

1242

Exclu du Prêt

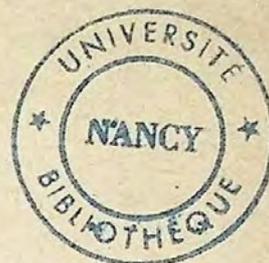
ScN 60
4

THESES

PRÉSENTÉES A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY
POUR L'OBTENTION DU GRADE DE :

Ingénieur-Docteur par

M. L. BUBENICEK



Première thèse :

Recherches sur la constitution et la répartition du minerai de fer dans l'Aalénien de Lorraine

Deuxième thèse

Propositions données par la Faculté :

Principes généraux de l'enrichissement des minerais de fer

SOUTENUES PUBLIQUEMENT LE 2 JUILLET 1960 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

JURY :

MM. M. ROUBAULT :	Président	
A. BERNARD	}	examineurs
J. HILLY		
P. GUINARD	}	invités
P. EMERY		

BIBLIOTHEQUE SCIENCES NANCY 1



D 095 120562 6



E R R A T A

Page	ligne	au lieu de	lire
5	19	cotes	côtes
6	27	entouré de Charmorithien	entaillé le Charmouthien
8	11	kastiques	karstiques
14	9	au Charmouthien,	au Charmouthien :
18	18-19	le front supérieur est	le front inférieur est
20	3	plaçages	placages
24	10	ces particuliers	cas particuliers
40	28	subdivision	subdivisions
49	21	limonite ne	limonite qui ne
50	26	grains de quarte	grains de quartz
57	7	limite résolution	limite de résolution
68	7	s'installant	s'installant
75	7	n'auront de valeur que comparative géométriques	n'auront qu'une valeur comparative géométrique
77	5	suggestif	suggestive
78	32	cetains	certain
82	9	Peine Salgitter	Peine Salzgitter
82	14	son analogues	sont analogues
84	38	il se présentent	il se présente
85	2	tests Lamellibranches	tests de Lamellibranches
85	4	le débris de Bryozoaires	les débris de Bryozoaires
85	24	Grinoïdes	Crinoïdes
85	25	texture ponctuee	structure ponctuee
86	7	substance argileuse	substance argileuse
91	19	seires	séries
95	4	dans certains minerais	dans certains minerais
99	21-22	(Bazailles L ₅) elles	elles sont rares (Bazailles L ₅). Dans d'autres elles peuvent...
101	5	l'observation à débris	l'observation des débris
101	27	agrégas	agregats
104	35	syngénétiques ou différentes formes	syngénétiques aux différentes formes
110	23	et les arnites chloriteuses	et les arénites chloriteuses
111	19	horizons coquilles	horizons coquillers
111	20	sideritique	sideritique
113	11	de la siderose	de la siderose
117	note(1)	quelque soit	quelle que soit
122	15	ceci n'est pas redhibitoire	l'analyse reste possible
137	14	transformées en chlorite	transformés en chlorite

Page	ligne	au lieu de	lire
137	17	déformés	déformées
137	19	concretions installant	concrétions s'installant
137	29	des haies argileux	des shales argileux
Planche II	- 3	Veuvillers	Beuvillers
-	XII - 5	de St-Pierremont	de St-Pierremont
-	XVI - 1	fortement réduit	fortement réduits
143	14	se développent en	se développent en
143	22	type précéd,t	type précédent
145	30	constituants detritiques	constituants détritiques
145	35	syngénétiques	syngénétiques
145	34	diagénétique	diagénétiques
149	43	apport variables	apport variable
161	41	possède de sa ceinture	possède sa ceinture
166	29	depot	dépôt
170	1	$2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{C} + \text{CO}_2 \rightarrow 54\text{FeCO}_3$	$2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{C} + 3\text{CO}_2 \rightarrow 4\text{FeCO}_3$
170	24	pH < 7	pH > 7
177	12	nul dont celle	nul doute celle

Thèses
Présentées à la
Faculté des Sciences de l'Université de
Nancy
pour l'obtention du grade de
Ingénieur-Docteur

par

Louis BUBENICEK



Fu, Lorraine
Première thèse :

RECHERCHES SUR LA CONSTITUTION ET LA REPARTITION
DU MINERAI DE FER DANS L'AALÉNIEN DE LORRAINE

Deuxième thèse :

PROPOSITIONS DONNEES ~~PAR LA FACULTE :~~
PRINCIPES GÉNÉRAUX DE L'ENRICHISSEMENT DES MINÉRAIS DE FER

Soutenues publiquement le 2 Juillet 1960 devant la
Commission d'Examen

Jury

MM.	M. ROUBAULT	Président
	A. BERNARD	Examineurs
	J. HILLY	
	P. GUINARD	Invités
	P. EMERY	

UNIVERSITE DE NANCY - FACULTE DES SCIENCES

Doyen : M. URION
Assesseur : M. ECHEVIN

Doyens honoraires : MM. CORNUBERT, DELSARTE

Professeurs honoraires : MM. GUTTON, CROZE, RAYBAUD, FALLOT, LAFFITE, LERAY, DONZELOT, JOLY, LAPORTE, EICHHORN, CAPELLE, GODEMENT, DUBREIL, L. SCHWARTZ, DIEUDONNE, de HALLE MANN, LONGCHAIBON, LETORT, DODE, GAUTHIER, GOUDET, OLIER, CORNUBERT, CHAPELLE, GUERIN.

Maîtres de conférences honoraires : MM. RAUK, LIENHART.

PROFESSEURS

MM.

N.	Physique	BOLFA	Minéralogie
URION	Chimie biologique	NICLAUSE	Chimie
DELSARTE	Analyse supérieure	FATVRE	Physique appliquée
RELY	Zoologie	AUBRY	Chimie minérale
ROUBAULT	Géologie	COLOLET	Mécanique physique
VEILLET	Biologie animale	DUVAL	Chimie
ECHEVIN	Botanique	COFFENS	Radiogéologie
WAHL	Chimie org.ind.	FRUHLING	Physique
BARRIOL	Chimie théorique	LIONS	M.M.P.
BIZETTE	Physique	SUENER	Physique experiment.
GUILLIEN	Electronique	HILLY	Géologie
GILBERT	Chimie physique	LE GOFF	Génie chimique
HERVE	Calcul diff. et int.	CHAPON	Chimie biologique
LEGRAS	Mécan.rationnelle	HEROLD	Chimie industrielle
DAVID	Chimie organique	SCHWARTZ	Exploitation minière
MANGENOT	Phytopathologie	MALAPRADE	Chimie
		GAYET	Physiologie

MAITRES DE CONFERENCES

MM.

WERNER	Botanique	BERNARD	Géologie
ARAGNOL	Mathématiques(prop.)	BONVALET	Mécanique appliquée
GARNIER	Agronomie	BASTICK	Chimie
BRUHAT	Math.générale	RENