Dogger, comme celui décrit à Beddiane nord, certains joints argileux de la série aaléno-bajocienne riches en zinc (Zehni, 1988) ne seraient-ils pas de mise en place syngénétique, expression accessoire débouchant en surface d'une minéralisation principalement déposée en profondeur ?

Dans ce schéma une température de l'ordre de 100° C au voisinage de la surface topographique est tout à fait concevable, pourvu que le flux de solution soit

suffisant (bien des sources thermominérales actuelles nous en démontrent la possibilité). Quel est alors le moteur qui permet la montée des fluides dans une zone relativement haute ? La remontée de l'asthénosphère sur le pourtour de la Mésogée à l'époque du Dogger **très précisément** favorise l'échauffement des fluides contenus dans les terrains, qui, devenant plus légers, tendent à monter. Si les fluides se déplacent vers la structure relativement haute du pays des horsts, c'est qu'il existe des reliefs continentaux encore plus élevés qui assurent aux eaux vadoses une charge hydrostatique qui pèse sur le circuit thermique et oblige celui-ci à se boucler par les points les plus bas possibles, compte tenu des perméabilités. Ces reliefs continentaux, nous les appréhendons par le caractère terrigène de la série qui surmonte l'horizon carbonaté minéralisé.

La source des métaux serait trouvée soit dans les roches éruptives du socle, comme suggéré par Samson (1973), soit dans certains niveaux de tufs viséens, comme proposé par Makhoukhi (1994), **de toute manière en provenance du socle**, l'amont du circuit se trouvant dans notre modèle exclusivement dans le socle. Les données isotopiques plomb confirment cette hypothèse déjà formulée par Raguin (1954). La salinité du fluide peut résulter du contact de ces eaux ascendantes avec la base de la couverture, riche en évaporites.

Il nous reste à comprendre comment s'opère le dépôt du contenu des solutions à l'arrivée dans la série carbonatée. Il est en effet frappant de voir que, malgré les recherches effectuées par les exploitants, les minerais ne descendent pas dans le socle sous la couverture carbonatée. Les travaux importants réalisés à Beddiane dans le socle pour la préparation de l'exploitation n'ont abouti qu'à localiser un filon

très quartzeux auquel est associé de la galène principalement, quelques sulfures de cuivre et des minéraux d'altération (kaolinite, muscovite). Pour Makhoukhi (1994) ce quartz serait plus ancien, lié à une fracture du socle paléozoïque mis en place avant le dépôt de la couverture ; les paragenèses sulfurées associées seraient plus tardives et correspondraient normalement à l'amont hydrothermal des minéralisations de la couverture.

Grâce au programme «REACT» (Bethke, 1992) Makhoukhi a modélisé (Tableau 2) le fluide amont dans le socle avec les contraintes suivantes : T = 100° C, salinité 25 % équivalent NaCl, saturation par rapport à la galène dont l'espèce en solution est $PbClO(-)$, équilibre avec les minéraux d'altération du socle (quartz, kaolinite, muscovite), teneur en H_2S qui fixe la fugacité d'oxygène dans les limites du diagramme d'Anderson (fig. 1), sous-saturation par rapport aux carbonates. Un paramètre reste toutefois mal déterminé, c'est la pression. Dans le modèle avec émergence du flux au Bajocien supérieur, dès que les conduits ont été ouverts le long des fractures, la pression du fluide dans la couverture devient proche de la pression atmosphérique. Il y a sans doute une chute de pression de quelques dizaines de bars au passage socle-couverture. Quel est l'effet de cette chute de pression sur la solubilité du plomb et du zinc dans le fluide ? On ne peut faire de réponse faute de données.

La modélisation conduit à un fluide acide (pH = 4,02) qui, à l'arrivée dans la couverture, va dissoudre les carbonates. Cette dissolution est inscrite dans les observations rappelées antérieurement, déterminant notamment le foudroyage du toit. Elle augmente le pH, amenant les caractéristiques du fluide dans une

Température = 100°C pH = 4.02	
H ₂ O	= 0.99999792487 kg solvant
O ₂ (aq)	molalité libre = 2.35 10 ⁻⁵⁶
SiO ₂ (aq)	total mol. = 4.62 10 ⁻⁴
H ⁺	total mol. = 2.96 10 ⁻¹
Al ⁺⁺⁺	total mol. = 1.29 10 ⁻⁶
HCO ₃ ⁻	total mol. = 3.00 10 ⁻¹
Na ⁺	total mol. = 3.00
Cl ⁻	total mol. = 4.29
Pb ⁺⁺	total mol. = 5.54 10 ⁻⁶
K ⁺	total mol. = 1.00 10 ⁻¹
Fe ⁺⁺	total mol. = 3.96 10 ⁻⁶
SO ₄ ⁻	total mol. = 2.23 10 ⁻⁴
Ca ⁺⁺	total mol. = 4.00 10 ⁻¹
Mg ⁺⁺	total mol. = 2.00 10 ⁻¹

Tableau 2. Modèle de fluide minéralisateur pour Beddiane d'après Makhoukhi, 1994. Molalité totale des espèces dissoutes.

partie du diagramme (fig. 1) où s'abaisse la solubilité des métaux et donc assure leur précipitation. Cette précipitation dégage une acidité qui conduit à une nouvelle dissolution des carbonates, d'où une nouvelle précipitation des sulfures et ainsi de suite. Le fluide vierge continuant d'arriver est encore susceptible de redissoudre les sulfures déjà déposés. Il y a ainsi tout au long du circuit une succession de dépôts et de reprises, entre lesquels il paraît difficile de faire des coupures (cf. les fluctuations d'âge relatif entre le dépôt de la galène et de la dolomite blanche). Voirin (1965) en a fait grâce à de multiples observations en galeries, certaines directions étant minéralisées après ou avant d'autres. Il est probable que cela tient au fait que l'ouverture des différents circuits ne s'est pas effectuée simultanément ; en outre le colmatage de certains circuits précoces est susceptible d'intervenir.

Peut-on aller plus loin et préciser la zonalité des métaux dans les gisements ? Makhoukhi (1994) se fondant sur la variation de solubilité en fonction du pH (fig. 14) indique que, **pour une même teneur en métaux du fluide**, le plomb précipitera avant le zinc lors de la remontée du pH, ce qui est conforme à la zonalité observée à Beddiane où la blende, très accessoire d'ailleurs, se trouve en périphérie à l'aval des circuits hydrothermaux. Mais à Bou Beker et El Abed la blende majoritaire est en règle générale déposée avant la galène. Aussi certains auteurs, comme Wadjinny (1989) envisagent-ils des teneurs initiales pour les fluides différentes en plomb et en zinc selon la nature du socle : source du plomb dans le socle éruptif felsique, l'ion Pb^{2+} remplaçant l'ion K^+ dans certains minéraux tels que les feldspaths ; source du zinc dans les schistes, principalement contenu dans certains minéraux ferro-magnésiens.

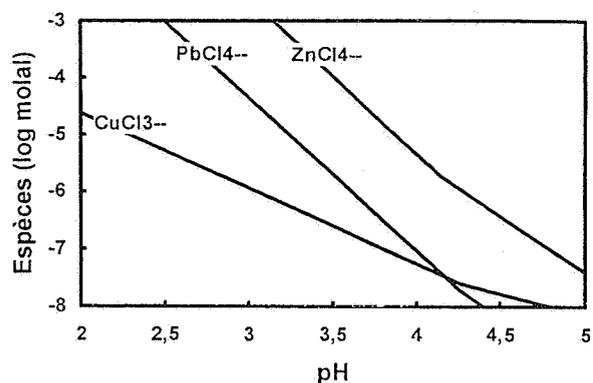


Figure 14. Solubilité comparée du plomb, du zinc, et du cuivre, dans une solution saline (NaCl = 4 mol), à 100°C.

3.2. GÉNÉRALISATION

Depuis cent cinquante ans les hypothèses génétiques sur les gisements MVT ont suivi le développement des exploitations : des contraintes de plus en plus précises se sont progressivement imposées pour tenir compte des observations faites. On limitera donc la discussion aux hypothèses actuellement retenues [Pour une rétrospective des différentes hypothèses émises, voir Pélissonnier (1989)] que l'on comparera aux conclusions que l'on peut tirer de la description du district de Touissit-Bou Beker-El Abed.

3.2.1. Source

Tous les métallogénistes envisagent une origine hydrothermale. Depuis les articles de Noble (1963), puis de Beales et Jackson (1966), la plupart retiennent comme fluides les eaux des bassins sédimentaires expulsées vers les bords par la compaction de la série. Pourtant ce modèle ne paraît pouvoir être retenu pour les raisons suivantes :

1) *problème du bilan eau* : pas de recyclage assurant un lessivage complet, quantité d'eau **limitée** à teneurs en métaux jamais très fortes (Roedder, 1984).

2) Phénomène trop lent pour que la température du fluide se conserve durant la migration vers la périphérie (Bethke, 1986 ; Vasseur et Burrus, 1990), sauf à faire intervenir l'expulsion de l'eau lors de saccades de subsidence (propositions de Cathles et Smith, 1983, non démontrée).

3) gisements généralement à la base des séries, obligeant à concevoir un trajet descendant, transversal aux strates, des fluides expulsés, hydrologiquement irréaliste.

4) Age souvent postérieur de peu à la sédimentation, chaque fois qu'on a pu l'établir (voir Kontak *et al.*, 1994) : l'ensemble de la série sédimentaire surincombante n'est pas encore constituée, n'assure donc pas la compaction, ni ne peut être elle-même compactée.

5) Données isotopiques plomb :

Elles permettent de distinguer 2 sous-types :

- les gisements à plomb B, dont l'âge modèle est antérieur aux encaissements des gisements, plomb séparé très précocement de l'uranium dans le socle (âge hercynien sur socle hercynien), mais qui peut avoir voyagé dans les bassins sédimentaires postérieurs.

- les gisements à plomb J, caractérisés par une augmentation très forte du plomb 206 issu de l'uranium 238 (donnant des âges modèles futurs). Ils nécessitent un murissement tardif et suffisamment long dans un milieu à rapport U/Pb élevé (Pélissonnier, 1983). **Seuls les socles granitiques protérozoïques satisfont à cette double condition.** (cf. Doe *et al.*, 1983).

Comment a-t-on pu envisager un tel modèle ?

Ce modèle par compaction a été conçu à partir des données sur les saumures de bassins recueillies par les géologues pétroliers, saumures qui contiennent certaines teneurs en métaux de base. Or d'une manière générale les modèles de paléocirculations de fluides proposés par les géologues pétroliers et transposés pour les fluides à l'origine des gisements MVT considèrent les socles sur lesquels reposent les séries transgressives encaissant ces gisements comme imperméables (par ex. Bethke, 1986). Avec une telle hypothèse la source ne peut être que dans le bassin. Or ce n'est pas la réalité observée. La perméabilité fissurale des socles est une donnée bien établie par les hydrogéologues (par ex. observations lors du creusement des grands tunnels alpins à plusieurs milliers de mètres sous la surface dans des massifs cristallins, travaux d'alimentation en eau des pays du Sahel...) : Peretti, 1971 ; Biscardi, 1968 ; Suszczynski, 1968 ; Lenck, 1977. Ce «dogme» des eaux de bassin conduit certains auteurs à des acrobaties, comme celle de ces eaux de bassin qui pénètrent dans les socles pour en acquérir les caractéristiques isotopiques soufre (Shelton *et al.*, 1995). Que les fluides à l'origine des gisements MVT, tout en provenant de socles, puissent acquérir certaines caractéristiques des eaux de bassin paraît tout à fait plausible : en effet les eaux de socle remontantes «lèchent» la base de la couverture constituées souvent de niveaux évaporitiques. On peut donc extrapoler sans hésitations la conclusion obtenue pour Touissit-Bou Beker-El Abed : **la source des métaux se trouve dans le socle.** Ainsi est-ce la nature du socle et son âge, qui détermine le caractère isotopique du plomb des gisements, plomb J ou plomb B.

3.2.2. Moteur de la circulation des fluides

Chaque district MVT important paraît en liaison avec un grand linéament :

St^e Geneviève Fault pour le **Missouri Old lead belt** (Spurr, 1926)

McDonald Fault pour **Pine Point** (Campbell, 1966)

Miami Trough pour le **Tristate** (McKnight et Fischer, 1970)

38 th parallel lineament pour l'ensemble des districts de la vallée du Mississippi, de l'Illinois et du Kentucky (Heyl, 1972).

Virburnum Trend pour le Missouri New lead belt (Kisvarsanyi, 1977).

Periadriatic line pour les gisements alpins (Brigo *et al.*, 1977)

Sparagmite basin pour Laisvall, Suède (Bjørlykke et Sangsser, 1981)

Flexure santanderine (Barbanson et Touray, 1990)

Faïlle sous cévenole (Macquar *et al.*, 1990)

Rift de la Mer Rouge (Pouit et Marcoux, 1990)

Zawiercier Zeszotary line pour la Haute Silésie (Haranczyk, 1993)

Rift de Wadi al Jawf pour Jabali (Yemen) (Al Ganad *et al.*, 1994).

Comme Bouladon et de Graciansky (1985) l'ont très bien montré dans le cas de la France ces linéaments ont joué en extension au moment de la sédimentation de la série encaissante et pendant la mise en place de la minéralisation, avec une certaine permanence dans le temps, comme tendent à le montrer les mesures d'âge de la mise en place des minéralisations par

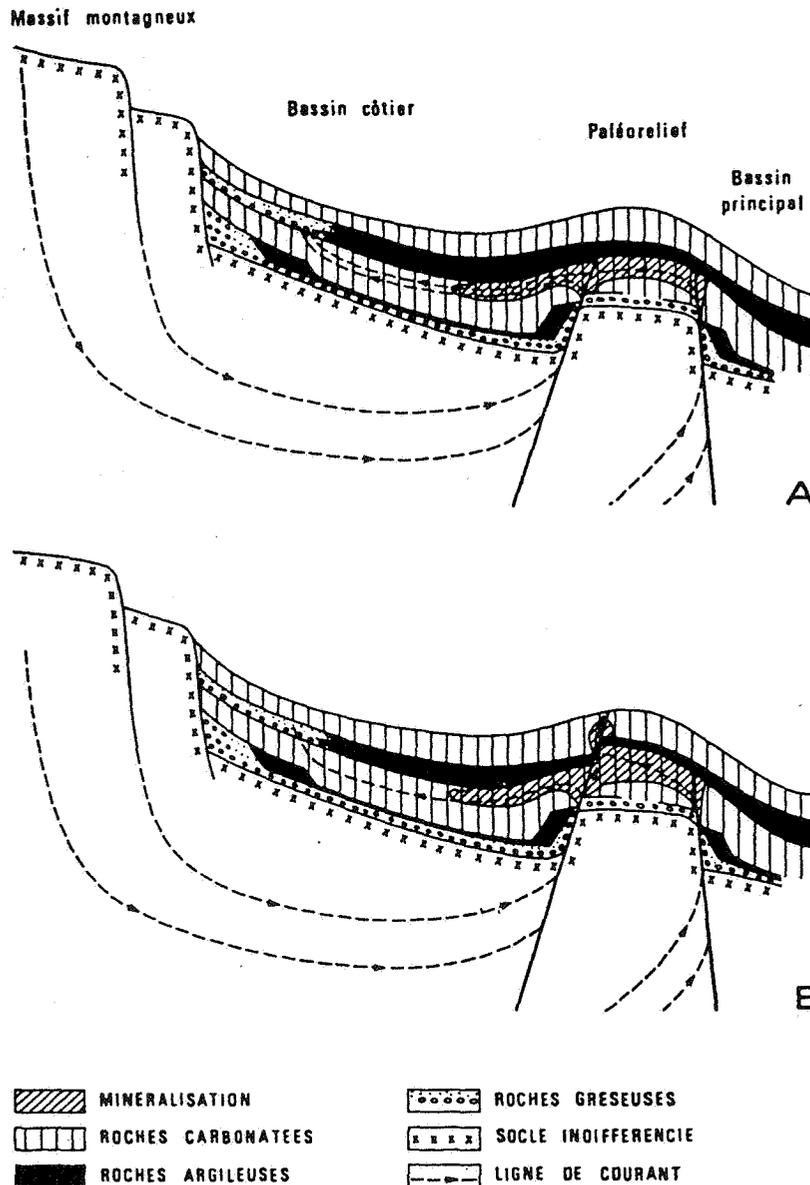


Figure 15. Schéma structural d'ensemble d'une région minéralisée en plomb-zinc du type «Mississippi Valley», dans un stade d'érosion peu avancée, avec indications des circulations : A. Sur le paléorelief, l'écran supérieur oblige les solutions à circuler parallèlement aux strates. B. Sur le paléorelief, l'écran supérieur crevé permet dans une certaine mesure la sortie directe des solutions.

Par rapport à ce modèle (Péligon, 1967), les circulations des fluides se feraient au droit des paléoreliefs, sans court-circuit direct de l'eau de pluie tombée en altitude. Celle-ci exerce simplement une charge hydrostatique qui contraint les eaux chauffées par la montée de l'asthénosphère à être évacuée au niveau du paléorelief.

rapport à celle de sa formation encaissante (Kontak, 1994). Ces époques sont celles où les régions considérées sont soumises à des mouvements crustaux profonds (montée de l'asthénosphère, prélude à une océanisation) encore que masqués par la continuité de la couverture, c'est-à-dire correspondent souvent à des rifts **avortés**, comme Al Ganad *et al.*, 1994 l'ont proposé pour Jabali (Yémen). La montée en température des fluides enfouis dans les socles les mobilisent vers la surface en les rendant plus légers. Ceux-ci émergent aux points les plus bas possible, compte tenu de la disposition des écrans imperméables.

3.2.3. Canalisation des fluides

Cette disposition des écrans imperméables à la base des couvertures est telle qu'elle laisse des points de passage obligés **extrêmement restreints** (paléinsules et/ou failles de rejet supérieur à la puissance des séries argileuses recoupées (fig. 15), Pélissonnier, 1961, 1965) qui, en canalisant le flux, assure sa concentration, condition nécessaire pour déposer un tonnage important de métal dans un espace restreint.

3.2.4. Mode de dépôt

L'absence d'uranium dans les gisements MVT milite pour un fluide réducteur, qui selon le diagramme d'Anderson (fig. 1) dépose son contenu métallique par augmentation du pH. L'intérêt de la modélisation du fluide réalisée par Makhoukhi (1994) a été de nous montrer que les contraintes permettaient d'obtenir un fluide suffisamment acide (pH = 4,01) pour solubiliser le plomb, ce que Anderson (1975) n'estimait pas possible. Ensuite, l'augmentation du pH du fluide entraînant le dépôt des métaux, tel que proposé par Makhoukhi (1994), grâce à la dissolution des carbonates, est bien en phase avec les observations réalisées dans beaucoup de districts, qui font état de karstifications hydrothermales sous couverture (par ex. en Haute Silésie, Pologne : Bogacz *et al.*, 1970, Sass- Gustkiewicz *et al.*, 1982). La réactivité du fluide sur l'encaissant carbonaté est-il bien le seul paramètre qui conditionne le dépôt ? Certains exemples, où il n'est pas possible de faire intervenir la dissolution de carbonates, donnent à penser que la diminution de pression lors de la remontée des solutions pourrait intervenir. En voici un.

Des filons plomb-zinc existent au Maroc près de Sidi Bou Othmane à la bordure nord des Jebilets associés à la faille majeure qui limite ce massif paléozoïque de la plaine de la Bahira constituée aux affleurements de Crétacé. Il s'agit d'une faille initialement normale

d'extension horizontale, prolongement direct de l'accident plus à l'Est qui a déterminé la sédimentation jurassique plus épaisse du Haut Atlas par rapport aux plateaux algéro-marocains plus au nord. Comme cet accident, la faille de Sidi Bou Othmane a joué en faille inverse lors de la compression alpino-atlasique. A proximité de cette faille, dans le socle paléozoïque des Jebilets, on a découvert et exploité superficiellement dans les années 80 un champ filonien à Koudiat El Hajel à 3 km au NE de Sidi Bou Othmane (Pélissonnier, 1984). Il s'agit de filons à remplissage de galène **massive** de plusieurs décimètres de puissance avec gangue carbonatée et un peu de quartz encaissés dans des schistes et grès. Ces filons sont actuellement couchés près de la surface pris dans un mégafauçage lié à la montée des Jebilets par rapport à la plaine de la Bahira, mais la structure interne de leur remplissage fibro-radiée à partir des parois s'interprète comme un remplissage de vides. vers 50 mètres environ sous la surface, **la galène fait place brutalement à la blende**. Les travaux ne sont pas descendus plus profonds, mais on peut relier ces minéralisations à celles exploitées durant plusieurs dizaines d'années directement à l'ouest de Sidi Bou Othmane et constituées de **filons à blende qui devenaient stériles brutalement à 120 mètres de profondeur**. Si l'on fait abstraction du magasin, l'analogie de zonalité avec la fig. 8 coupe du sillon H de Touissit est frappante ! Et là on ne peut faire intervenir la dissolution d'un horizon carbonaté.

D'ailleurs des minéralisations en plomb beaucoup plus importantes à caractère stratiforme **encaissés dans des grès quartzeux** sont souvent rattachés au type MVT (Largentière, Ardèche France ; Laisvall, Suède) dont ils se rapprochent par beaucoup de caractères (sauf la nature d'encaissant) et une certaine continuité spatiale.

On doit donc envisager un autre paramètre conditionnant la précipitation du plomb (et du zinc), indépendant du caractère chimique de l'encaissant. Des études devraient être développées pour étudier la variation de solubilités du plomb et du zinc dans les saumures chlorurées en fonction de la pression.

4. LES GRÈS, SCHISTES ET MARNES CUPRIFÈRES (Kupferschiefer, KS)

4.1. LA PROVINCE D'EUROPE CENTRALE

En Allemagne dans la région de Mansfeld au SE du massif ancien du Harz a été exploitée sans interruption depuis 1199 jusqu'à maintenant une couche mince subhorizontale de schistes cuprifères extrêmement continue : ce sont les fameux

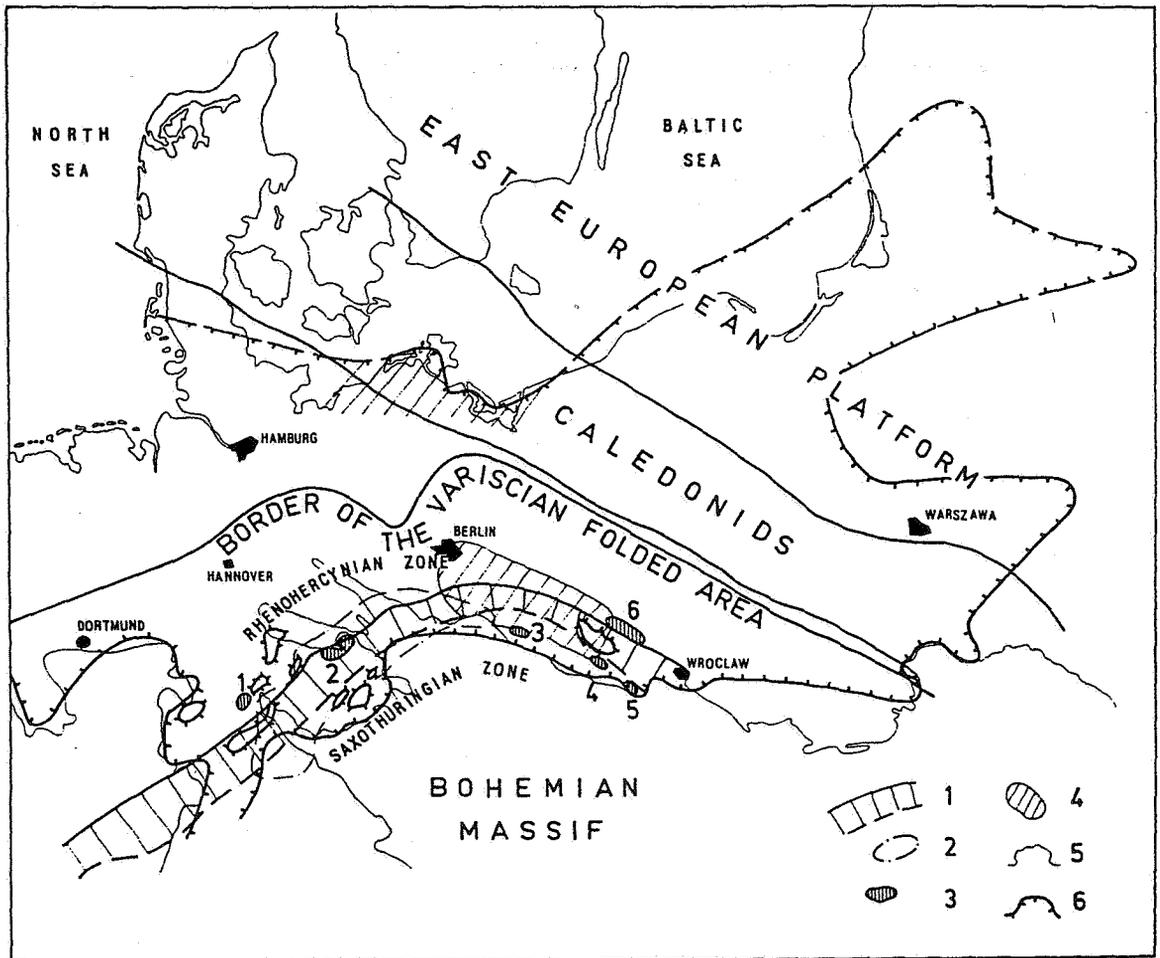


Figure 16. L'Aire de dépôt des Kupferschiefer en Europe centrale, d'après Rentzsch (1974).

1. Zone hercynienne saxo-thuringienne ; 2. Fosse molassique de Saale (Silésien supérieur) ; 3. Districts cuprifères [1] Richelsdorf - 2) Mansfeld-Sangerhausen - 3) Basse Lusace - 4 et 5) Synclinal nord sudétique - 6) Monoclinale présudétique] ; 4. Faciès rote Fäule ; 5. Affleurements prétertiaires du socle plissé varisque ; 6. Aire de dépôt des Kupferschiefer.

Kupferschiefer (KS). Ce niveau a été retrouvé dans le Sud-Ouest de la Pologne par un sondage pétrolier en 1957 et donne lieu depuis la fin des années soixante dans le district de Lubin à une exploitation très importante, car les puissances et les teneurs y sont beaucoup plus élevées qu'au Mansfeld. Au Mansfeld la production de cuivre n'a pas dépassé 2,2 millions de tonnes en huit siècles, alors que les réserves estimées au départ dans le district de Lubin dépassaient largement 50 millions de tonnes de cuivre métal.

Après une description générale de la structure géologique de la province, les minéralisations seront décrites plus particulièrement sur le district du Mansfeld pour lequel on dispose encore de données plus détaillées. Mais les particularités de Lubin seront soulignées par comparaison. Les données utilisées proviennent principalement de Erzberger *et al.*, (1968), Jung et Knitzsche (1976), Oszczepalski (1989).

4.1.1. Situation géologique (fig. 16)

Les minéralisations sont liées à la transgression du Permien sur un socle plissé et métamorphisé au Calédonien et à l'Hercynien.

Les premiers dépôts permien sont constitués de molasses **rouges** (conglomérats, grès, silts) à la base desquelles on trouve localement des roches ignées, principalement effusives -basaltes, andésites et trachytes- rapportées à l'Autunien (285-275 Ma, Speczik et Rydzewski, 1983). Ces niveaux volcaniques affleurent en Allemagne dans la région de Halle. Ils sont beaucoup plus développés en profondeur en Pologne occidentale, atteignant une puissance de 1500 m en roches alcalines (Jowett *et al.*, 1987). L'ensemble -volcanites et sédiments rouges- correspond au Rotliegendes. La fig. 16 met en évidence la liaison des districts miniers d'Allemagne avec une zone de surépaisseur du Rotliegendes, très subsidente-la fosse saalique. **Cette fosse avec son**

volcanisme alcalin, sa tectonique d'extension et son caractère subsident a tous les attributs d'un rift intracontinental. Les figs 17 et 18 montrent en Allemagne en plan et en coupe la disposition de la fosse saalique. La figure 18 montre en outre la transgression de la série d'Eisleben à la fois sur le socle paléozoïque et le Rotliegendes. Cette série d'Eisleben correspond au Weissliegende, séquence cyclique de grès blancs et de silstones, initialement intégrée à la partie supérieure du Rotliegendes. La transgression se poursuit avec le niveau des Kupferschiefer qui sera décrit plus loin en détail. L'extension de ce niveau est indiqué sur la fig. 16. Il faut souligner ce caractère transgressif des Kupferschiefer : ce n'est pas un niveau stratigraphique isochrone, seulement un niveau isofaciès. Ainsi Wedepohl (1964) a pu démontrer que les marnes bitumineuses de Gröditz et Haasel (dénomination polonaise Grudziec et Zlotoryja) en Basse Silésie se sont déposés **plus haut stratigraphiquement** que les schistes cuprifères de l'Allemagne nord occidentale, à une dizaine de kilomètres de la limite extrême de la transgression du Zechstein. Quel phénomène a provoqué cette transgression, c'est-à-dire une variation brutale du

niveau relatif océan/continent ? Ce peut être une variation eustatique, liée par ex. à la fonte de calottes glaciaires. Cependant les mouvements subsidents notés pour expliquer les variations d'épaisseur des séries sous-jacentes restent une hypothèse plus plausible.

Au-dessus des schistes cuprifères viennent les séquences calcaires, puis évaporitiques du Permien supérieur (Zechstein). Ces séquences salifères sont de puissance réduite dans le bassin du Mansfeld. Ultérieurement au Mésozoïque la région a été soumise à une tectonique de horsts et grabens, réactivée au Cénozoïque en liaison avec les mouvements alpins (tectonique dite « saxonnienne »). Cette tectonique, orientée selon deux directions conjuguées NW-SE et SW-NE, a fait remonter à l'affleurement dans les horsts des blocs de socle paléozoïque. Ainsi le massif du Harz, directement au NW du Mansfeld, a-t-il été soulevé tardivement. Au Permien, contrairement à ce qu'on a pensé pendant longtemps, ce massif était immergé, comme le montrent les analyses (sédimentologie, puissance, direction des courants) dans le matériel détritique du Rotliegendes (Erzberger *et al.*, 1968).

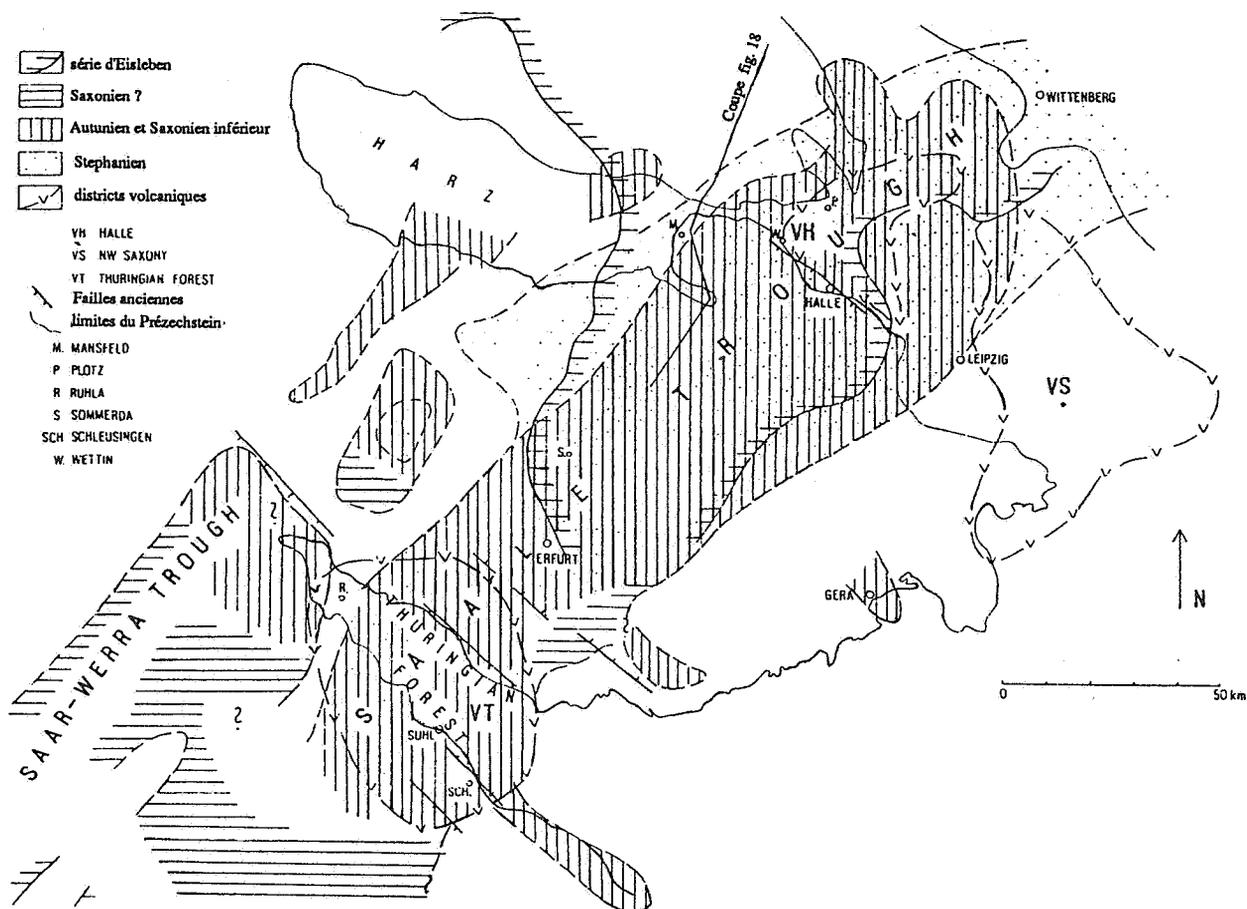


Figure 17. La fosse de Saale en Allemagne, d'après Lütznier *et al.* (1981).

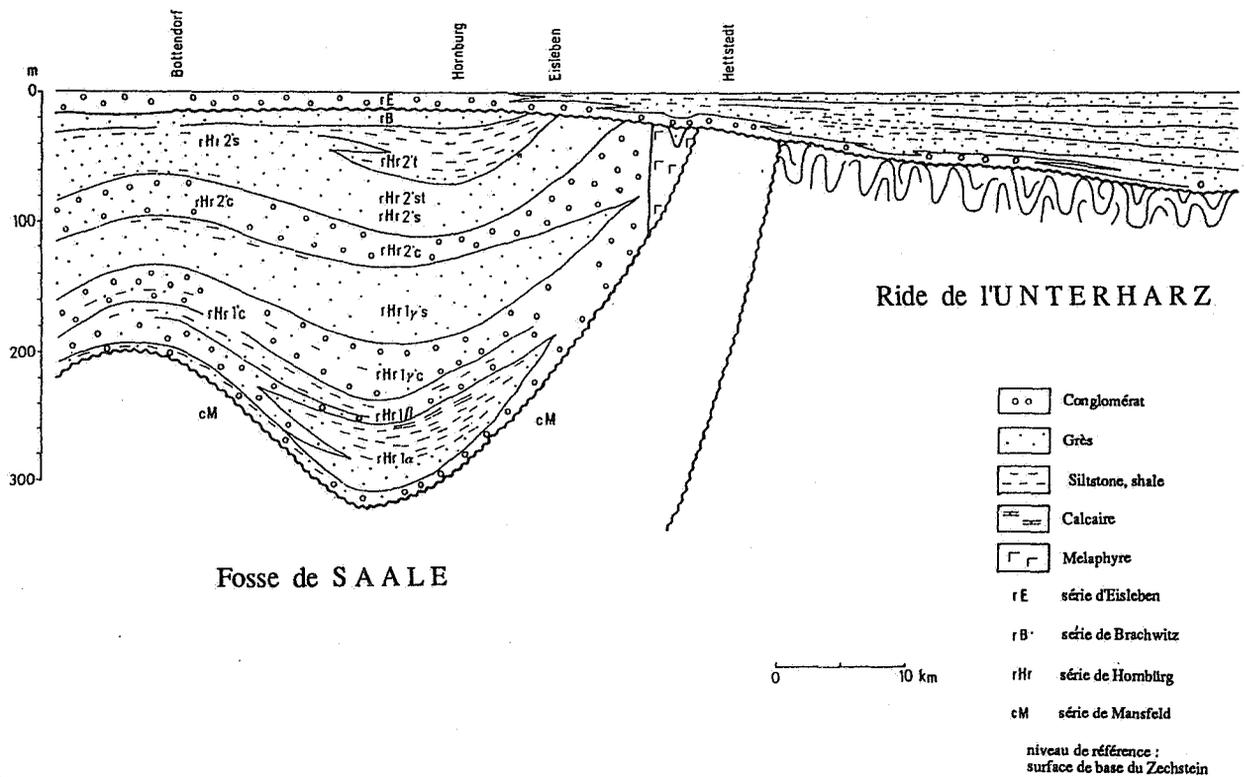


Figure 18. Coupe à travers la fosse de Saale, d'après Lützner *et al.* (1981).

4.1.2. Le niveau des schistes cuprifères (Kupferschiefer sensu stricto)

La figure 19 représente la coupe standard en Allemagne du niveau des Kupferschiefer avec la subdivision en cinq sous-niveaux principaux dont la puissance totale moyenne est de l'ordre de 30 à 40 cm, ce qui n'est pas sans poser des problèmes pour l'exploitation. Dans son ensemble le Kupferschiefer est une marne argileuse à grain fin (100 à 200 μ), finement laminée et contenant des constituants carbonés. Hors sulfures les minéraux principaux sont : illite (18-27 %), quartz (4-18 %), chlorite, calcite, dolomite, feldspaths, biotite, séricite, gypse, anhydrite, bitume soluble, bitume solide, glauconie. La figure 20 fournit une distinction chimique entre les 5 sous-niveaux : traduite en minéralogie, elle indique une croissance des carbonates vers le haut ; une décroissance des sulfures et du fer ferreux vers le haut, c'est-à-dire une évolution vers un niveau moins réducteur. Cependant le carbone organique présente un maximum au niveau de Grobe Lette. Feine Lette, plus riche à la fois en SiO_2 et Al_2O_3 , est plus argileux que Grobe Lette. La figure 21 visualise les variations de puissance des schistes cuprifères dans le district du Mansfeld. Dans certaines zones le niveau des schistes cuprifères apparaît rouge sans que sa structure soit

modifiée ; c'est le faciès «Rote Fäule», car il a été rencontré la première fois au niveau des Fäule (fig. 19). Corrélées à la couleur rouge, les anomalies suivantes ont été reconnues dans ce faciès (fig. 22) : puissance moindre des KS, teneur en quartz plus élevée allant de pair avec une augmentation de la taille des particules (100-600 μm), richesse plus grande en fossiles, plus de carbonates particulièrement du pôle calcite, parfois même faciès corallien avec oolithes. Les Rote Fäule correspondent, soit à des zones isolées dont le diamètre va de quelques centaines de mètres à quelques dizaines de kilomètres, soit à des bordures continues du bassin. Dans le premier cas il est clair qu'il s'agit de haut-fonds relatifs dans la paléogéographie ; les minéralisations sont alors **particulièrement riches** à la périphérie de ces zones avec une zonalité dans les minéraux concernant à la fois leurs encaissants et leur contenu en métaux (fig. 23) ; la genèse de la couleur rouge sera discutée plus loin. Dans le second cas on a affaire à l'oxydation normale à la périphérie d'un continent et aucune minéralisation n'existe en bordure. En Pologne il faut signaler que les zones de Rote Fäule qui s'étendent au NW de la zone minéralisée se trouvent directement au-dessus de la région de grande puissance des volcanites autuniennes.

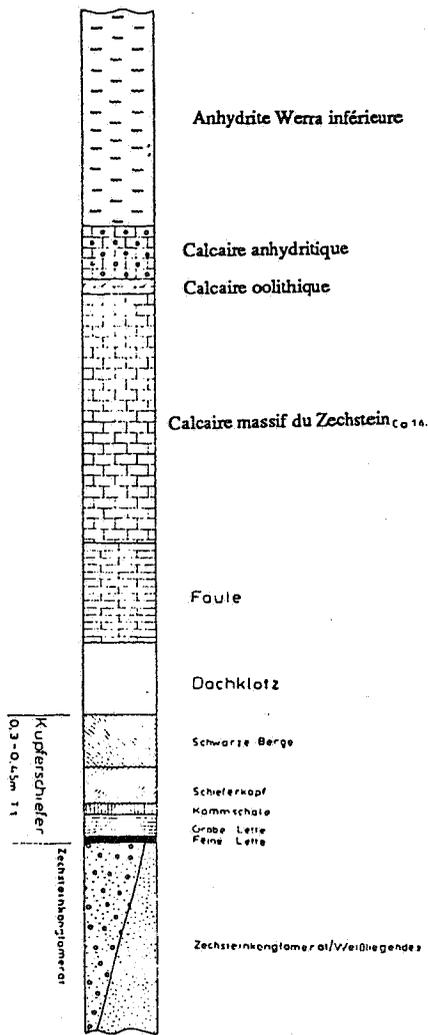


Figure 19. Coupe-type des Kupferschiefer, d'après Jankowski et Remus (1963).

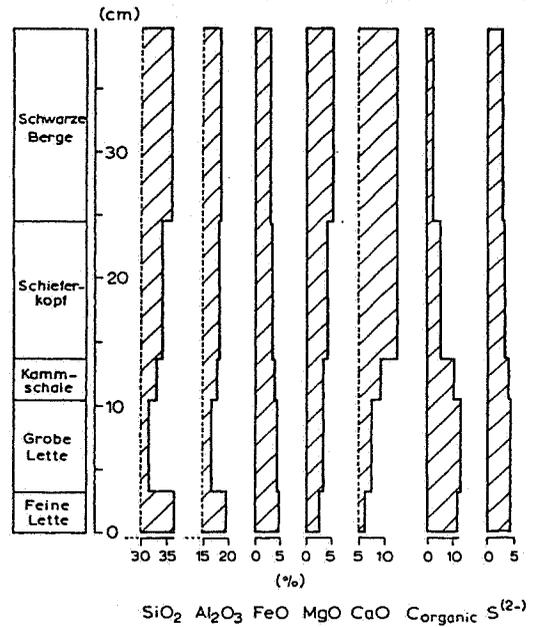


Figure 20. Evolution géochimique verticale des Kupferschiefer, d'après Jung et Knitzschke (1976).

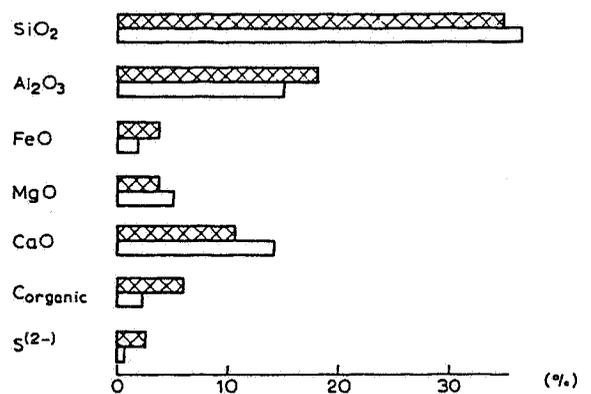


Figure 22. Comparaison géochimique entre les Kupferschiefer normaux (barres croisées) et le faciès Rote Fäule (barres blanches), d'après Jung et Knitzschke (1976).

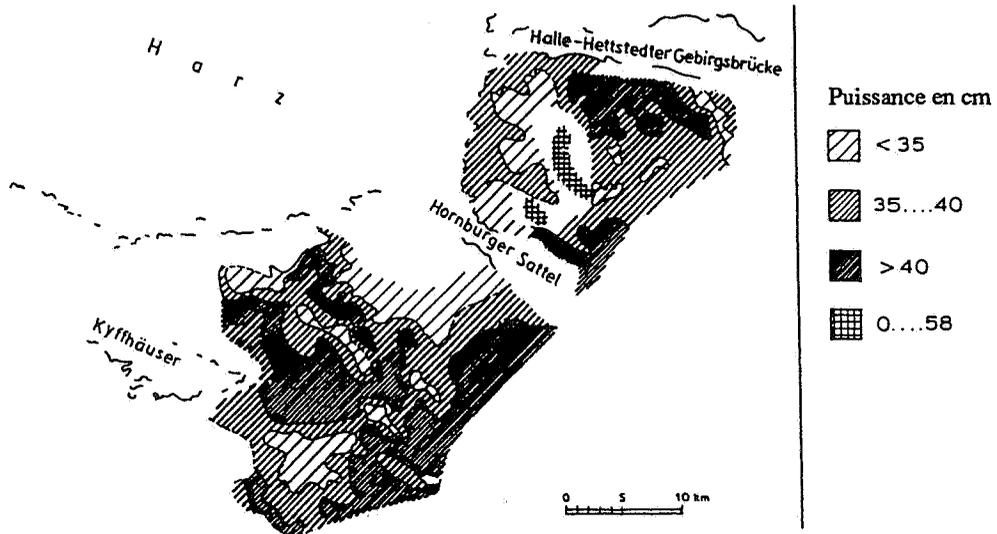


Figure 21. Variation de puissance des Kupferschiefer dans le district du Mansfeld, d'après Erzberger *et al.* (1968).

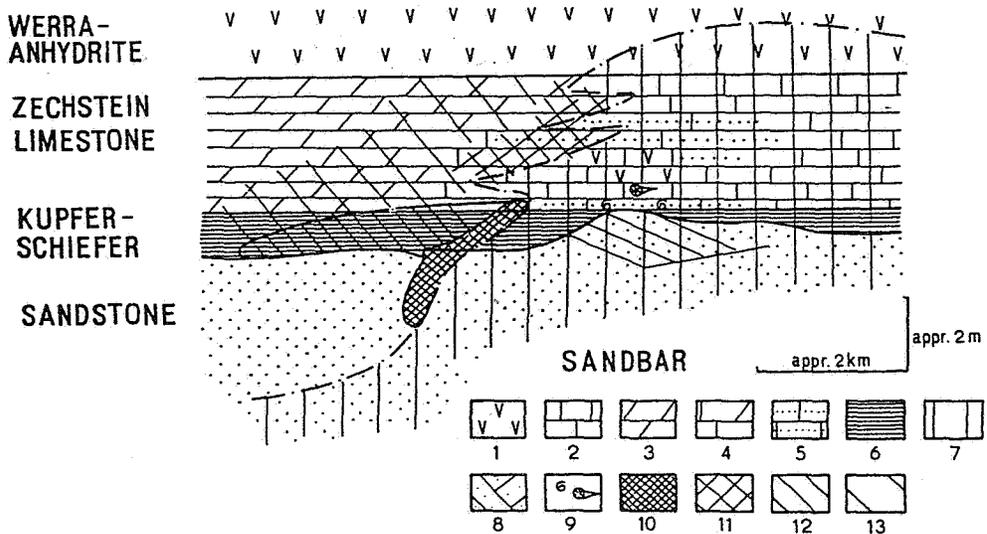


Figure 23. Coupe schématique de la zone de bordure du faciès Rote Fäule, d'après Rentsch (1974).

1: anhydrite - 2: calcaire - 3: dolomie - 4: calcaire dolomitique - 5: intercalations sableuses dans le calcaire - 6: Kupferschiefer - 7: faciès Rote Fäule - 8: grès - 9: macrofossiles - 10: minéralisation cuprifère à teneur économique - 11: minéralisation cuprifère - 12: minéralisation Pb-Zn - 13: minéralisation Pb-Zn.

4.1.3. Minéralisations

La figure 23 donne une indication schématique sur l'encaissant des minéralisations. Au Mansfeld l'encaissant est essentiellement le niveau mince de marnes carbonées détaillé au paragraphe précédent avec sa puissance extrêmement faible de quelques décimètres.

Dans le district de Lubin par contre 50 % du cuivre se trouve dans les grès du Weissliegenden, 20 % seulement dans les marnes carbonées et 30 % dans les niveaux plus carbonatés du toit. La puissance est de 4 mètres avec d'importantes variations selon les zones (fig. 24).

* Texture

Dans les grès du Weissliegenden constituées pour 90 % par du quartz, la minéralisation se trouve en ciment. Dans la partie sommitale les sulfures, principalement la chalcocite, remplacent les grains détritiques, ne laissant que de rares reliques. A noter dans ces grès des ciments argileux, **sulfatés** et localement phosphatés et boratés (Kucha, 1990).

Dans les marnes carbonées le minéral ressemble à une roche sédimentaire : les sulfures sont disséminés en fines punctuations ou soulignent en très minces filets la lamination de la roche.

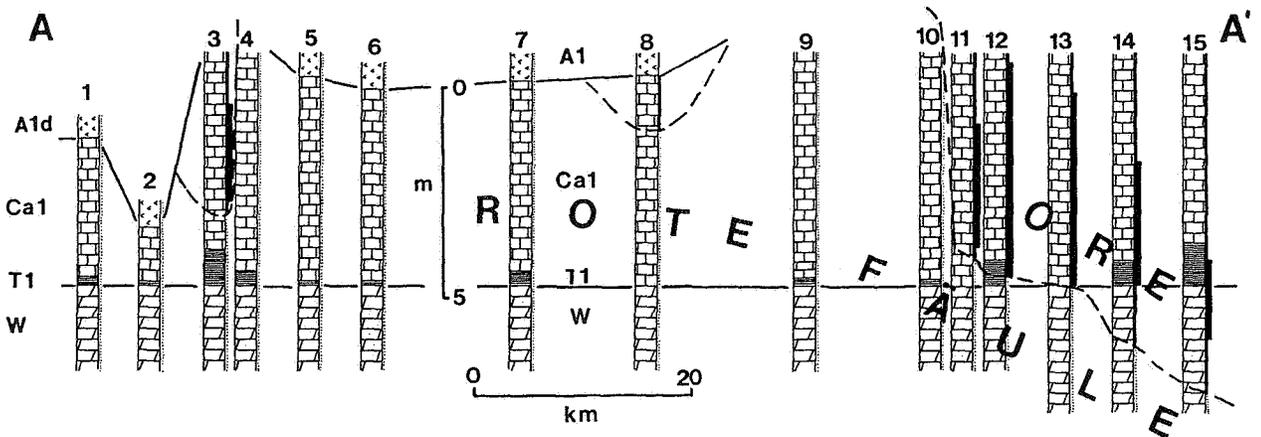


Figure 24. Position lithologique du minéral en bordure des Rote Fäule à Lubin, à partir de 15 sondages, d'après Oszczepalski (1989).

A1d, anhydrite ; Ca1, dolomie et/ou calcaire ; T1, shale ; W, grès. Les barettes noires indiquent la position du minéral.

Dans les roches marneuses sombres du toit s'y ajoutent des veinules subverticales discordantes sur la stratification horizontale, minutieusement décrites par Jowett (1987). Ces veinules sont minces et en forme de lentilles ; leurs dimensions habituelles sont : puissance 1 à 3 mm, hauteur 30-35 cm, longueur 50-70 cm. Jowett (op. cité) montre par des photographies que ces veinules sont plissotées dans des terrains qui ne le sont pas, ce qui s'interprète classiquement comme une déformation par compaction, impliquant une mise en place très précoce de ces veinules.

*** Zonalités**

La figure 25 donne les principales paragenèses repérées aussi bien au Mansfeld qu'à Lubin. Ces paragenèses se succèdent dans l'espace, définissant une zonalité.

A partir des Rote Fäule à paragenèse hématite sans métaux de base, on passe successivement aux paragenèses covellite-idaïte, chalcocite, bornite-chalcocite, bornite, bornite-chalcopirite, chalcopirite-pyrite, galène-blende-chalcopirite, galène-blende, pyrite. L'examen au microscope à réflexion montre que chaque paragenèse se développe par remplacement de celle qui la suit. On se trouve donc typiquement dans la logique d'une colonne métasomatique. Vues en plan et limitées aux métaux de base, ces zonalités à partir des zones hématitisées sont dans l'ordre cuivre-plomb-zinc (fig. 23 pour le Mansfeld, fig. 26 pour Lubin). On remarquera l'importance du zinc au Mansfeld et celle du plomb à Lubin. Au Mansfeld le tonnage total en zinc métal est beaucoup plus important que celui du cuivre ; la surface où le poids métal zinc est supérieur à 30 kg/m² est à peu près comparable à celle où le poids métal cuivre est supérieur à 12 kg/m² (Eisenhuth et

Kautzsch, 1954), mais les teneurs n'en permettent pas l'exploitation.

*** Géochimie**

Les tableaux 3 et 4 donnent quelques indications quantitatives sur les teneurs au Mansfeld et à Lubin respectivement. Dans le tableau 2, par rapport aux données de Jung et Knitzschke (1976), j'ai ajouté l'uranium grâce à un échantillonnage effectuée dans les années 70 par Louis Guilloux à Sangerhausen (Sud de Mansfeld). L'indication de thucolite - hydrocarbure solide chargé d'uranium - dans le tableau 4 indique qu'à Lubin aussi il existe des concentrations uranifères (teneur moyenne 42,5 ppm U d'après Kucha, 1990). Celles-ci ont été systématiquement occultées selon les règles qui ont régi le monde soviétique jusqu'à sa désintégration. Les platinoïdes et l'or sont présents à la base des marnes carbonées de Lubin. Kucha (1983, 1984) en a donné des descriptions minéralogiques très soignées. On doit remarquer en outre dans les tableaux 3 et 4 l'importance de certains éléments tels que cobalt, nickel, vanadium, molybdène, et arsenic. Ces éléments - de même que l'uranium - sont souvent associés aux hydrocarbures et c'est manifestement le cas ici. Par ailleurs parmi ces éléments certains - Co, Ni, V - sont souvent associés à des roches ignées mafiques, de même que le cuivre d'ailleurs.

4.1.4. Données isotopiques

*** Plomb**

Les données isotopiques plomb ont fait l'objet d'une étude par Wedepohl *et al.*, (1978). Ces auteurs, ignorant sans doute les teneurs en uranium des

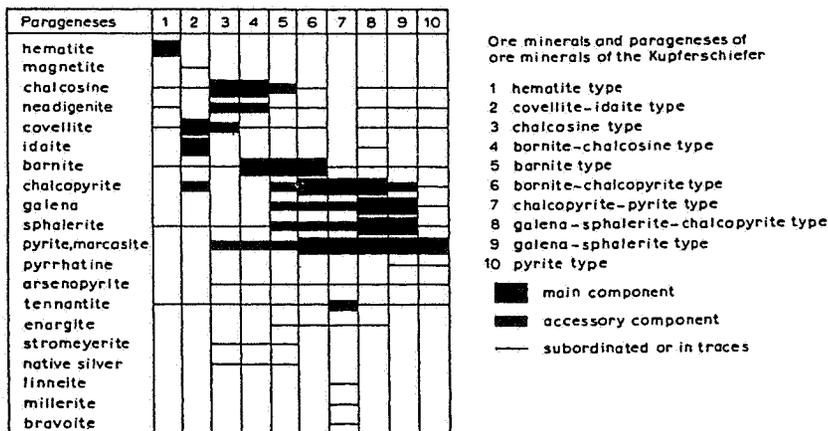


Figure 25. Principales paragenèses dans les schistes et grès cuprifères d'Allemagne et de Pologne, d'après Jung et Knitzschke (1976).

	Métaux principaux (%)			Traces (g/t)															
	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Mo	Se	Cd	Tl	Ge	Re	Te	U	As	Sb	Hg	Bi
Dachklotz	0,14	0,14	0,18	9	16	37	74	43	5	5	3	8	20	<3	26	22	10	<2	<2
Schwarze Berge	0,23	0,40	0,50	14	28	61	141	73	8	8	6	8	21	<3	29	74	10	<3	<2
Schieferkopf	0,69	0,57	1,25	36	46	78	315	119	20	20	7	8	21	3	65	87	11	3	2
Kammschale	1,79	0,76	1,67	107	86	111	751	253	34	29	15	8	22	3	214	146	12	3	2
Grobe Lette	2,90	0,86	1,85	191	144	140	914	308	48	34	13	9	21	3	1420	327	20	3	3
Feine Lette	2,57	0,61	0,96	183	159	147	877	251	48	18	20	9	21	3	550	855	44	3	2
Sand ore	2,95	0,84	1,02	147	102	90	115	79	13	45	14	8	22	<3	40	162	45	<2	<2

Tableau 3. Données quantitatives géochimiques sur les Kupferschiefer du bassin du Mansfeld, d'après Jung et Knitzschke (1976), avec l'uranium en supplément d'après une coupe réalisée à Sangerhausen.

Puissance des shales (m)	Cu	Pb	Zn	Hg	Ag	Au	Pd	Pt	N
bitumineux 0-0.2	1.8-39.1	0.04-0.5	0.08-0.1	1-53	120-3500	≤0,6-10		0.01-0.9	39
	7.1	0.1	0.06	15	286	1.5		0.1	
dolomitique 0-1.0	0.2-15.0	0.2-0.6	0.04-0.1	1-20	50-1000	0.01-0.1		0.01-0.2	84
	2.3	0.3	0.06	5	89			0.05	
glaucconieux 0-0.3	4.0-5.8	env. 0.1	env. 0.05		44-280	0.01-0.7			5
	4.7				98	0.08			
à Pb 0-0.5	0.2-5.2	0.5-15.8	0.8-1.8	3-27	60-280	0.01-0.3			24
	1.2	3.8	1.1	8	172	0.18			
à Zn 0-1.0	0.2-0.6	0.5-2.1	0.66-10.2	4-48					17
	0.4	0.8	2.5	9					
à Pb-Ag-Hg-Cu 0-0.3	0.4-1.2	1.8-8.9	0.6-3.1	9-800	100-1500	≤0.1-2	0.01-0.2	0.04-0.1	9
	1.0	3.8	1.0	61	236	1	0.09	0.07	
à métaux précieux 0-0.1	0.2-1.2	env. 0.1	env. 0.1	8-1500	310-5780	1-3000	2-1000	2-340	31
	0.8			174	1222	40	37	18	
Thucholite 0-0.02	0.1-1.4	env. 0.2	env. 0.05	9-800	30-420	1-200	2-100	2-80	5
	0.8			39	286	31	21	15	

Tableau 4. Concentration des métaux lourds dans les shales du Zechstein d'après Kucha (1990).

Ligne du haut : intervalle de variation ; ligne du bas : moyenne ; Cu, Pb et Zn en % poids ; Hg, Ag, Au, Pd, Pt en ppm ; N = nombre d'échantillons.

minerais, se sont placés dans le cadre des hypothèses de la méthode Pb-Pb, non valables en raison des teneurs en uranium des gisements. Le fait que la composition isotopique du plomb ait évolué jusqu'à aujourd'hui dans certains échantillons est attestée par ex. par l'échantillon de Lubin qui se place au voisinage de l'isochrone zéro sur la courbe d'évolution à 2 stades de Stacey et Kramers (1975). Il y a sur l'ensemble des échantillons analysés une très large fourchette pour le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18,233 à 18,790, qui traduit l'hétérogénéité du rapport

U/Pb selon les échantillons. Il n'est donc pas possible d'en tirer des conclusions sur la provenance du plomb.

* Soufre

Les isotopes Soufre ont fait l'objet de nombreuses études. Rösler *et al.*, (1968) mettent en évidence le caractère extrêmement léger du soufre des Kupferschiefer au Mansfeld : $\delta^{34}\text{S}$ de -28 à -43 ‰. De manière plus précise Rösler *et al.*, (op. cité) mettent

en évidence une différence entre les 40 centimètres inférieurs de la couche (-28 à -37 ‰) et les 40 centimètres supérieurs (-38 à -43 ‰). Marowsky (1969) par ailleurs montre que le soufre des sulfures de cuivre est plus lourd (-23 à -38 ‰) que le soufre de la pyrite (-28 à -41 ‰). On peut interpréter ces valeurs très négatives comme résultant de la réduction bactérienne des sulfates marins. Mais ce n'est pas la seule hypothèse possible. Les auteurs l'admettent en général pour la pyrite framboïdale, bien qu'on puisse la contester. Pour les sulfures de cuivre, les données rapportées plus haut ne permettent pas de les interpréter par voie biochimique. En effet aux faibles températures obligatoires pour cette voie, leur soufre en équilibre isotopique avec celui de la pyrite devrait être plus léger que celui de la pyrite d'après les données rapportées par Ohmoto et Rye (1979). Or il est plus lourd d'après les données de Marowsky. Ce soufre des sulfures de cuivre, plus lourd à la base des Kupferschiefer qu'à leur sommet d'après Rösler *et al.*, (op. cité) pourrait alors provenir de fluides ascendants par réduction des sulfates, sans intervention biogénétique (Jowett *et al.*, 1987). Jowett *et al.*, (1991) mettent en évidence des différences dans le $\delta^{34}\text{S}$ entre des nodules ou veinules de pyrite-marcasite et de la pyrite disséminée adjacente aux nodules. Le soufre des nodules/veinules serait plus lourd et serait apporté à partir du substrat, tandis que le soufre de la pyrite disséminée serait plus 'indigène'.

La différence isotopique pour un couple galène-pyrite indique 61° C et pour un couple bornite-chalcopyrite 60-90° C (Jowett *et al.*, 1991). La chalcocite orthorhombique conduit, elle aussi, ces mêmes auteurs à une estimation dans la même gamme de température (< 105° C).

4.1.5. Genèse

La genèse des Kupferschiefer a donné lieu à de nombreuses interprétations successives depuis plus d'un siècle (voir par ex. Jung et Knitzsche, 1976).

Je ne discuterai que des plus récentes, prenant en compte particulièrement celles découlant des observations sur le district de Lubin.

* Mode de dépôt

La très grande superficie couverte par le niveau très peu puissant des Kupferschiefer a conduit beaucoup d'observateurs à envisager un dépôt syngénétique de la sédimentation. Le caractère relativement imperméable de ce niveau par rapport à ses encaissants est en outre un argument très fort pour la syngénèse : comment des solutions pourraient-elles

percoler préférentiellement dans ce niveau postérieurement à son dépôt ?

Au début du siècle on a donc cherché une alimentation en cuivre parallèle à l'apport sédimentaire terrigène. Dans cette optique les Rote Fäule ont été considérés comme des zones balayées par des eaux douces oxydantes en provenance du continent voisin, c'est-à-dire du Harz supposé émergé. Pour de nombreuses raisons cette conception n'est plus tenable : d'une part le Harz n'était probablement pas émergé (voir ci-dessus), d'autre part les Rote Fäule fécondes forment des zones isolées, non reliables à un continent. On a vu que les observations sédimentologiques conduisent à les considérer comme des hauts fonds dans la paléogéographie du bassin. On a alors conclu que la couleur rouge des Rote Fäule provenait du caractère oxydant du fond marin dans la zone de turbulence liée à la faible tranche d'eau sur le haut fond. La richesse en métaux autour des Rote Fäule était alors interprétée comme résultant d'un apport en provenance de la profondeur (sources thermales sous-marines) localisées au droit des Rote Fäule en raison de la perméabilité meilleure de ces zones pour des flux ascendants. (Erzberger *et al.*, 1968). La canalisation de ces flux à travers ces zones restreintes permettait aussi de mieux saisir la concentration métallifère. Cette conception s'est affinée grâce aux observations faites sur les minerais polonais. Oszczepalski (1994), en étudiant plus particulièrement la zone de bordure des Rote Fäule, montre que l'hématite se développe par remplacement des sulfures de cuivre ; l'hématite ne serait pas liée à la turbulence marine sur le haut-fond, mais proviendrait de fluides équilibrés avec le faciès oxydé du Rotliegendes sous-jacent qui percolent per ascensum dans les dépôts du bassin euxinique du Zechstein - en somme une réaction d'oxydo-réduction typique. Les données isotopiques soufre analysées plus haut confirment ce point de vue.

A quelle époque ce phénomène a-t-il pu se produire ? La «colonne métasomatique» d'abord ascendante au droit des Rote Fäule se développe latéralement dans le niveau des marnes carbonées. Ce niveau devenant rapidement imperméable, la colonne doit fonctionner très précocement après le dépôt des marnes carbonées et en tout cas avant la compaction, comme les observations d'Oszczepalski (1994) venant après celle de Jowett (1987) le confirment. Pourtant Jowett (1986) propose une interprétation avec le même type de circuit pour les fluides, mais à une époque beaucoup plus tardive, au Trias. Il est conduit à cette hypothèse par des mesures de démagnétisation thermique sur l'hématite des Rote Fäule qui fournit une composante rémanente chimique acquise durant le processus minéralisant, en accord avec

l'interprétation d'Oszczepalski (1994), et orientée vers un paléopôle du Trias moyen (Jowett *et al.*, 1987). Cet argument ne me paraît pas suffisant pour abandonner l'interprétation d'une mise en place syndiagénétique antérieure à la compaction dont la justification principale réside - rappelons-le - dans la continuité si impressionnante de l'horizon minéralisé des Kupferschiefer, qui ne s'accommode pas d'une cellule convective à circuit entièrement souterrain.

L'hypothèse de Kucha et Pawlikowski (1986) d'un mélange de deux saumures, l'une ascendante, l'autre descendante, ne peut être retenue. La répartition des flux, telle qu'elle est présentée dans le schéma final de Kucha et Pawlikowski implique des discontinuités dans les pressions fluides tout à fait irréalistes.

Pour les mêmes raisons je ne retiens pas le modèle de Wodzicki et Pilstrzynski (1994) : ce modèle fait intervenir plusieurs stades successifs dans la mise en place de la minéralisation dont le principal comprendrait un mélange de deux fluides, sans qu'il y ait une quelconque justification du mouvement des fluides. Ces différents stades paraissent artificiels, probablement proposés pour expliquer la diversité des encaissements tels qu'ils apparaissent sur les fig. 24 et 25. On peut interpréter cette diversité beaucoup plus simplement par la permanence dans le temps du flux ascendant de saumures, localisé au droit des Rote Fäule, jusqu'à ce que la compaction par les dépôts surincombants bloque toute circulation.

* Source

D'où provient ce flux ascendant de saumures ? Quelques indications ont été données plus haut sur sa température au niveau des dépôts qui se situeraient un peu en-dessous de 100° C [Il n'a pas été possible d'obtenir la température des fluides par les températures d'homogénéisation des inclusions fluides, les gangues de ces minerais étant toujours de cristallisation trop fine]. La relation spatiale des districts avec la fosse saalique permet d'envisager le flux thermique anormal dans le rift comme le moteur de la convection qui mobilise les saumures.

La source proprement dite de métaux peut être recherchée dans les volcanites alcalines à dominante basique, toujours très altérées (Speczik & Ryzewski, 1983). Dans cette optique l'importance du district polonais peut être mise en relation avec le volume, beaucoup plus considérable qu'en Allemagne, de volcanites directement au NW de ce district. Ces volcanites sont recouvertes à la base du Zechstein par un faciès Rote Fäule développé sur des surfaces considérables au NW du district de Lubin. Dans l'interprétation d'Oszczepalski (1994), l'importance de cette hématisation - amont dans la colonne

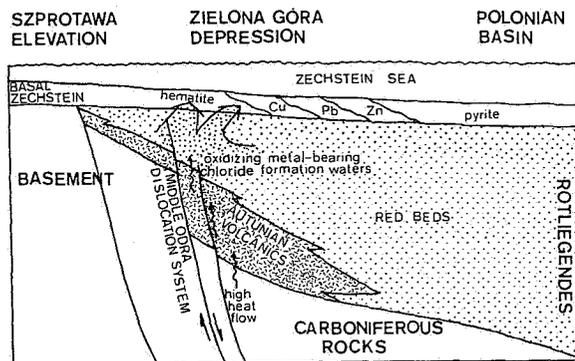


Figure 26. Modèle de genèse de la minéralisation cuprifère du district de Lubin, d'après Oszczepalski (1989).

métasomatique d'oxydo-réduction - fait bien le lien

entre l'importance du district et l'accumulation des volcanites sous-jacentes. Il n'est pas possible de préciser davantage la source. A cet égard la corrélation géochimique tentée par Rentzsch *et al.*, (1976) entre le substrat (Rotliegendes et volcanites) et les minerais n'apporte de conclusions définitives, mais elle va aussi dans le sens d'une source liée aux volcanites.

En définitive le modèle que je retiens est celui d'Oszczepalski, (1989) (fig. 26).

4.2. LE GISEMENT DE MUFULIRA DANS LA COPPERBELT ZAMBIENNE

Les gisements cuprifères stratiformes d'Afrique centrale à la connaissance desquels les géologues belges -et notamment Ivan de Magnée- ont beaucoup contribué, résultent-ils des mêmes processus métallogéniques que les Kupferschiefer, comme certains métallogénistes, tels que Schneiderhöhn (1932) l'ont envisagé, bien qu'ils se trouvent dans un contexte géologique très différent ? Mon exemple est pris en Zambie, moins complexe tectoniquement que le Shaba, et, là, dans la partie la moins métamorphique (fig. 27).

Les données présentées sont reprises principalement de l'article de Fleischer *et al.*, (1976).

Le substrat de la région est constituée d'un socle de schistes et gneiss intrudés par des granites datés à 1,975 Ga (Cahen *et al.*, 1970). Sur ce socle en discordance s'est déposée une série sédimentaire - le système du Katanga, bien connu des géologues belges, dont la base encaisse les gisements. En Zambie, un «anticlinal» de socle -l'anticlinal de la Kafue- sépare les gisements en deux domaines : un domaine Ouest avec le plus grand nombre de gisements sur la retombée SW de l'anticlinal, un

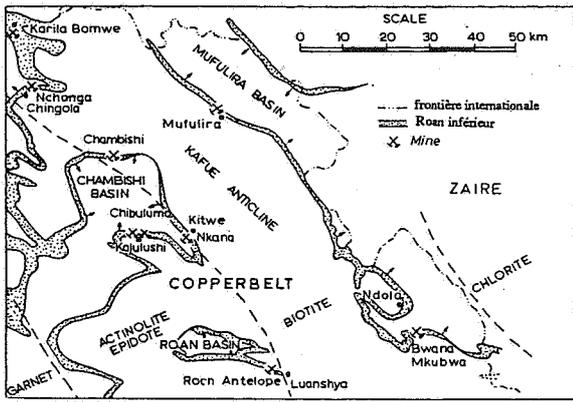


Figure 27. Situation de Mufulira dans le nord de la Zambie, d'après Fleischer *et al.* (1976).

domaine Est sur la retombée NE qui comprend principalement Mufulira.

4.2.1. La colonne stratigraphique à Mufulira

Fleischer (in Fleischer *et al.*, 1976) a donné avec un certain détail une coupe stratigraphique synthétique dont je reproduis (fig. 28) la partie inférieure qui porte les niveaux minéralisés exploités. La coupe met bien en évidence la discordance de la série du Roan inférieur sur un socle constitué de schistes intrudés de granites.

Dans le Roan inférieur, ce qui frappe au premier abord dans la série inférieure exploitée, c'est la récurrence entre des niveaux parfaitement «réguliers» et des niveaux caractérisés par des variations très rapides de faciès. Plus haut il ne reste plus que les niveaux «réguliers». On remarquera la position stratigraphique du petit niveau minéralisé non exploité le plus élevé stratigraphiquement sur la figure 28 : dans un shale à la limite entre un quartzite argileux au mur et un niveau carbonaté dolomitique au toit, tous niveaux très «réguliers». C'est exactement la même disposition qu'au Mansfeld, similitude déjà remarquée par Sawkins (1976). Rappelons l'interprétation comme transgression, proposée précédemment, c'est-à-dire relèvement **relatif** brutal du niveau des océans par rapport aux continents. Analysons maintenant les récurrences correspondant aux trois corps minéralisés stratiformes.

Au-dessus de la discordance socle/série du Roan, on trouve d'abord dans les creux paléotopographiques un conglomérat à éléments mal classés et subanguleux, donc peu transportés, passant à des quartzites, puis un niveau quartzitique d'origine éolienne avec sulfates, avant de revenir à des grès conglomératiques à granulométrie beaucoup plus homogène et à galets très arrondis - donc ayant subi un transport. Ce niveau

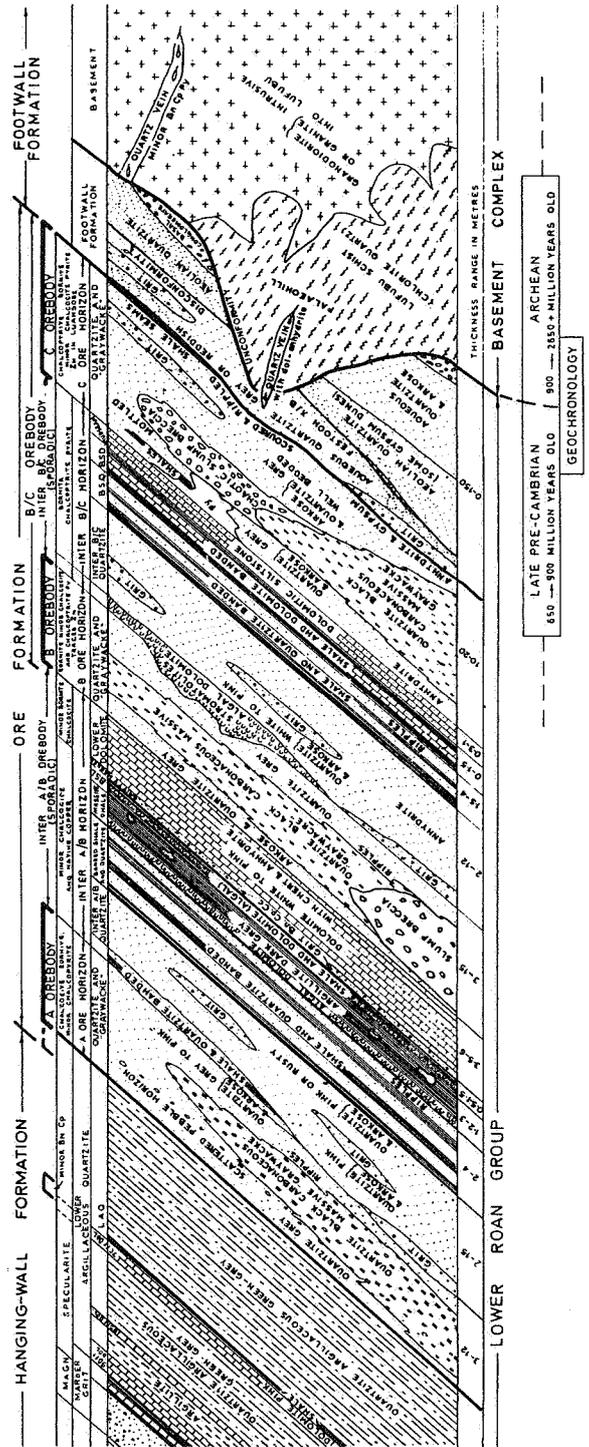


Figure 28. Colonne stratigraphique à Mufulira, d'après Fleischer *et al.* (1976).

Note : 1. The term quartzite includes frequent occurrences of arenites and arkoses. 2. Anhydrite is omnipresent above the unconformity. 3. Metamorphism ___ low grade chlorite stage.

ennoie très précisément les paléoreliefs encore existants du socle. L'ensemble de cette partie inférieure de la coupe est à caractère oxydant (couleur généralement rouge, présence de sulfates).

Puis, brutalement on passe à des grès feldspathiques à grain fin et à stratification entrecroisée ou à des shales qui marquent le mur de la minéralisation (corps C) ; celle-ci est donc associée à un épisode transgressif. Plus haut la sédimentation est caractérisée par des quartzites noirs carbonés massifs baptisés «greywackes» en partie incorporés dans des slumps. Ce point éclaire le mécanisme de la transgression : il y a création de pentes sur le fond marin par le jeu de failles synsédimentaires, car la compaction différentielle ne peut expliquer les pentes génératrices des slumps au-dessus d'une série très peu épaisse et essentiellement gréseuse. L'analyse détaillée des «greywackes» effectuée par Annels (1979a) met en évidence la position des failles synsédimentaires responsables de la subsidence. L'analogie avec la coupe du Mansfeld peut se préciser : les «greywackes» richement minéralisés peuvent être corrélés au niveau Grobe Lette, bien minéralisé et, lui aussi, à la fois plus riche en carbone et détritique plus grossier que le niveau sous-jacent.

La régularité des niveaux de dolomies et de shales au toit du corps minéralisé C et sous le corps B indique que les reliefs créés par la subsidence différentielle ont été comblés : les figures de dessiccation observées dans ces niveaux indiquent que la tranche d'eau était faible. Ces niveaux ont été recouverts par du grès avec anhydrite impliquant comme pour les faciès détritiques du mur du corps C une origine lointaine progradante. En effet Annels (1979b) note une évolution dans ces niveaux inter B/C (et également inter A/B), de niveaux détritiques fins à la base à des niveaux détritiques plus grossiers au sommet, qu'on peut interpréter comme séquences de comblement progradante. Seulement dans la partie NW du gisement se développe un récif algaire stromatolitique de dolomies **stérile**.

Directement au-dessus commence le corps B dans des quartzites gris, puis dans des greywackes donnant lieu à des slumps comme dans le corps C. Ce corps B est recouvert d'un toit de dolomies et shales réguliers, passant à des quartzites et arkoses roses.

La séquence porteuse du corps A est tout à fait analogue avec un niveau de greywackes superposé à un niveau de shale et quartzite lité et un toit de quartzite argileux parfaitement régulier. Le greywacke A est beaucoup plus restreint et sans slump. Mais l'accentuation de la paléotopographie est soulignée par la présence de 2 niveaux conglomératiques, dont l'un au tiers supérieur du corps contient des boulders de quartz, de quartzite et de granite.

En somme, par rapport au Mansfeld, l'analogie est dans l'arrivée du cuivre avec la transgression, celle-ci apparaissant ici clairement liée à la subsidence

différentielle créée par le jeu de failles ; la différence est dans la répétition avec des séquences récurrentes conduisant à trois niveaux exploitables.

4.2.2. Minéralisations

* Les corps

Si l'on additionne le tonnage exploité et les réserves le gisement de Mufulira renferme 300 Mt de minerai tout-venant à 3,5 % Cu, soit 10 Mt de cuivre métal.

Les figures 29 et 30 montrent respectivement en coupe SW-NE et en coupe NW-SE la disposition des principaux niveaux exploités. Sur la fig. 30, il apparaît clairement que **les niveaux minéralisés correspondent aux premiers niveaux qui ennoient les paléoreliefs résiduels**. Le passage d'une sédimentation détritique terrigène à une sédimentation carbonatée confirme d'ailleurs l'éloignement des reliefs émergés.

Le corps C, le plus proche du socle, est le plus étendu : 6 km parallèlement aux affleurements, avec 1 km en aval pendage dans la partie NW et 2 km dans la partie SE. La chalcopryrite est le principal porteur du cuivre, mais la bornite est significative. Le minerai titre environ 2,5 à 3,5 % Cu.

Le corps B n'a que 3 km d'extension selon les affleurements et 1 km en aval pendage. La bornite est le minéral prédominant et les teneurs en cuivre se situent entre 3,5 et 4,5 %.

Enfin le corps A est encore plus petit, ayant moins de 2 km d'extension selon les affleurements et 500 mètres en aval-pendage ; ses teneurs en cuivre sont les plus élevées de l'ordre de 4,5 à 5,5 % ; chalcocite prédomine avec divers minéraux oxydés de cuivre (malachite, chrysocolle, cuprite) et limonite.

Il faut noter que les corps B et C sont coalescents. Annels (1979,b) a étudié plus particulièrement la zone minéralisée inter B/C qui assure la coalescence : c'est une zone tectonisée de direction ENE, sorte d'éperon séparant le gisement en deux sous-bassins. Annels (op. cité) l'envisage comme zone d'alimentation en métaux des niveaux stratiformes. Là les silts sont stériles tandis que les lits d'arénites sont très fortement minéralisés en bornite et/ou en chalcopryrite. En même temps le strontium et le baryum sont déprimés en bonne corrélation avec une albitisation des feldspaths potassiques. A noter également des gerbes de chlorite en association avec des sulfures.

Ces altérations (albitisation des feldspaths potassiques, chloritisation) existent aussi dans les horizons minéralisés et sont les plus poussées au

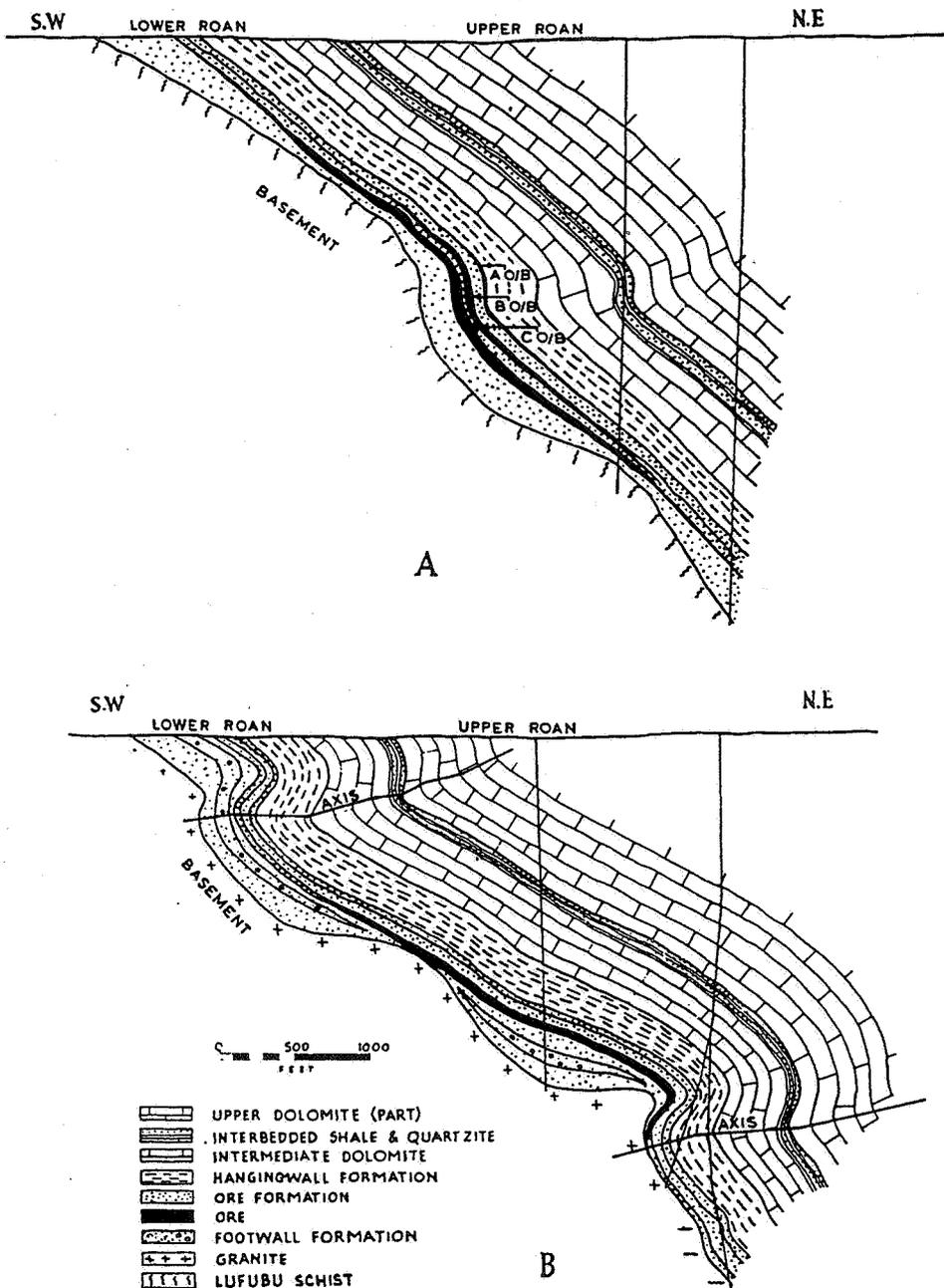


Figure 29. Coupes SW-NE à Mufulira, d'après Fleischer *et al.* (1976).

niveau des greywackes. Le potassium des feldspaths ainsi détruits est récupéré dans des illites authigènes. Annels (1979b) interprète cette albitisation comme provenant de saumures marines, le milieu de dépôt étant lagunaire de manière quasi-permanente (présence d'anhydrite dans tous les niveaux à l'exception des niveaux réducteurs).

* *Passages latéraux*

Le tracé des isopaques entre le socle et le toit régulier de l'horizon C (Mudseam) fournit une image de la paléotopographie initiale du bassin. L'ensemble du gisement se trouve sur un haut-fond accidenté de quelques reliefs plus accentués. Ainsi à la périphérie

du corps C il y a épaissement de la série, constituée de grès sombres d'après Annels (1979, b), aussi bien au NW qu'au SE et non de grès éoliens, comme l'indique Garlick (1967). Sans doute l'altération supergène particulièrement développée au SE rend-elle difficile l'interprétation.

* *Minéralogie, géochimie*

Les minéraux cuprifères sont par ordre d'importance : bornite, chalcocite, chalcopyrite.

Comme métaux accompagnateurs, il faut noter la présence du cobalt et du zinc, mais l'absence du

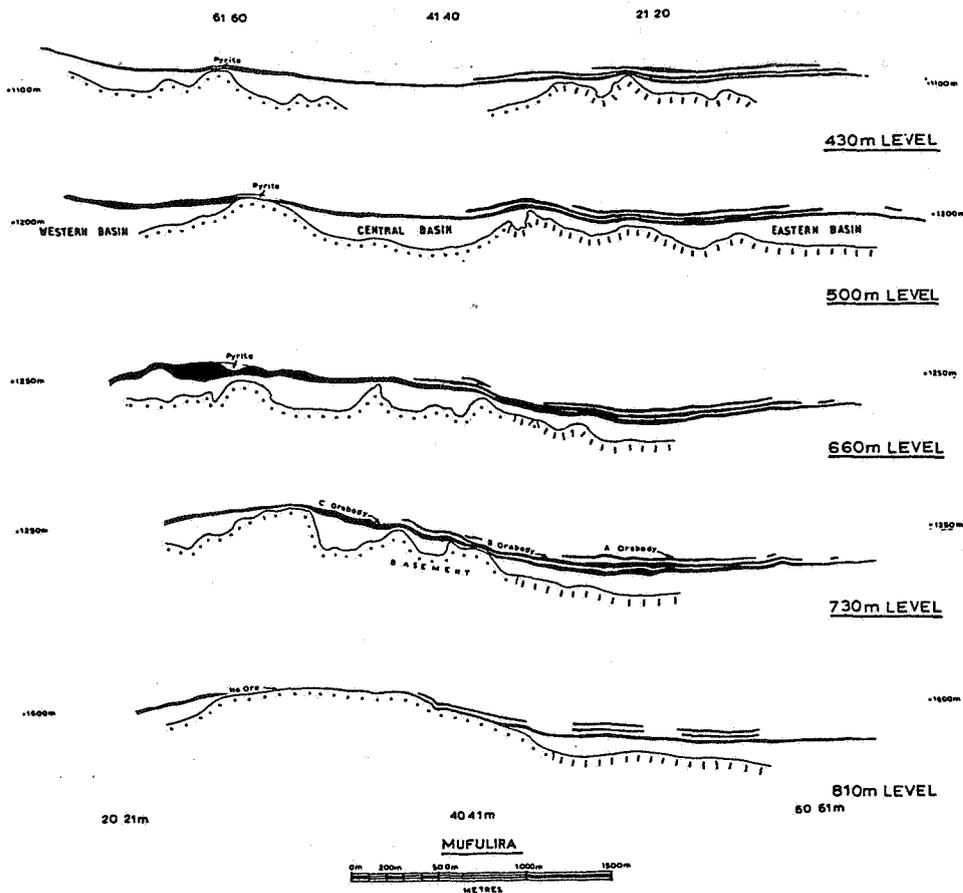


Figure 30. Coupes séries NW-SE à Mufulira, montrant la relation des 3 corps minéralisés avec le socle, d'après Fleischer *et al.* (1976).

plomb et de l'argent. L'uranium est présent, notamment dans plusieurs horizons de l'arénite C, plus particulièrement à la base ou au sommet et sur les limites des corps.

D'une analyse détaillée d'un sondage à travers l'ensemble de la formation, échantillonné dans les années 70 au Centre de Géologie Minière de l'École des Mines de Paris, il ressort une corrélation positive très nette entre cuivre, cobalt et zinc ; par contre une corrélation entre cuivre et uranium négative pour des passes de faible hauteur, mais positive lorsque l'on considère l'ensemble de la formation. Le cobalt, trop peu abondant à Mufulira pour être récupéré, se situait au niveau du pourcent dans le corps B et le corps C sur de faibles passes, mais restait en-dessous du seuil de détection dans le corps A. Les teneurs en manganèse étaient de l'ordre du pourcent, clairement corrélées aux niveaux carbonatés. Le zinc atteignait plusieurs centaines de ppm.

* *Zonalité des minéraux cuprifères*

Sur la zonalité primaire s'est superposée une zonalité supergène, évidente pour l'ensemble des gisements

zambiens (Péllissonnier, 1979) et très apparente dans la partie SE de Mufulira d'après les données de Annels (1979, b), même pour l'horizon inférieur C (fig. 31) : à partir de l'horizon lessivé et oxydé, zonalité en chalcocite, bornite, chalcopryrite, pyrite. Fleischer *et al.*, (1976) indiquent que l'anhydrite est lessivée dans cette zone jusqu'à une profondeur de 1000 m ! Il est donc difficile de retrouver la zonalité primaire. Pourrait être considérée comme faisant partie d'une zonalité primaire, la pyrite préférentiellement développée au droit d'un paléobombement du socle granitique au NW, passant vers le haut à une association chalcopryrite-bornite ; cependant le paléorelief du SE en schistes de Lufubu ne comporte pas de concentration en pyrite.

4.2.3. *Isotopes stables, inclusions fluides*

Annels (1989) donne quelques indications sur les études d'isotopes stables. On peut retenir :

- le $\delta^{13}\text{C}$ des nodules carbonatés très négatifs, ce qui implique un carbone initial organique
- le $\delta^{34}\text{S}$ des sulfates compris entre +14 et +18 ‰, soit

des valeurs correspondant aux sulfates de l'eau de mer de l'époque.

- le $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures couvrant un large éventail, qui peut s'interpréter, soit comme réduction bactérienne des sulfates, soit comme réduction inorganique à plus haute température.

Les températures d'homogénéisation des inclusions fluides dans les quartz authigènes groupées autour de 150°C nous indiquent la profondeur d'enfouissement estimée selon d'autres critères par différents auteurs à 5 km et non la température initiale de l'introduction des métaux si, comme nous le verrons plus loin, cette introduction est contemporaine de la sédimentation.

4.2.4. Interprétation génétique

Dans la description précédente le point clef qui peut fonder l'interprétation génétique se trouve dans la répétition d'une **liaison chronologique entre le dépôt de la série porteuse de la minéralisation et le jeu de failles synsédimentaires manifesté par une subsidence différentielle (slumps)**. Ce n'est pas seulement la perméabilité des strates qui conditionne la minéralisation (cf. la stérilité du niveau à stromatolites). On en conclut logiquement à une arrivée du cuivre par les failles synsédimentaires dans le bassin de sédimentation, cuivre piégé dans les parties à caractère réducteur du bassin. La paléotopographie du bassin se régularisant, notamment par l'effet de glissements sousaquatiques, les dépôts sédimentaires progradants viennent recouvrir les zones de failles et bloquent l'arrivée des solutions minéralisantes. Un rejeu des mêmes failles provoque une reprise de la circulation des fluides et

donc des dépôts minéralisés dans une séquence sédimentaire analogue. L'apport des métaux serait donc **purement syngénétique par rapport à la minéralisation** (sauf dans les zones tectonisées d'apport) avec des pulsations rythmées par le jeu de la tectonique cassante synsédimentaire. Ainsi la mise en place s'étale-t-elle dans le temps, tout en restant contemporaine de la sédimentation. La diagenèse lors de l'enfouissement par l'intervention des eaux connées des séries porteuses lagunaires exprimées lors de la compaction modifierait la paragenèse initiale (silicification et albitisation des feldspaths potassiques). Mais on peut faire d'autres hypothèses tout aussi plausibles pour expliquer ces altérations (voir plus loin la description du gisement d'uranium de Lodève).

Cette interprétation de la mise en place se relie bien, en la précisant, à la relation régionale soulignée depuis une quinzaine d'années par différents auteurs (Sawkins, 1976 ; Raybould, 1978 ; Annels, 1984 ; Lefebvre, 1989) de la mise en place du cuivre avec un rift intracontinental, dont l'axe serait de direction NW avec des transformantes orthogonales. Les sills d'amphibolites à caractère alcalin au toit des gisements situés à l'ouest de l'«anticlinal» de la Kafue seraient l'une des manifestations tardives de ce rift et le lessivage en profondeur du magma basique générateur fournirait le cobalt (et le cuivre) des gisements. La fosse de Kasumbalesa à la frontière Zambie-Zaïre, bien décrite par Lefebvre (1989), en serait le témoin nord.

Dans cette logique de saccades de subsidence synsédimentaires, la concentration économique ne s'effectue qu'au moment où les derniers paléoreliefs

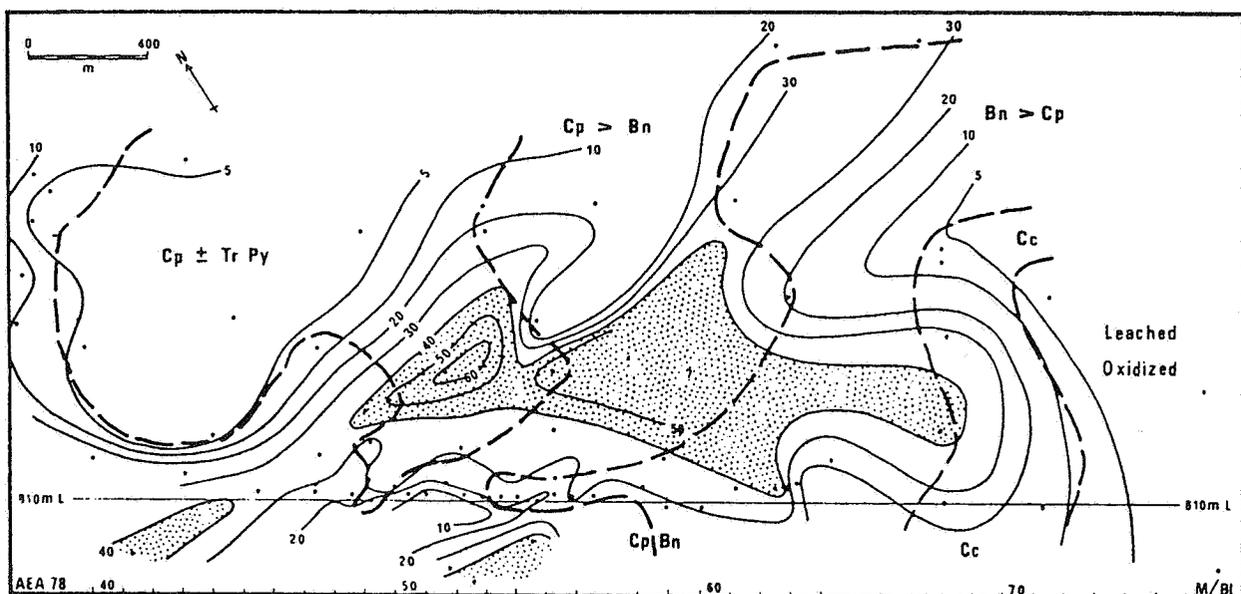


Figure 31. Courbes isoaccumulations (mètre %) pour le corps C à Mufulira, avec une indication de la zonalité minéralogique, clairement supergène vers le SE, d'après Annels (1979b) : Bn: Bornite ; Cc: Chalcocite ; Cp: Chalcopyrite ; Py: Pyrite.

vont être submergés par la sédimentation. On peut penser que les dépôts sédimentaires sur le socle empêchent la remontée des solutions. A l'instant privilégié où seulement quelques rares paléoreliefs subsistent, les solutions ascendantes sont étroitement canalisées et permettent ainsi le dépôt d'un tonnage de métal important dans des zones limitées.

Le dépôt du cuivre est-il conditionné par la réduction d'une solution hydrothermale à caractère oxydant selon l'hypothèse formulée pour les Kupferschiefer d'Europe centrale ? La liaison avec le carbone des greywackes permet de l'envisager ainsi que la présence d'uranium dans certains niveaux. Le soufre des sulfures proviendrait de la réduction des sulfates, ce point étant corroboré par la corrélation négative entre sulfures et sulfates notée par Annels (1974). Cependant le caractère oxydant de la série sous-jacente n'est pas aussi frappant qu'en Europe centrale (faible épaisseur de cette série, altération supergène oxydante subactuelle effaçant toutes les différences).

4.3. GÉNÉRALISATION

Des analogies frappantes avec Mufulira peuvent être faites à White Pine (Michigan, U.S.A.), autre district important de cuivre stratiforme dont l'exploitation est maintenant arrêtée (White et Wright, 1954 ; Ensign *et al.*, 1968 ; Brown, 1971) : niveaux minéralisés stratiformes **récurrents** de shales à matière organique **transgressifs** sur des grès plus perméables et cependant stériles ; certains de ces shales montrent même des slumps carbonés particulièrement riches en cuivre ; liaison de la minéralisation avec des failles. La série encaissante fait suite à une série détritique rouge surmontant les basaltes de la presqu'île de Keweenaw, célèbres par leurs occurrences du cuivre natif. L'ensemble correspond à un paléorift du Précambrien terminal.

La liaison de l'arrivée du cuivre par des failles synsédimentaires durant la sédimentation peut encore être montrée au Boléo (Basse Californie, Mexique) de manière plus précise qu'à Mufulira (Pélissonnier, 1965b).

Le remplacement de la pyrite par les sulfures de cuivre a conduit plusieurs auteurs (Brown, 1971 pour White Pine, Bartholomé *et al.*, 1973 pour Kamoto, Zaïre) à envisager une mise en place diagénétique du cuivre, après la sédimentation. Or l'interprétation de la zonalité des paragenèses comme colonne métasomatique à partir de fluides ascendants oxydés, proposée par Oszczepalski (1994) pour Lubin, est susceptible de s'appliquer d'une manière générale à tous les gisements mentionnés. Compte tenu de l'imperméabilité relative des niveaux minéralisés et

de leur grande extension, **cette métasomatose doit suivre de très près la sédimentation** dans une boue non encore consolidée : doit-on qualifier cette relation temporelle de «syngénèse» ou de «diagenèse» ? Pour sortir de cette ambiguïté, je propose la qualification a priori paradoxale de «métasomatose syngénétique» : il faut souligner que le processus s'arrête dès que la sédimentation coiffe la zone d'apport et que les concentrations apparaissent seulement lorsque les zones d'apport sont très localisées, c'est-à-dire dans des formations recouvertes par les premiers niveaux sédimentaires **continus**, éventuellement réouverts par des jeux de failles synsédimentaires.

Le dépôt paraît bien en général provoqué par la réaction d'un fluide oxydant, équilibré avec les séries rouges du substrat, arrivant dans un bassin sédimentaire à caractère réducteur (précipitation par diminution de la fugacité d'oxygène du fluide, voir fig. 1).

Les volcanites basiques plus ou moins sédimentées et remaniées dans les séries rouges sous-jacentes doivent avoir fourni le cuivre.

Le moteur du déplacement des fluides doit se trouver dans l'augmentation de la température en profondeur provoquée par la montée de l'asthénosphère, traduite en surface par la structure très générale en rift intracontinental des districts. La nécessité d'un milieu réducteur pour permettre la précipitation des minerais stratiformes entraîne comme conséquence que le dépôt des minerais stratiformes ne s'opère que dans une phase où le rift est déjà surmonté d'un bassin, généralement lagunaire, ce qui associe les minerais sulfurés aux évaporites. Et le soufre des sulfures peut provenir de la réduction des sulfates évaporitiques.

4.3.1. Type Red Beds

Les Kupferschiefer ne sont pas les seuls gisements de cuivre en milieu sédimentaire : il faut dire un mot d'une autre type, beaucoup moins important, le type red beds dans des séries rouges continentales, dont les représentants principaux sont Udokan (Sibérie), le district du Dzhezkazkan (Kazakhstan), Corocoro (Bolivie). Ces gisements -du moins leurs parties primaires- sont sulfurés (chalcocite) ou à cuivre natif. Ils sont insérés dans des panneaux gréseux à caractère réducteur des red beds en liaison étroite avec des failles ; leur caractère stratiforme est peu marqué. La plupart des auteurs les considèrent comme de mise en place épigénétique dans les red beds.

En ce qui concerne la partie réduite des red-beds, la question se pose de savoir s'il s'agit d'une réduction de la roche encaissante oxydée par les fluides réducteurs apportant le cuivre ou au contraire d'une

relique de grès réducteurs qui provoquerait le dépôt de fluides oxydants apportant le cuivre. En général, et en se fondant sur les restes de végétaux transformés en chalcocite et cuivre natif, les métallogénistes penchent pour la seconde hypothèse : réduction de fluides oxydants. Cette hypothèse est cohérente avec la conclusion formulée pour les Kupferschiefer. Cependant, pour le Dzhezkazkan, Gablina (1981) montre avec de bons arguments que la couleur grise des red beds qui encadrent le cuivre est épigénétique. Cette réduction proviendrait dans ce cas d'une percolation d'hydrocarbures préalable à l'arrivée des solutions cuprifères. La mise en place finale du cuivre se ferait encore par solutions oxydantes ascendantes. Pour Corocoro j'ai proposé (Péllissonnier, 1964) sans en être bien convaincu, que le cuivre natif résulte de la réduction du gypse de l'encaissant gréseux par des solutions cuprifères réductrices. Quelques années plus tard, F. Ahlfeld a signalé à mon ami Horacio Magliola-Mundet avoir découvert des gypses épigénisés en cuivre natif. Peut-être peut-on envisager pour ce cas une remobilisation supergène avec un cuivre natif de cémentation ? Avec ces seules pièces versées au dossier, il est difficile de conclure.

5. LES GISEMENTS D'URANIUM DANS LES GRÈS CONTINENTAUX.

5.1. L'EXEMPLE DU GISEMENT D'URANIUM DE LODÈVE (HÉRAULT, FRANCE)

Depuis la fin des années 1970, plusieurs corps minéralisés uranifères ont été mis en exploitation près de Lodève (Hérault) dans un bassin continental permien. Ce bassin se caractérise par un potentiel uranifère important à l'échelle française : environ 18 500 tonnes d'uranium contenu dans un minerai à une teneur moyenne de 2,4 ‰, soit près de 8 MT de minerai brut.

La description qui suit emprunte beaucoup à la thèse de doctorat de Jean-Yves Clément (1986).

5.1.1. Cadre géologique

* Formations sédimentaires

Les formations permienes affleurent à la faveur d'une boutonnière d'érosion récente suivant une

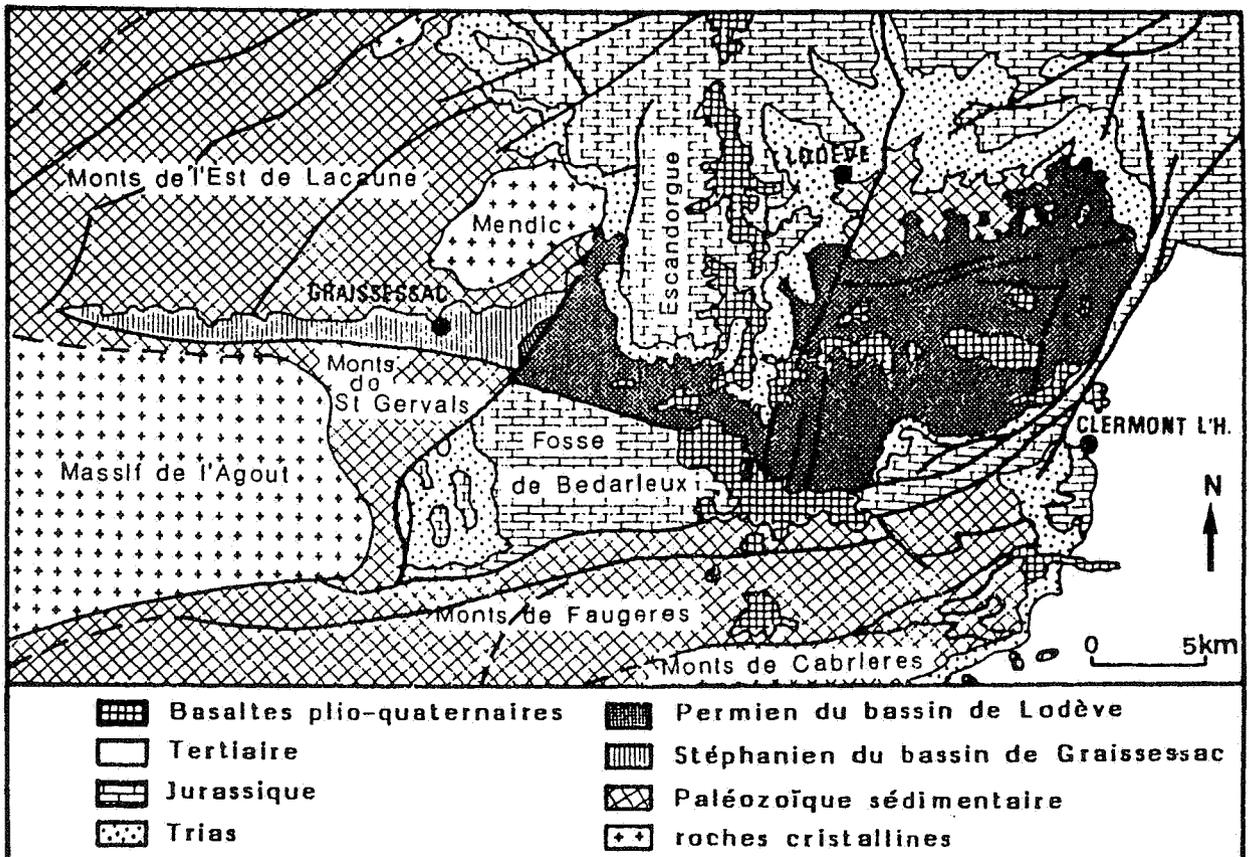


Figure 32. Carte géologique simplifiée de la région de Lodève.

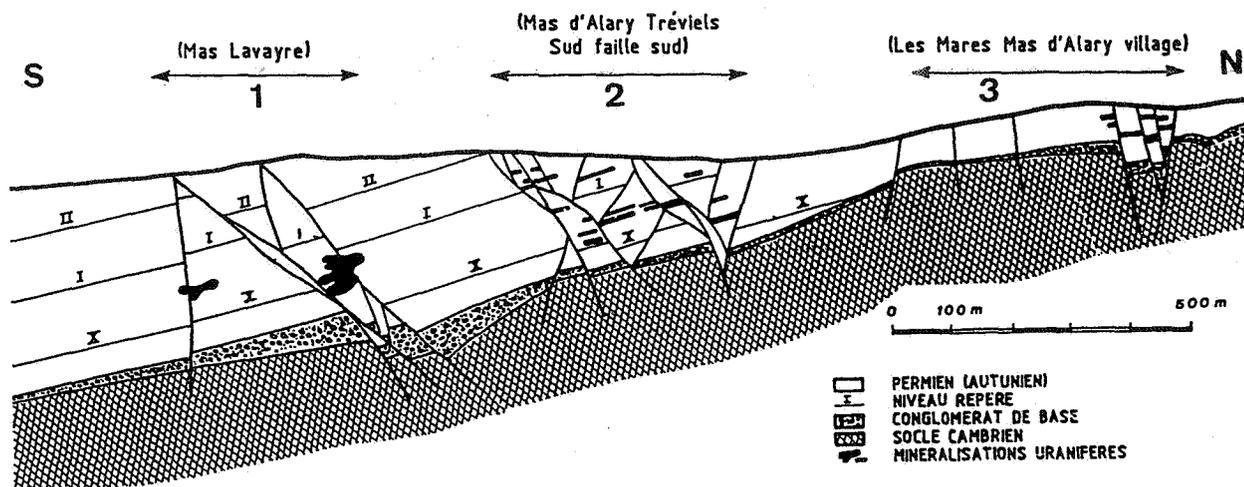


Figure 33. Coupe schématique reconstituée de la bordure nord du bassin de Lodève, mettant en évidence les relations entre les principaux faisceaux tectoniques et les gisements en exploitation. 1: faisceau de St-Julien-Riviéral ; 2: faisceau de Mas d'Alary ; 3: faisceau de la bordure nord. D'après Mathis *et al.* (1990).

ellipse de 25 x 10 km allongée en direction ENE-WSW (fig. 32). Dans leur ensemble, elles constituent un monoclin à pendage d'environ 15° vers le Sud (demi graben, fig. 33). Elles reposent en grande partie sur un socle hercynien qui affleure au nord, lequel est formé de séries grésoschisteuses infracambriennes surmontées de Cambrien d'abord détritique à passées volcaniques (blaviérites), puis carbonaté ; au Sud s'interpose entre socle hercynien et formations permienes le prolongement du bassin stéphanien de Graissessac (fig. 33).

Dans son ensemble le Permien a été divisé en trois séries, de bas en haut :

- une série grise rapportée par Odin *et al.*, (1986) à l'Autunien supérieur ;
- une série alternante grise et rouge rapportée par les mêmes auteurs au Saxonien, mais auparavant à l'Autunien ;
- une série rouge attribuée par les mêmes auteurs au Thuringien, anciennement réputée saxonnaise.

Je conserverai dans la suite et pour les figures les anciens repères stratigraphiques.

Les 600 mètres de puissance des deux premières séries contiennent l'uranium actuellement exploité. Le Saxonien contient un indice filonien de pechblende massive (Rabejac) à l'intersection de bancs à dominante gréseuse et interlits pélitiques à faciès noir à verdâtre exceptionnellement réduit dans cette série uniformément rouge. Les séries autuniennes ont pu être subdivisées en une cinquantaine de séquences élémentaires, faisant toutes apparaître la même succession. Cette séquence est généralement décrite en partant du niveau le plus grossièrement détritique qui ressort le mieux dans la morphologie. Dans un souci d'homogénéisation avec les séquences liées à d'autres types de minéralisation, je préfère décrire

celle-ci à partir de ce que les géologues miniers ont appelé «couche», niveau qui porte l'uranium (fig. 34):

- «couche» : shales carbonatés bitumineux constitués d'alternances millimétriques d'arénite carbonatée claire (dolomie) et de lutite riche en matière organique ;
- lutites massives avec intercalations de petits niveaux silteux passant progressivement à
- niveaux plus grossièrement détritiques : arénites et siltites.

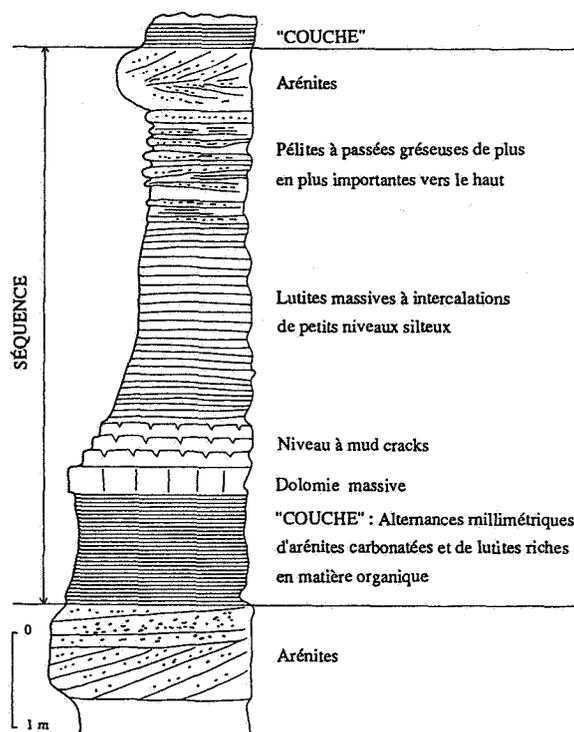


Figure 34. Séquence élémentaire dans la série autunienne de Lodève.

Ces séquences sont extrêmement régulières et peuvent se suivre dans tout le bassin. L'interprétation de leur mise en place paraît la suivante : la couche correspond à un faciès lagunaire (dolomie) d'eau calme à bathymétrie suffisante pour fournir un milieu de fond réducteur (dolomicrites riches en bitumes) ; les lutites passant aux siltites et aux arénites correspondent à un comblement progressif du bassin visible dans l'augmentation avec le temps de l'énergie hydraulique en rapport avec le dépôt et dans l'apparition de niveaux à fentes de dessiccation qui témoignent d'un assèchement temporaire. Ainsi y a-t-il discontinuité au passage arénite-couche, enfoncement subsident brutal dont la répétition permettra le dépôt sur plusieurs centaines de mètres du même motif séquentiel de faible profondeur. En résumé on retiendra la formule suivante : «envahissement répété d'une lagune à forte tendance évaporitique (sulfates actuellement épigénisés en carbonates) par une plaine d'inondation» (Laversanne, 1976).

En outre il faut mentionner l'intercalation dans la série d'une vingtaine de niveaux de cinérites qui constituent d'excellents marqueurs isochrones.

* Tectonique

Le demi-graben de Permien est affecté par une tectonique cassante au sein de laquelle ont été distinguées plusieurs phases :

1) Une phase de distension nord-sud, déterminant un faisceau dense de failles normales WSW-ENE conjuguées à pendage N et S (fig. 33) supérieur à 45°. Horrenberger et Ruhland (1981) ont montré que ces failles ont joué dès le dépôt du Permien en relation avec son basculement vers le Sud (probablement leur

jeu est en rapport avec la subsidence soulignée plus haut). Ces failles ne se prolongent pas dans le Trias et leur jeu antétriasique explique l'inconformité faible entre Trias et Permien ;

2) Les phases régionales de distension N60°E et N110°E qui affectent l'ensemble du SE de la France du Lias moyen au Jurassique supérieur et qui déterminent en particulier les failles bordières actuelles NNE-SSW du bassin ;

3) Une phase de rejeu des accidents antétriasiques en failles inverses avec glissement couche sur couche au Crétacé supérieur et à l'Eocène en liaison avec le serrage N-S pyrénéen ; en même temps décrochements sur les failles bordières NNE-SSW.

5.1.2. Altération supergène

L'analyse minéralogique fine d'un certain nombre de sondages a permis à Clément (1986) de mettre en évidence des altérations dont la zonalité est légèrement discordante sur la stratigraphie (fig. 35) : de bas en haut zone à feldspath potassique seul ; zone à feldspath potassique et albite ; zone essentiellement à albite ; zone à albite et analcime ; zone argillisée. Les limites des zones présentent un pendage Sud moins important que celles de la série permienne et recoupent vers l'aval du bassin les repères stratigraphiques. Cependant la zone argillisée sommitale est restreinte à une frange d'environ 50 mètres sous la discordance triasique et se surimpose successivement du nord au sud aux différentes zones.

La limite des faciès rubéfiés est elle-même discordante sur la stratigraphie et sensiblement parallèle aux limites des zones d'altération (fig. 36).

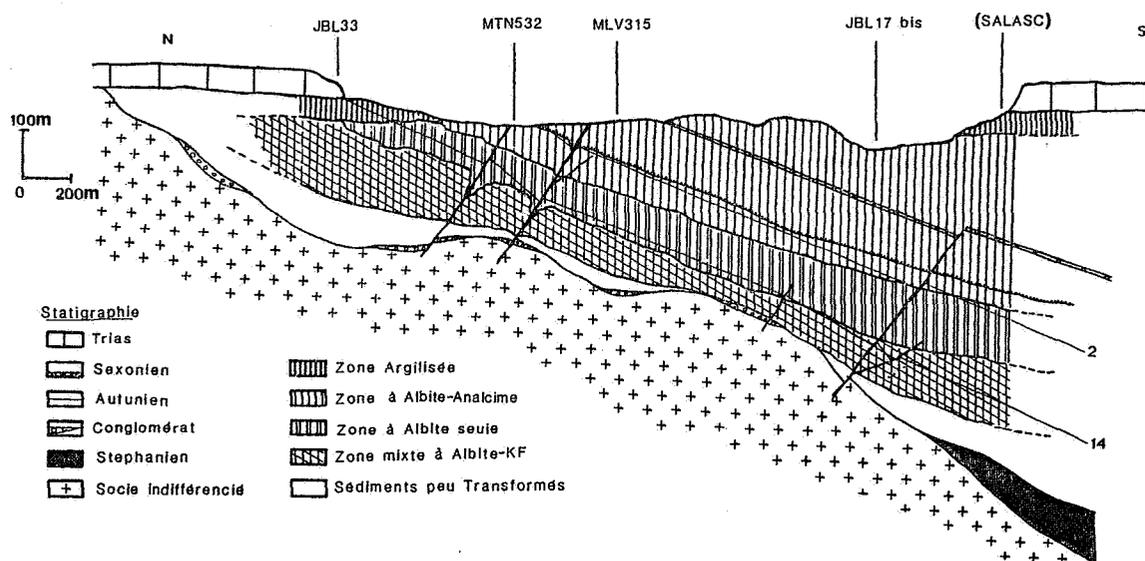


Figure 35. Zonalité minéralogique du bassin de Lodève, d'après Clément (1986).

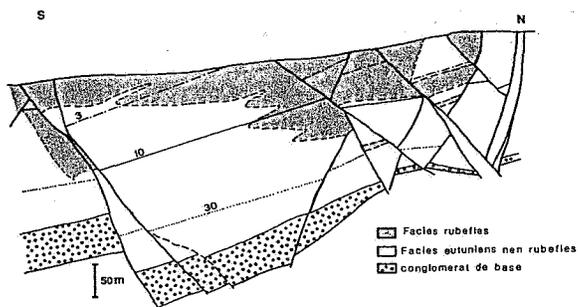


Figure 36. Répartition des faciès rubéfiés, contrôlés par des accidents WSW-ENE d'après Goetschy (1980). (Les faciès rubéfiés correspondent aux niveaux pour lesquels les faciès couches sont rubéfiés totalement ou en partie).

Mais il y a aussi des transformations minéralogiques plus précoces, en ce sens qu'elles ne sont pas discordantes sur la stratigraphie. C'est en particulier le cas pour les cinérites dans lesquelles on trouve des sanidines calcitisées entourées d'une gaine de feldspath secondaire (donc calcitisation antérieure à feldspathisation).

La feldspathisation potassique consiste en développement de microcline très pur, principalement dans les formations cinéritiques ou arkosiques qui contenaient initialement du feldspath potassique. A cette feldspathisation est associée une silicification.

L'albitisation correspond à la transformation la plus importante et la plus spectaculaire : elle concerne les feldspaths potassiques, les plagioclases, les micas ; en outre des néoformations vraies en albite sont fréquentes. Parallèlement au développement d'albite, on note une silicification et une précipitation de dolomite et de chlorite en houppes ou en sphérolites.

Le développement de l'analcime se fait plus haut encore en liaison avec le développement d'albite, soit aux dépens de matériel volcanique, soit dans les espaces intersticiels sous forme de néoformation en ciment.

L'argillisation liée à la paléosurface triasique se développe sur les différentes zones précédemment décrites : l'albite paraît beaucoup plus facilement argillisée que la microcline ; la chlorite également ; l'analcime a disparu.

Les fissures de la série paraissent avoir guidé toutes ces transformations et sont remplies soit de dolomite et/ou de quartz (les plus fréquentes), soit de bitume et sulfures qui recoupent les précédentes. Ces remplissages sont remplacés dans la zone sommitale argillisée par de la calcite, dont le dépôt paraît en relation avec la surface actuelle.

Le tableau 5 récapitule la succession paragenétique de ces transformations minéralogiques et néoformations avec trois phases essentielles : transformations précoces, altérations «post-permiennes», phénomènes tardifs.

La logique de mise en place des altérations post-permiennes procède d'un enfoncement relatif des zones supérieures du profil aux dépens des horizons sous-jacents. C'est la logique d'une colonne métasomatique de percolation à partir d'un fluide en provenance de la surface. Il y a donc simultanéité de ces différentes transformations. Provenance de la surface signifie **altération supergène** et non diagenèse d'enfouissement : celle-ci paraît exclue pour d'autres raisons (présence d'argiles gonflantes à tous les niveaux, même dans le conglomérat de base de l'Antunien ; disparition des feldspathisations en profondeur).

L'argillisation généralisée sous la paléosurface du Trias, qui, lui-même, est totalement dépourvu de ces altérations fournit une limite supérieure pour la mise en place des altérations post-permiennes, qui sont donc antétriasiques.

Du point de vue chimique la microclinisation nécessite des solutions à rapport K^+/H^+ élevé, c'est-à-dire des solutions **basiques** riches en potassium. De même la néoformation d'albite, les transformations du plagioclase et de la muscovite en albite, la néoformation d'analcime nécessitent des solutions **basiques** riches en sodium.

Les réactions d'argillisation des feldspaths proches de la paléosurface triasique, aboutissant à des interstratifiés illites-smectites, nécessitent un milieu tamponné faiblement acide qu'elles neutralisent, permettant le développement d'hématite à partir du fer ferreux provenant des chlorites, ce qui réacidifie le milieu et permet la poursuite de l'hydrolyse des feldspaths.

Du point de vue bilan, l'argillisation libère surtout Na^+ , mais beaucoup moins K^+ consommé par l'illite et de toute façon beaucoup moins abondant que Na^+ (Cf la composition de la zone sous-jacente) ; elle libère aussi de la silice et des ions Ca^{2+} , Mg^{2+} . Les eaux percolant vers le bas à partir des zones argillisées sont à peu près neutres et contiennent du sodium et de la silice en solution. Elles sont aptes à produire de l'analcime s'il y a disponibilité de l'aluminium.

En-dessous, l'apparition des néoformations d'albite indique que les solutions ont atteint des rapports Na^+/H^+ et Na^+/K^+ suffisants. Toutes les réactions d'albitisation vont consommer du sodium et de la silice alors qu'elles vont libérer du calcium ou du fer

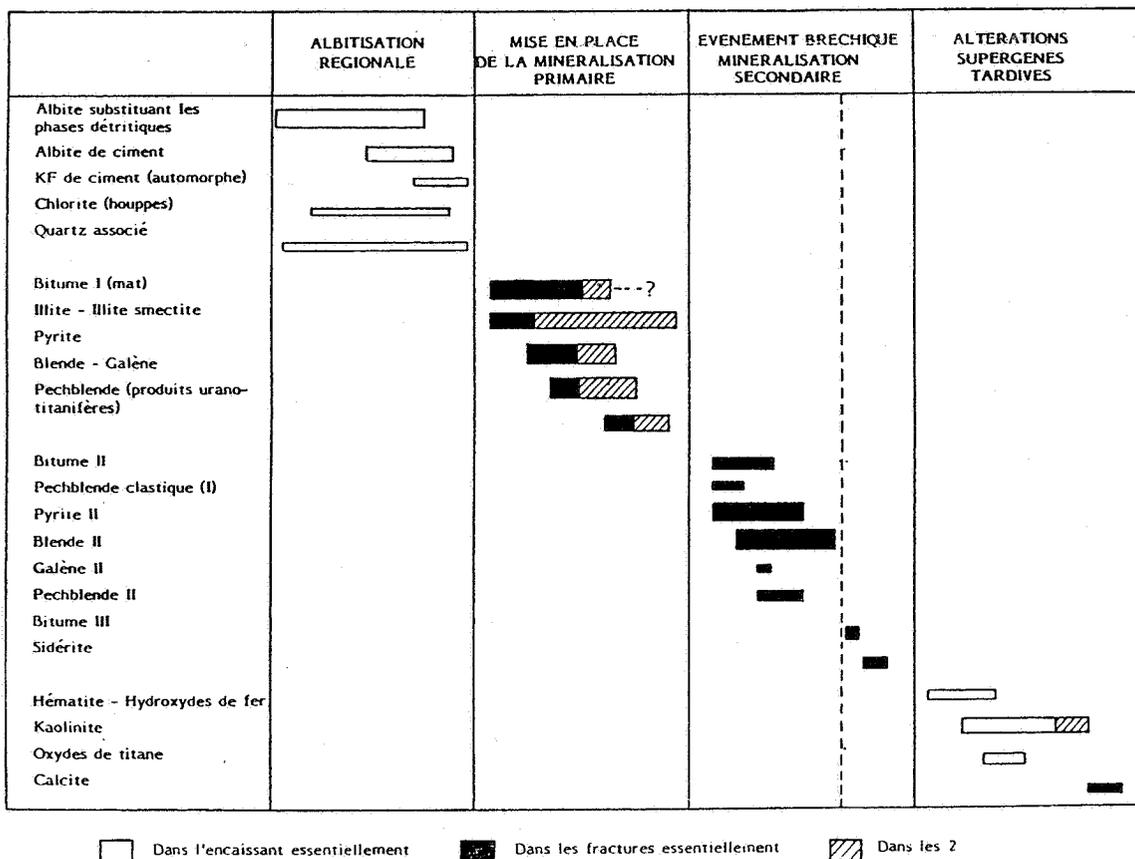


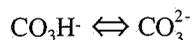
Tableau 5. Succession paragenétique dans les secteurs minéralisés de Lodève, d'après Clément (1986).

et du magnésium selon les minéraux attaqués. Ces derniers éléments vont favoriser la néoformation de chlorite. Le potassium libéré plus haut va permettre la formation plus bas du microcline avec l'albite d'abord, puis seul.

Clément (1986) a dressé un bilan chimique de ces échanges. Le bilan est relativement équilibré pour l'ensemble des éléments majeurs, surtout si l'on n'oublie pas la contribution possible d'une tranche supérieure ultérieurement érodée ; **sauf pour un élément, le sodium** : puissance considérable des zones albitisées (fig. 35), où le taux de concentration en sodium se situe en 15 et 30. Il est absolument nécessaire d'envisager un apport de sodium en provenance de l'extérieur du bassin permien. De tels transferts latéraux sont tout à fait envisageables, car différentes études (Yerle et Thiry, 1978 ; Schmitt, 1986) ont montré le caractère régional de l'albitisation sous la paléosurface triasique. Celle-ci s'est également développée sur le socle hercynien surélevé par rapport au bassin permien de Lodève, mais y présente des puissances beaucoup plus faibles (Schmitt, 1986). Du fait de la différence d'altitude entre socle hercynien et bassin permien, une circulation souterraine épidermique entraînant Na⁺ a pu s'établir, expliquant l'accumulation extraordinaire

[Constation faite dès 1974 par Herbosch] du sodium dans la série permienne de Lodève (et d'une façon plus générale dans tous les bassins permien périphériques du socle hercynien).

Précisons ce transfert à partir des données fournies par Maisonneuve *et al.*, (1984) : les eaux de pluie grâce au CO₂ atmosphérique sont d'abord relativement acides et se chargent en cations Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ ; elles retournent ainsi à la neutralité ; elles déposent ensuite différents minéraux dits d'altération, mais normalement aucun minéral contenant du sodium ; en même temps avec l'augmentation du pH la concentration en CO₃²⁻ augmente :



Compte tenu de la faible valeur du produit de solubilité des carbonates alcalino-ferreux Ca et Mg, il y a précipitation de calcite et de dolomite. Lorsque Ca²⁺, Mg²⁺ ont été éliminés, CO₃²⁻ peut croître et devient l'anion le plus important. Le pH croît alors très fortement, s'il n'y a pas recharge par de l'eau de pluie au cours du transport (climat désertique), devenant suffisamment basique pour précipiter l'albite. La relation de la pluviosité avec l'altitude,

valable en pays désertique, justifie le processus évoqué. La nécessité de ce climat acide nous oriente vers un âge trias inférieur (Taugourdeau-Lantz J., 1984) pour ces paléooltérations.

5.1.3. Les minéralisations uranifères

La figure 33 met en évidence en coupe la relation avec la tectonique cassante des trois principaux corps minéralisés (Mas Lavayre avec les trois quart du potentiel, Mas d'Alary, Tréviels) : en partie stratiformes, en partie filoniens. D'après Mathis *et al.*, (1990), on peut distinguer les types morphologiques suivants :

- 1) Type stratiforme, principalement contenu dans les faciès riches en matière organique les plus hauts dans la série, puissance de un à quelques mètres ; teneurs faibles (1 à 2 ‰).
- 2) Type en lanières, enrichissement assez étroit de quelques mètres de large, très allongé avec un fort contrôle tectonique, correspondant à l'intersection entre une structure tectonique et un horizon stratigraphique favorable ; teneurs localement élevées, mais décroissant rapidement quand on s'écarte de la structure.
- 3) Type en amas, imprégnation d'une brèche tectonique par un mélange intime de microgranules de pechblende et de bitume. Ces amas peuvent avoir plusieurs dizaines de mètres de puissance et fournissent des teneurs pouvant atteindre plusieurs pourcents.
- 4) Type filonien : dans des fractures mineures de la partie nord du bassin à proximité du socle cambrien et la surface actuelle ; minéralisation en grande partie altérée en uranates hexavalents tels que l'autunite.

Mis à part ce dernier type peu important, on note une relation remarquable avec de la matière organique et une morphologie qui rappelle celle des pièges pétroliers : relation des remplissages avec les parties les plus pentées des accidents, qui s'ouvrent davantage dans une tectonique d'extension horizontale. Clément (1986) observe deux types de fissures remplies de matière organique.

1) des fissures remplies de bitume mat, subverticales, de direction ENE-WSW, de puissance centimétrique et légèrement flexueuses : au microscope apparaissent de petits nodules de sulfures (pyrite et blende) éventuellement coalescents, noyés dans un ciment de bitume mat. De part et d'autre de ces fissures, les imprégnations de bitume mat avec de plus petits nodules de sulfures envahissent la roche encaissante, préférentiellement le long de certains joints sédimentaires. A Mas Lavayre ces fissures constituent le facteur principal de l'activité radioactive.

2) des fissures à brèches de sulfures et bitume brillant, qui recourent les fissures à bitume mat et témoignent d'une phase cassante dans des matériaux fortement indurés. A partir des épontes il y a développement symétrique de sulfures qui passent vers le centre à une brèche à élément anguleux comprenant des éléments de roche encaissante stérile ou des rubans de bitume mat, brèche cimentée par un bitume moins mat que celui de la première génération et toujours proche de celui-ci ; enfin dans l'axe de la fissure un bitume brillant fortement craquelé de type asphalte ; dans les fissures de retrait de ce bitume se rencontrent des carbonates, principalement sidérite. Ces faciès bréchiques sont beaucoup moins minéralisés, sauf lorsqu'ils contiennent de nombreux fragments de bitume de première génération. Il faut noter que ces fissures tardives sont de puissance millimétrique.

Selon Clément (1986) la relation des minéralisations avec l'altération supergène post-permienne est très étroite : l'essentiel des minéralisations se trouve dans les faciès albitisés ; les minéralisations les plus riches se trouvent dans les secteurs les plus albitisés ; cependant tous les secteurs albitisés ne sont pas minéralisés et il existe des secteurs faiblement minéralisés dans d'autres zones minéralogiques. En outre une altération supplémentaire se manifeste dans les zones minéralisées :

- développement d'une fraction argileuse (illite-smectite) aux dépens des feldspaths et des chlorites en périphérie des nodules ou fissures à bitume mat bien minéralisées sur quelques dizaines à quelques centaines de microns. Plus à l'extérieur l'argillisation restreint son action aux joints des grains et la chlorite peut être épargnée.

- décarbonatation visible sur les analyses chimiques en roche totale et au microscope.

5.1.4. Datations radiométriques

Lancelot *et al.*, (1984) ont effectué des mesures isotopiques U-Pb sur des échantillons en provenance de la couche 0 de Mas Alary (niveau tout à fait supérieur). Les résultats mettent en évidence d'une part une perte de radon, d'autre part deux âges de dépôt de l'uranium, 173 ± 6 Ma et 108 ± 5 Ma. L'âge le plus ancien est en bonne corrélation avec l'âge des illites saxoniennes déterminé par Bellon *et al.*, (1974) par la méthode K-Ar. D'autres datations K-Ar ont été effectuées par Conrad *et al.*, (1986) sur des cinérites : deux fournissent un âge permien (248 ± 8 Ma) ; deux autres un âge triasique (206 ± 6 Ma) et jurassique (173 ± 5 Ma). Enfin Lancelot et Vella (1989) ont daté à 183 ± 4 Ma par méthode U-Pb et Pb-Pb la pechblende massive de l'indice de Rabejac situé dans le Saxonien

rouge au sein d'une relique à faciès réducteur. En outre la discussion sur les diagrammes Concordia a permis à ces auteurs de cerner la composition isotopique du plomb initial incorporé dans les pechblendes de Rabejae, qui serait d'âge permien.

5.1.5. Interprétation métallogénique

Les datations radiochronologiques mettent en évidence le caractère épigénétique de l'uranium par rapport à la sédimentation permienne. Par ailleurs rappelons que l'uranium n'est mobilisable qu'en milieu oxydant. Or les altérations post-permiennes se sont faites en milieu oxydant supergène (cf. la corrélation entre les faciès rouges, fig. 36, et les altérations post-permiennes, fig. 35). Il est logique de considérer que cette phase oxydante a mobilisé l'uranium contenu dans la série permienne en le déplaçant vers le bas jusqu'au contact de la partie non encore oxydée de la série où il doit normalement précipiter. Plusieurs hypothèses non exclusives peuvent être faites concernant la source de l'uranium, dont les remobilisations nous ont effacé la mémoire :

- uranium contenu dans les éléments détritiques issus du socle hercynien ;
- uranium contenu dans les cinérites ; un argument en faveur de cette hypothèse peut être apporté par les teneurs anormales en zirconium dans les zones à albite (Clément, 1986) du fait de la liaison classique U-Zr dans ce type de volcanisme (Forbes *et al.*, 1984) ;
- uranium déplacé dans les circulations supergènes oxydantes épidermiques dont la nécessité est apparue lors du bilan sodium.

D'après les données radiométriques, la première cristallisation enregistrée de l'uranium s'est faite vers 160-170 Ma, en même temps que les recristallisations au niveau de l'anchizone des illites saxonniennes (Bellon *et al.*, 1974). Compte tenu d'un enfouissement jamais très important, ces cristallisations traduisent une élévation du gradient géothermique au Jurassique moyen constatée aussi dans les températures d'homogénéisation des inclusions-fluides (100 à 200° C) pour les gisements filoniens ou stratiformes à fluorite, blende et galène du pourtour Est du Massif Central français jusqu'au Morvan. Cette élévation du gradient géothermique peut être mise en corrélation avec une remontée de l'asthénosphère en liaison avec l'océanisation à la même époque des Alpes occidentales. La température ainsi atteinte a dès lors été suffisante pour assurer la maturation de la matière organique non oxydée initialement contenue dans les sédiments permien et permettre sa migration. Cette matière organique correspond à des bitumes, c'est-à-dire à une

altération oxydante d'hydrocarbure dont la formation n'est pas clairement élucidée. Capus (1979) propose un mécanisme de type radiolytique a du fait de sa liaison avec l'uranium, mais il y a des bitumes stériles ; Landais et Connan (1980) proposent que la dégradation se soit faite en liaison avec une circulation oxydante, ce que Clément (1986) a par ailleurs confirmé. Le bitume migre donc et se concentre dans des pièges de type pétrolier emportant avec lui l'uranium qui ne cristallise qu'à la fin du parcours au Jurassique moyen. Les données radiométriques (Lancelot *et al.*, 1984) nous obligent à considérer une remobilisation au Crétacé moyen qu'il est tentant de relier à la génération de bitume brillant. Pour Lancelot *et al.*, (op. cité), cette remobilisation serait en rapport avec une phase distensive ayant conduit à l'émersion de l'isthme durancien et à la formation des bauxites dans le SE de la France.

La figure 37 tirée de Clément (1986) résume l'histoire de la mise en place de l'uranium de Lodève.

5.2. GÉNÉRALISATION

Le travail de Clément (1986) sur Lodève qui vient d'être résumé nous apporte la clef de la formation de la plupart des gisements d'uranium en milieu sédimentaire, notamment des gisements liés à des discordances tels que ceux de l'Athabasca.

Nash *et al.*, (1981) ont distingué deux grands groupes de gisements d'uranium dans les grès continentaux :

- 1) groupe à matière organique détritique syngénétique: l'uranium serait de dépôt épigénétique, mais sa mise en place suivrait de peu la sédimentation.
- 2) groupe à matière organique épigénétique (humate uranifère), dont le type est Ambrosia Lake (New Mexico, U.S.A.).

Le modèle de Clément nous montre qu'à Lodève on est d'abord passé par le premier stade de Nash *et al.*, (il n'en reste rien, sinon les altérations sodiques). Puis, grâce à un réchauffement permettant la maturation de la matière organique et son déplacement vers des pièges de type pétrolier, on aboutit au second stade de Nash *et al.*,

En définitive, la liaison de l'uranium avec les grès continentaux tient au caractère généralement oxydé de ces grès, assurant la mise en solution de l'uranium lors de la percolation de fluides. Si ces grès étaient initialement réducteurs il pouvaient en effet contenir de l'uranium, que l'altération supergène continentale oxyde, déplaçant l'uranium vers le bas. A la rencontre d'horizons réducteurs riches en matière organique, l'uranium précipite et peut être ultérieurement mobilisé en même temps que la matière organique grâce à un échauffement postérieur, pour se

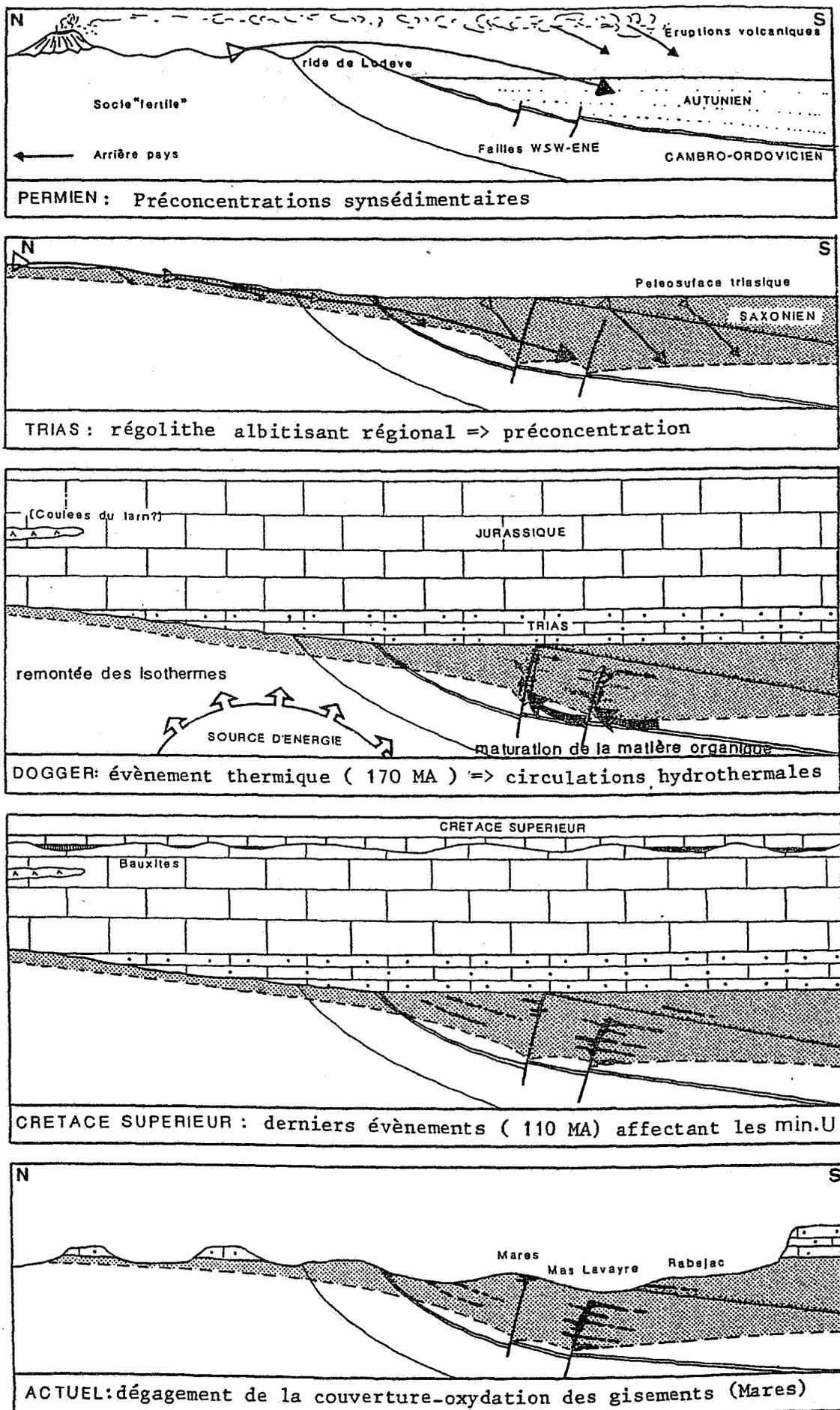


Figure 37. Modèle de formation des gisements uranifères du Lodévois, d'après Clément (1986).

concentrer dans des pièges de type pétrolier. Ce mécanisme paraît avoir joué dans l'Athabasca d'une manière exceptionnelle en raison de la très grande puissance des grès oxydés où des altérations supergènes de type régoïte ont été bien mises en évidence, grès surmontant un socle riche en graphite porté ultérieurement grâce à l'enfouissement à des températures importantes ; il en découle la très grande richesse de ces gisements.

Par rapport aux Kupferschiefer, provenant eux aussi de fluides oxydants, la différence porte généralement sur le sens de circulation : per ascensum pour les gisements de cuivre, dont la source se trouve dans les volcanites basiques des rifts sous-jacents, per descensum pour les gisements d'uranium, dont la source se trouve dans les produits de démantèlement d'affleurement de roches éruptives acides.

Cependant ce n'est pas une règle absolue et certains dispositifs tectoniques peuvent permettre une alimentation des gisements d'uranium par une percolation per ascensum ou per lateralum, comme Forbes (1988) l'a très bien montré dans le cas d'Akouta (Niger).

6. CONCLUSION GÉNÉRALE

De cette comparaison entre trois types de gisements hydrothermaux en milieu sédimentaire, on peut retenir :

- une disjonction entre des gisements totalement dépourvus d'uranium -type Mississippi Valley-, dont le gradient de dépôt est lié à l'augmentation du pH du fluide porteur à partir de saumures acides (avec peut-être un effet de la pression) et des gisements contenant de l'uranium, soit à titre accessoire - Kupferschiefer sensu lato-, soit à titre principal - gisements dans les grès continentaux-, dont le gradient de dépôt est lié à la réduction d'un fluide oxydé.

Les gisements du type Mississippi Valley et du type Kupferschiefer s.l. se sont mis en place sous l'influence de circulations de fluides généralement per ascensum. Pour que ceux-ci débouchent en surface, les zones d'apport ne doivent pas être colmatées par des dépôts sédimentaires importants et continus.

Pour le type Mississippi Valley à caractère généralement épigénétique par rapport aux roches encaissantes, cette condition implique un âge de peu postérieur à celui des roches encaissantes, comme on le constate presque chaque fois que des mesures d'âge de la minéralisation ont pu être réalisées.

Pour le type Kupferschiefer s.l. le flux débouche dans le bassin de sédimentation, développant une minéralisation principale très stratiforme dans des niveaux réducteurs relativement imperméables. Les conduits d'arrivée peuvent se colmater, puis être réouverts lors de mouvements tectoniques synsédimentaires, ce qui permet d'avoir plusieurs niveaux minéralisés stratiformes superposés, tous syngénétiques de la sédimentation.

Dans les deux cas (type Mississippi Valley et type Kupferschiefer s.l.) les zones d'apport doivent être très localisées pour assurer la concentration : on constate qu'il s'agit toujours de **zones de hauts-fonds** dans le bassin de sédimentation où l'épaisseur de la couverture imperméable est nulle ou très faible au moment de l'arrivée des fluides.

L'uranium, uniquement transporté dans des conditions oxydantes, provient principalement de l'attaque en milieu continental par des eaux météoriques de roches éruptives acides et de leurs produits de démantèlement, c'est-à-dire une circulation de fluides essentiellement per descensum ou per lateralum. Un dépôt primaire se produit à la rencontre de ces fluides avec des sédiments à caractère réducteur. Une maturation thermique et un déplacement de la matière organique avec son uranium peut ensuite conduire à des concentrations dans des pièges de type pétrolier.

Pour les minéralisations per ascensum (type Mississippi Valley et Kupferschiefer s.l.), l'augmentation de la température des fluides, permettant grâce à la diminution de leur densité leur remontée vers la surface dans un circuit convectif, est acquise grâce à une augmentation du gradient géothermique en liaison avec **le développement initial d'un rift : c'est une condition géotectonique importante qui circonscrit les districts à gisements de types Mississippi Valley ou Kupferschiefer.**

Pour le type Kupferschiefer, le développement du rift doit avoir atteint le stade lagunaire (fig. 38) qui permet le dépôt des sédiments réducteurs nécessaires à la réaction d'oxydoréduction entre fluide et sédiment.

Les gisements du type Mississippi Valley, insérés tardivement au sein de faciès carbonatés de type plate-forme, paraissent localisés en général sur des **rifts** moins bien définis, vraisemblablement **avortés.**

La liaison des minéralisations uranifères en milieu sédimentaire avec les rifts paraît se faire schématiquement en deux temps, quoique d'autres modalités puissent être constatées. Dans un premier temps le soulèvement d'un socle constitué de roches éruptives acides sur les épaulements latéraux du rift

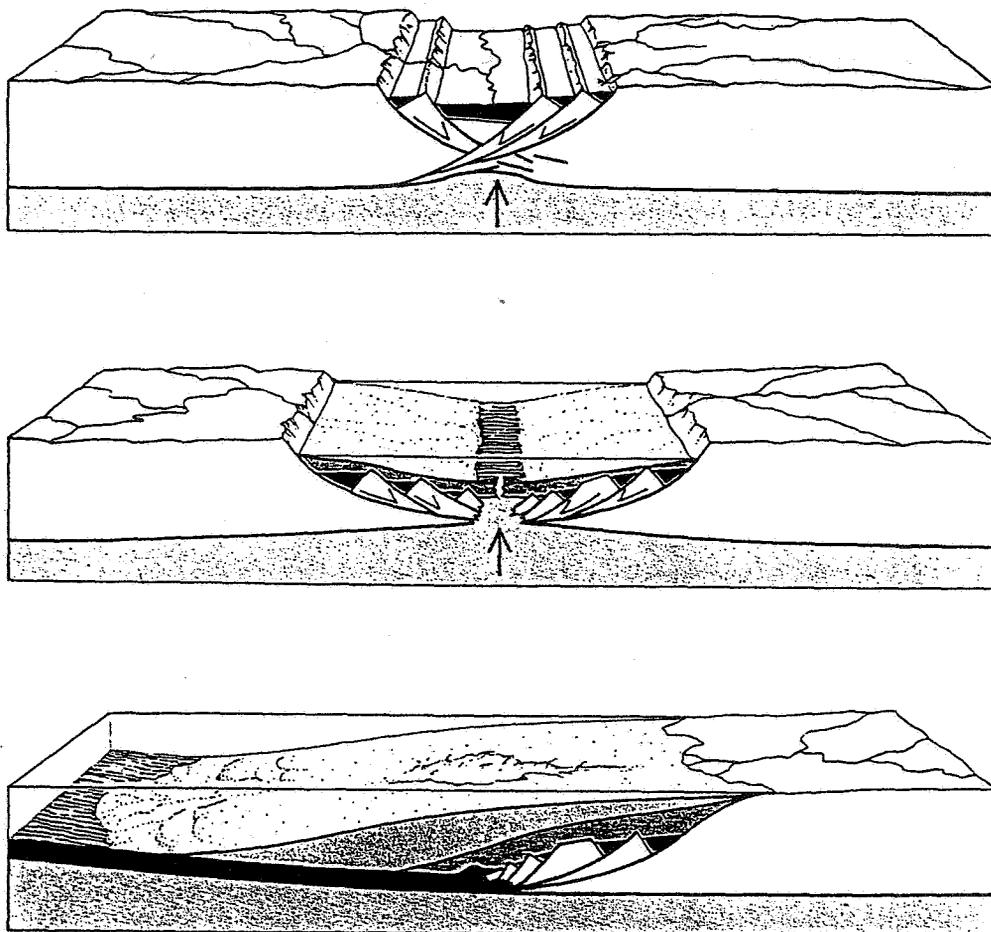


Figure 38. Evolution d'un rift. D'après C. Burchfield, 1983. *Sci.Amer.*, 249: 86-98 in Nicolas (1990).

Au premier stade (en haut), la croûte continentale est amincie ; au second stade, celui d'un rift océanique comme la Mer Rouge, elle a cédé et de la croûte océanique s'est formée ; au dernier stade, celui d'une marge passive, l'axe de la dorsale s'est beaucoup éloigné des bords du rift. A ce stade, la lithosphère s'est refroidie, contractée et, par conséquent, enfoncée (subsidence thermique), ce qui favorise une sédimentation active.

permet à l'altération continentale oxydante de mettre l'uranium en solution. Le fluide oxydant porteur d'uranium est entraîné vers la partie axiale déprimée du rift où il dépose son uranium au contact de sédiments réducteurs riches en matière organique du bassin lagunaire, contribuant à l'oxydation épigénétique supergène de ces sédiments. Dans un second temps la montée en température du rift assure la maturation de la matière organique chargée d'uranium et son déplacement vers des pièges de type pétrolier où elle se concentre avec l'uranium.

Pour circonscrire les domaines de prospection stratégique, il peut être intéressant de comparer ces situations à celles d'autres gisements en milieu sédimentaire non hydrothermaux.

La «métallogénie» des phosphates de chaux est régie par trois observations complémentaires :

- dépôt dans des sédiments côtiers quasiment dépourvus de détritiques par syngénèse chimique ou biochimique du phosphore en solution dans l'eau de mer.

- apport par courants de upwelling (théorie de Kasakov) assurant la remontée du phosphore dissous dans les parties profondes des océans vers les côtes.

- époques très particulières propices à la phosphatogénèse (Cambrien, Permien, limite crétacé-tertiaire) caractérisée par un renouvellement des faunes et un jeu important des transgressions-régressions, qu'il est tentant de mettre en relation avec une augmentation de l'activité des dorsales sous-marines. Si cette activité consiste en un volcanisme à caractère alcalin riche en phosphore, comme certaines constatations ont pu être faites sur des transformantes plus ou moins proches de l'axe des dorsales, on a peut-être là la clef des époques à phosphatogénèse. Ces gisements seraient donc associés au développement d'un rift **océanique**, postérieurement au stade lagunaire du rift, bien séparés des gisements hydrothermaux analysés.

Les métallogénistes s'accordent pour décrire la formation des gisements de fer oolithique comme provenant d'une augmentation du pH des eaux douces

chargées de fer en solution colloïdale à l'arrivée dans l'eau de mer. Les granules (oolithes) ferreux ainsi formés sont ensuite souvent oxydés et transportés comme des éléments détritiques (Joseph, 1982 ; Joseph et Beaudoin, 1983).

Pour obtenir une teneur relativement importante en fer il importe que ces oolithes ne soient pas diluées dans des sédiments terrigènes sableux, c'est-à-dire que le continent doit être pénéplainisé et soumis à une érosion principalement chimique (Bubenicek, 1971). De sorte que ces gisements ne peuvent se former qu'à un stade mature, voire sénile des rifts dont les épaulements en relief doivent avoir disparu.

7. REMERCIEMENTS

Je remercie très vivement M. Carlo Campiglio qui a mis au point le texte anglais du résumé, ainsi que le relecteur pour ses remarques constructives.

8. REFERENCES

- AL GANAD, I., LAGNY, P., LESCUYER, J.L., RAMBOZ, C. & TOURAY, J.C., 1994. Jabali, a Zn-Pb-(Ag) carbonate-hosted deposit associated with late jurassic rifting in Yemen. *Min. Deposita*, 29: 44-56.
- ANDERSON, G.M., 1975. Precipitation of Mississippi - Type ores. *Econ. Geol.*, 70: 937-942.
- ANNELS, A.E., 1979a. Mufulira greywackes and their associated sulphides. *Inst. Min. Metall. Trans. B*, 88: B15-B23.
- ANNELS, A.E., 1979b. The genetic relevance of recent studies at Mufulira mine, Zambia. *In* : Liber. memorialis Paul Bartholomé, *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 102: 431-449.
- ANNELS, A.E., 1984. The geotectonic environment of Zambien copper-cobalt mineralization. *J. Geol. Soc. London*, 141: 279-289.
- ANNELS, A.E., 1989. Ore genesis in the Zambian copperbelt with particular reference to the northern sector of the Chambishi basin. *In* : Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson, C.W., Jowette, E.C. & Kirkham, R.V. (Eds), *Sediment-hosted stratiform copper deposits. Geol. Assoc. Canada*, Sp. paper 36: 427-452.
- BARBANSON, L. & TOURAY, J.C., 1990. Les minéralisations Zn-Pb des systèmes biosédimentaires urgoniens du domaine Ouest-santanderin (nord de l'Espagne). *In* : Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires. *Doc. BRGM*, 183: 129-142.
- BARTHOLOMÉ, P., EVRARD, P., KATEKESHA, F., LOPEZ-RUIZ, J. & NGONGO, M., 1973. Diagenetic ore-forming processes at Kamoto, Katanga, Republic of the Congo. *In* : Ore in sediments. G.C. Amstutz & A.J., Bernard (Eds), *Intern. Univ. Geological Sciences*, séries A, 3: 21-41.
- BEALES, F.W. & JACKSON, S.A., 1966. Precipitation of lead-zinc ores in carbonate reservoirs as illustrated by Pine Point ore field, Canada. *Trans. Inst. Min. Metal. sect. B*, 278-285.
- BELLON, H., ELLENBERGER, F. & MAURY, R., 1974. Sur le rajeunissement de l'illite des pelites saxoniennes du bassin de Lodève. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 278: 413-415.
- BETHKE, C.M., 1986. Hydrologic constraints on the genesis of the upper Mississippi Valley Mineral district from Illinois basin brines. *Econ. Geol.*, 81: 233-249.
- BETHKE, C.M., 1992. Programme REACT. Geochemist's workbench, inédit.
- BISCALDI, R., 1968. Hydrogéologie des roches éruptives et métamorphiques. Analyses bibliographiques. *Bull. BRGM*, 2^e série, sect. III/2: 23-40.
- BOGACZ, K., DZULYNSKI, S. & HARANCZYK C., 1970. Ore-filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of the Cracow-Silesian region. *Acta Geologica Polonica*, 20/2: 247-267.
- BOULADON, J., 1948. Quelques aspects du plomb de substitution au Maroc. *Notes Serv. Geol. Maroc*, 1/71: 123-133.
- BOULADON, J. & GRACIANSKY, P.-C., de, 1985. Les minéralisations dites de couverture plomb, zinc, cuivre, uranium, barytine, fluorine,...) du Trias au Pliocène, en France. *Chron. Rech. Min.*, 480: 17-33.
- BRIGO, L., KOSTELKA, L., OMENETTO, P., SCHNEIDER, H.J., SCHROLL, E., SCHULZ O. & STRUCL, I., 1977. Comparative reflections on four alpine Pb-Zn deposits. *In* : Time and stratabound ore deposits. Klemm, D.D. *et al.* (Eds), Springer-Verlag, Berlin, 273-293.
- BROWN, A.C., 1971. Zoning in the White Pine copper deposit, Ontonagon county, Michigan. *Econ. Geol.*, 66: 543-573.
- BUBENICEK, L., 1971. Géologie du gisement de fer de Lorraine. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*, 5: 223-320.
- CAHEN, L., DELHAL, J., DEUTSCH, S., GROGLER, N., LEDENT, D. & PASTEELS, P., 1970. Geochronology and petrogenesis of granitic rocks in the copperbelt of Zambia and southeast Katanga province. *Ann. Mus. roy. Afr. Centr. Sci. Geol.*, 65.
- CAMPBELL, N., 1966. The lead-zinc deposits of Pine Point. *Canadian Mining Metall. Bull.*, 59: 953-960.
- CAPUS, G., 1979. Observations de bitumes uranifères à Cérilly (Allier) et à Lodève (Hérault) ; implications métallogéniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 285: 1375-1378.
- CATHLES, L.M. & SMITH, A.T., 1983. Thermal constraints on the formation of Mississippi

- Valley-type lead-zinc deposits and their implications for episodic basin dewatering and deposit genesis. *Econ. Geol.*, 78: 983-1002.
- CHEROTZKY, G., 1971. Les basanites de la région d'Oujda (Maroc oriental). *Notes Serv. géol. Maroc*, 31/237: 161-172.
- CLÉMENT, J.-Y., 1986. Minéralogie, pétrologie et géochimie du Permien de Lodève Hérault, France). Diagenèse précoce, altération feldspathisante et mise en place des minéralisations uranifères. *Ecole des Mines de Paris, Mém. Sci. Terre*, 2, 137 p.
- CONRAD, G., MONTIGNY, R. & ODIN, B., 1986. Datation K-Ar de cinérites du Permien inférieur du bassin de Lodève (Hérault, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302/II, 14: 887-890.
- DOE, B.R., STUCKLESS, J.S. & DELEVAUX, M.H., 1983. The possible bearing of the granite of the UPH deep drill holes, northern Illinois, on the origin of Mississippi Valley ore deposits. *J. Geophys. Research*, 88: 7335-7345.
- DUPUY, J.-J., 1984. Etude du gîte plombifère de Oued Mekta (Maroc oriental), essai d'explication de la répartition des métaux Pb, Zn, (Cu, Ba) dans le district de Touissit-Bou Beker. Thèse doctorat Univ. Orléans, 268 p.
- DUPUY, J.-J. & TOURAY, J.-C., 1986. Le gîte plombifère de couverture de Oued Mekta (district de Touissit-Bou Beker, Pays des horsts, Maroc oriental). *Chron. Rech. Minière*, 485: 17-32.
- DUTHOU, J.L., EMBERGER, A. & LASSERRE, M., 1973. Principaux résultats métallogéniques obtenus à partir de l'étude isotopique du plomb de galènes et de minéraux oxydés du Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 276: 1107-1110.
- DUTHOU, J.L., EMBERGER, A. & LASSERRE, M., 1976. Résultats graphiques et interprétation de mesures isotopiques du plomb de galènes et de minéraux oxydés du Maroc. *Mém. hors sér. Soc. géol. France*, 7: 221-226.
- EISENHUTH, K.H. & KAUTZSCH, E., 1954. Handbuch für den Kupferschieferbergbau. *Fachbuchverlag Leipzig*, 355 p.
- ELMI, S., 1973a. La lacune du Bathonien supérieur dans l'Oued Tazouggart (Maroc oriental) ; intérêt paléogéographique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 276: 901-903.
- ELMI, S., 1973b. Décrochements et mouvements atlasiques dans la région frontalière algéro-marocaine (Mont de Rhar Roubane). *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 276: 1521-1524.
- ENSGN, C.O. Jr., WHITE, W.S., WRIGHT, J.C., PATRICK, J.L., LEONE, R.J., HATHAWAY, D.J., TRAMMELL, J.W., FRITTS, J.J. & WRIGHT, T.L., 1968. Copper deposits in the Nonesuch shale, White Pine, Michigan. *In* : Ore deposits of the U.S. 1933-1364, *A.I.M.E.*, 460-488.
- ERZBERGER, R., FRANZ, R., JUNG, W., KNITZSCHKE, G., LANGER, M., LUGE, J., RENTZSCH, H. & RENTZSCH, J., 1968. Lithologie, Paläogeographie und Metallführung des Kupferschiefers in der Deutschen Demokratischen Republik. *Geologie*, 17, H 6/7: 623-870.
- FLEISCHER, V.D., GARLICK, W.G. & HALDANE, R., 1976. Geology of the Zambian copperbelt. *In* : Handbook of stratabound ore deposits, Wolf K.H. Ed., 6: 223-352.
- FORBES, P., 1988. Rôles des structures sédimentaires et tectoniques, du volcanisme alcalin régional et des fluides diagénétiques-hydrothermaux pour la formation des minéralisations à U-Zr-Zn-V-Mo d'Akouta (Niger). Thèse Univ. Bourgogne, 387 p.
- FORBES, P., PACQUET, A., CHANTRET, F., OUMAROU, J. & PAGEL, M., 1984. Marqueurs du volcanisme dans le gisement d'uranium d'Akouta (République du Niger). *C.R. Acad. Sci. Paris*, II/298: 647-650.
- GABLINA, I.F., 1981. New data on formation conditions of the Dzhezkazkan copper deposit. *Intern. Geol. Review*, 23: 1303-1311.
- GARLICK, W.G., 1967. Special features and sedimentary facies of stratiform sulphide deposits in arenites. *Proc. 15th Inter-Univ. Geol. Congr. Univ. Leicester*, 107-169.
- GAUTHIER, B., 1984. Etude de la matière organique associées aux séries carbonatées, minéralisées, du gîte Zn-Pb de Trèves (Gard, France). Thèse doctorat Univ. Orléans, 219 p.
- HARANCZYK, C., 1993. Relations of the upper silesian-cracovian Zn-Pb ore deposits to terrane sutures : a smokers brine hypothesis. *Atelier MVT - Actes Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Géologie Appliquée*, 83-102.
- HERBOSCH, A., 1974. Facteurs contrôlant la distribution dans les shales uranifères du bassin permien de Lodève (Hérault, France). *In* : Formation of Uranium deposits, I.A.E.A., Vienna, 359-380.
- HEYL, A.V., 1972. The 38th parallel lineament and its relationship to ore deposits. *Econ. Geol.*, 67: 879-894.
- HORRENBARGER, J.C. & RUHLAND, M., 1981. Déformation progressive des sédiments permien du bassin de Lodève (Hérault). Evolution géométrique et cinématique d'un modèle en extension par glissement-basculement. *Sci. Géol. Bull.*, 34/1: 75-88.
- JOSEPH, P., 1982. Le minerai de fer oolithique ordovicien du massif armoricain : sédimentologie et paléogéographie. Thèse doct. ing. Ecole des Mines de Paris, 324 p.
- JOSEPH, P. & BEAUDOIN, B., 1983. Microséquences intraoolithiques dans le minerai de fer ordovicien normand (Llanvirn). Nouvelle hypothèse de genèse des oolithes ferrugineuses. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. II, 296: 1533-1538.
- JOWETT, E.C., 1986. Genesis of Kupferschiefer Cu-Ag deposits by convective flow of Rotliegendes

- brines during Triassic rifting. *Econ. Geol.*, 81: 1823-837.
- JOWETT, E.C., 1987. Formation of sulfide-calcite veinlets in the Kupferschiefer Cu-Ag deposits in Poland by natural hydrofracturing during basin subsidence. *J. Geology*, 95: 513-526.
- JOWETT, E.C., PEARCE, G.W. & RYDZEWSKI, A., 1987. A mid-triassic paleomagnetic age of the Kupferschiefer mineralisation in Poland, based on a revised apparent polar wander path for Europe and Russia. *J. Geoph. Research*, 92/B1: 581-598.
- JOWETT, E.C., RYDZEWSKI, A. & JOWETT, R.J., 1987. The Kupferschiefer Cu-Ag ore deposits in Poland: a re-appraisal of the evidence of their origin and presentation of a new genetic model. *Can. J. Earth Sci.*, 24: 2016-2037.
- JOWETT, E.C., ROTH, T., RYDZEWSKI, A. & OSZCZEPALSKI, S., 1991. «Background» $\delta^{34}\text{S}$ values of Kupferschiefer sulphides in Poland; pyrite-marcasite nodules. *Miner. Deposita*, 26: 89-98.
- JUNG, W. & KNITZSCHKE, G., 1976. Kupferschiefer in the german democratic republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer deposit in Southeastern Harz foreland. In: Handbook of stratabound ore deposits, Wolf, K.H. Ed., Elsevier, 6: 353-406.
- KISVARSANYI, G., 1977. The role of the precambrian igneous basement in the formation of the stratabound lead zinc copper deposits in southeast Missouri. *Econ. Geol.*, 72: 435-442.
- KONTAK, D.J., FARRAR, E. & McBRIDE S.A., 1994. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of fluid migration in a Mississippi Valley-Type deposit: the Gays river Zn-Pb deposit, Nova Scotia, Canada. *Econ. Geol.*, 89: 1501-1517.
- KUCHA, H., 1983. Precious metal bearing shale from Zechstein copper deposits, Lower Silesia, Poland. *Trans. Instit. Min. Metall. Sect. B*, 92: B72-B78.
- KUCHA, H., 1984. Palladium minerals in the Zechstein copper deposits in Poland. *Chem. Erde*, 43: 27-43.
- KUCHA, H., 1990. Geochemistry of the Kupferschiefer, Poland. *Geol. Rundschau*, B 79/H.2: 387-399.
- KUCHA, H. & PAWLIKOWSKI, 1986. Two-brine model of the genesis of strata-bound Zechstein deposits (Kupferschiefer type), Poland. *Miner. Deposita*, 21: 70-80.
- LAFFITTE, P., 1958. Régime thermique au voisinage d'un filon hydrothermal. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 246: 2148-2150.
- LANCELOT, J.R., de SAINT-ANDRÉ, B. & de la BOISSE, H., 1984. Systématique U-Pb et évolution du gisement d'uranium de Lodève, France. *Mineral. Deposita*, 19: 44-53.
- LANCELOT, J. & VELLA, V., 1989. Datation U-Pb liasique de la pechblende de Rabejac. Mise en évidence d'une préconcentration uranifère permienne dans le bassin de Lodève (Hérault). *Bull. Soc. géol. France*, 8/5-2: 309-315.
- LANDAIS, P. & CONNAN, J., 1980. Relation uranium matière organique dans deux bassins permien français. Lodève (Hérault) et Cérilly-Bourbon l'Archambault (Allier). *Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 4: 709-757.
- LANGMUIR, D., 1978. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with application to sedimentary ore deposits. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 42: 547-569.
- LAVERSANNE, J., 1976. Sédimentation et minéralisation uranifère du Permien de Lodève (Hérault). Thèse Doct. Ing. Univ. Orsay, 300 p.
- LEFEBVRE, J.-J., 1989. Depositional environment of copper-cobalt mineralization in the Katanga sediments of Southeast Shaba, Zaïre. In: Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson, C.W., Jowett, E.C. & Kirkham, R.V. (Eds), Sediment-hosted stratiform copper deposits. *Geol. Assoc. Canada*, Sp. paper 36: 401-426.
- LENCK, P.-P., 1977. Données nouvelles sur l'hydrogéologie des régions à substratum métamorphique ou éruptif. Enseignements tirés de la réalisation de 900 forages en Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 285/D: 497-500.
- LUCAS, G., 1942. Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi El Abed. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e série, Stratigraphie Description régionale, 16: 538 p.
- LÜTZNER, H., ELLENBERG, J. & FALK, F., 1981. Sedimentology and basin development of Rotliegend deposits in the Saale trough. In: Proc. Intern. Symposium Central European Permian Jablonna, 1978. 239-252.
- MACQUAR, J.-C., ROUVIER, H. & THIBIEROZ, J., 1990. Les minéralisations Zn, Pb, Fe, Ba, F, péricévenoles: cadre structuro-sédimentaire et distribution spatio-temporelle. In: Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires. *Doc. B.R.G.M.*, 183: 143-158.
- MAISONNEUVE, J., MERGOIL-DANIEL, J. & LABERNARDIÈRE, H., 1984. Genèse des épisyénites par corrosion alcaline du quartz. Contribution à la métallogénie de l'uranium. *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand II*, 81, Géologie Minéralogie, 38: 18 p.
- MAKHOUKHI, S., 1994. Le gisement de plomb de Beddiane (Maroc oriental): gîtologie et éléments de modélisation d'une minéralisation de type Mississippi Valley. *Ecole des Mines de Paris, Mém. Sc. Terre*, 21: 140 p.
- MAROWSKY, G., 1969. Schwefel-, Kohlenstoff- und Sauerstoff Isotopenuntersuchungen am Kupferschiefer als Beitrag zur genetischen Deutung. *Contrib. Miner. Petrol.*, 22: 290-334.
- MATHIS, V., ROBERT, J.-P. & SAINT-MARTIN, J.,

1990. Géologie et métallogénie des gisements d'uranium du bassin permien de Lodève (Sud du Massif Central français). *Chron. Rech. Min.*, 499: 31-40.
- MCKNIGHT, E.T. & FISCHER, P.-P., 1970. Geology and ore deposits of the Picher field, Oklahoma and Kansas. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 588: 165 p.
- MICHARD, A., 1976. Eléments de géologie marocaine. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 252: 408 p.
- NASH, J.T., GRANGER, H.C. & ADAMS, S.S., 1981. Geology and concepts of genesis of important types of uranium deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniv. vol., 063-116.
- NICOLAS, A., 1990. Les montagnes sous la mer. *B.R.G.M.*, 188 p.
- NOBLE, E.A., 1963. Formation of ore deposits by water of compaction. *Econ. Geol.*, 58: 1145-1156.
- ODIN, B., DOUBINGER, J. & CONRAD, G., 1986. Attribution des formations détritiques rouges du Permien du Sud de la France au Thuringien d'après l'étude du bassin de Lodève : implications géologiques, paléontologiques et paléoclimatiques. *C.R. Acad. Sci. Paris, série II*, 302/16: 1015-1020.
- OHMOTO, H. & RYE, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In : *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edit., H.L. Barnes (Ed.), 509-567.
- OSZCZEPALSKI, S., 1989. Kupferschiefer in Southwestern Poland: sedimentary environments, metal zoning and ore controls. In : Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson, C.W., Jowette, E.C. & Kirkham, R.V. (Eds), *Sediment-hosted stratiform copper deposits. Geol. Assoc. Canada, Special paper* 36: 571-600.
- OSZCZEPALSKI, S., 1994. Oxidative alteration of the Kupferschiefer in Poland: Oxide-sulphide paragenesis and implication for ore-forming models. *Geological Quarterly*, 38: 651-672.
- OWODENKO, B., 1947. Mémoire explicatif de la carte géologique du bassin houiller de Djerada et de la région au Sud d'Oujda. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 70: 5-168.
- PAGEL, M., 1993. Comparaison entre la genèse de certains gisements d'uranium dans les bassins sédimentaires (Akouta au Niger et Lodève en France) et celle des gisements Pb-Zn de type Mississippi Valley. *Atelier MVT - Actes Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Géologie Appliquée*, 143-149.
- PÉLISSONNIER, H., 1961. Paléoreliefs et minéralisations hydrothermales : la structure paléinsulaire. *Ann. Mines*, janv. 1961, 7-30.
- PÉLISSONNIER, H., 1964. Structure géologique et genèse du gisement de cuivre de Corocoro (Bolivie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e série, VI: 502-514.
- PÉLISSONNIER, H., 1965a. Le problème de la concentration naturelle des substances minérales. *Ann. Mines*, 889-924.
- PÉLISSONNIER, H., 1965b. La liaison des minéralisations cuprifères stratiformes avec les mouvements tectoniques d'après l'exemple du Boléo (Basse Californie, Mexique). *Chr. Mines & Recherche Minière*, 339: 43-52.
- PÉLISSONNIER, H., 1967. Analyse paléohydrogéologique des gisements stratiformes de plomb, zinc, baryte, fluorite du type «Mississippi Valley». *Econ. Géol. Monograph*, 3: 234-252.
- PÉLISSONNIER, H., 1979. Sur l'ampleur de l'altération supergène dans la formation des gîtes minéraux exploitables. In : *Liber memorialis Paul Bartholomé*, *Ann. Soc. géol. Belgique*, 102: 537-548.
- PÉLISSONNIER, H., 1983. Metallogenic significance of lead. *J. Intern. Conf. MVT lead-zinc deposits*. Rolla Missouri, 216-225.
- PÉLISSONNIER, H., 1989. Historique des concepts et modèles métallogéniques pour les gîtes de plomb-zinc en milieu sédimentaire carbonaté. *Chron. Rech. Min.*, 495: 37-45.
- PÉLISSONNIER, H., 1989. Le stage 1989 de la Section d'Etudes Géologiques et Minières de l'Ecole des Mines de Paris à Touissit (Maroc). *Travaux entrepris. Premiers résultats au 10 mars 1989. E.N.S.M.P.-C.G.G.M.*, inédit, 9 p.
- PERETTI, L., 1971. Sul drenaggio di acque profonde ad opera delle gallerie in rocce cristalline nelle Alpi piemontesi. *Symp. Int. sulle acque sotterranee nelle rocce cristalline, Cagliari*, 106-114.
- POUIT, G. & MARCOUX, E., 1990. Les minéralisations Zn-Pb de la couverture carbonatée miocène de la bordure du rift de la mer rouge : apport de la géochimie isotopique du plomb. In : *Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires. Doc. B.R.G.M.*, 183: 115-128.
- RAGUIN, E., 1954. Sur l'ampleur de la métallogénie régénérée. *C.R. 19e Congr. géol. Intern. Alger*, 1952, sect. 12/12: 105-113.
- RAYBOULD, J.G., 1978. Tectonic controls on proterozoic stratiform mineralization. *Trans. Inst. Min. Metall.*, B87: B79-B86.
- RENTZSCH, J., SCHIRMER, B., RÖLLING, G. & TISCHENDORF, G., 1976. On the metal source of non-ferrous mineralizations in the Zechstein basement (Kupferschiefer type). In : *The current metallogenic problems of central Europe*. Fedak, J. (Ed.). *J. publishing House Wydawnictwa Geol. Warsaw*, 171-188.
- ROEDDER, E., 1984. Fluid inclusions. *Rev. mineralogy, Min. Soc. America*, 12: 417-418.
- RÖSLER, H.J., PILOT, J., HARZER, D. & KRÜGER, P., 1968. Isotopengeochemische Untersuchungen (O, S, C) im Salinarsedimenten Mitteleuropas. *Proc. 23th Int. Geol. Congress Prague*, 6: 89-100.

- SAMSON, P., 1973. Un gisement plombo-zincifère en milieu récifal : Touissit (Maroc oriental). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 242: 133 p.
- SASS-GUSTKIEWICZ, M., DZULYNSKI, S. & RIDGE, J.D., 1982. The emplacement of zinc-lead sulfide ores in the upper Silesian district. A contribution to the understanding of Mississippi Valley-Type deposits. *Econ. Geol.*, 77: 392-412.
- SAWKINS, F.J., 1976. Metal deposits related to intracontinental hotspot and rifting environments. *Journ. Geol.*, 84/6: 653-671.
- SCHMITT, J.-M., 1986. Albitisation triasique, hydrothermalisme jurassique et altération supergène récente : métallogénie des gisements uranifères du Rouergue. Thèse Doctorat ès Sciences Univ. Louis Pasteur Strasbourg, 240 p.
- SCHMITT, J.-M., MAKHOUKHI, S. & GOBLET, P., 1991. Modelling of structure induced hydrothermal circulation in Mississippi Valley type deposit. In : Source, transfert and deposition of metals. M. Pagel & J. L. Leroy (Eds), *Balkema Rotterdam*, 489-492.
- SHELTON, K.L., BURSTEIN, I.B., HAGNI, R.D., VIERRETH, C.B., GRANT, S.K., HENNIGH Q.T., BRADLEY, M.F. & BRANDOM, R.T., 1995. Sulfur isotope evidence for penetration of MVT fluids into igneous basement rocks, southeast Missouri, U.S.A. *Min. Deposita*, 339-350.
- SPECZIK, S. & RYDZEWSKI, A., 1983. Postmagmatic processes in lower Permian volcanic rocks associated with the Zary pericline south-western Poland. *Archiwum mineralogiczne*, XXXIX/1: 77-91.
- SPURR, J.E., 1926. The southeast Missouri ore-magmatic district. *Eng. Min. Journ.*, 122: 928-975.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Letters*, 26: 207-221.
- SUSZCZYNSKI, E.F., 1968. L'hydrogéologie des terrains cristallins du «Nordeste» brésilien. *Bull. B.R.G.M.*, 2e série, sect. III, 3: 83-95.
- TAUGOURDEAU-LANTZ, J., 1984. Les associations palynologiques du Trias languedocien dans leur cadre européen. Influence du milieu (sols de végétation, milieu sédimentaire). *Géol. France*, 1-2: 23-28.
- TOUAHRI, B., 1983. Le gîte de zinc-plomb d'El Abed : une minéralisation «sous inconformité» en environnement dolomitique épico`ntinental, contribution à une recherche de guides de prospection. Thèse docteur Ingénieur Univ. Orsay, 194 p.
- TOUAHRI, B., 1987. Géochimie et métallogénie des minéralisations à plomb et zinc du nord de l'Algérie. Thèse Doctorat ès Sciences Naturelles Univ. Paris VI, 380 p.
- VASSEUR, G. & BURRUS, J., 1990. Contraintes hydrodynamiques et thermiques sur la genèse des gisements stratiformes à plomb-zinc. In : Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires. *Doc. B.R.G.M.*, 183: 305-354.
- VOIRIN, J., 1965. Géologie du gisement plombo-zincifère de Bou Beker. In : Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc. *Notes & Mém. Service géologique Maroc*, 181: 21-91.
- WADJINNY, A., 1989. Un panorama du district à plomb-zinc de Touissit, type de gisements stratiformes en milieu carbonaté. *Chron. Rech. Min.*, 495: 15-20.
- WEDEPOHL, K.H., 1964. Untersuchungen am Kupferschiefer in Nord-Westdeutschland ; ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminöser Sedimente. *Geochem. & Cosmochim. Acta*, 28: 305-364.
- WEDEPOHL, K.H., DELEVAUX, M.H. & DOE, B.R., 1978. The potential source of lead in the Permian Kupferschiefer bed of Europe and some selected paleozoic mineral deposits in the Federal Republic of Germany. *Contr. Miner. Petrol.*, 65: 273-281.
- WHITE, W.S. & WRIGHT, J.C., 1954. The White Pine copper deposit, Ontonagon county, Michigan. *Econ. Geol.*, 49: 675-716.
- WODZICKI, A. & PIESTRZYNSKI, A., 1994. An ore genetic model for the Lubin-Sierszowice mining district, Poland. *Miner. Deposita*, 29: 30-43.
- YERLE, J.J. & THIRY, M., 1979. Albitisation et minéralisations uranifères dans le socle et les sédiments permo-houillers du bassin de Brousse-Broquiès (Aveyron, France). *Bull. B.R.G.M.*, II/4: 275-290.
- ZEHNI, A., 1988. Géologie, minéralogie et géochimie du gisement de plomb (zinc, cuivre) de Beddiane, district de Touissit-Bou Beker (Maroc oriental). Thèse Doct. ing. Univ. Toulouse, 188 p.

Manuscrit reçu le 17 novembre 1995 et accepté pour publication le 29 février 1996.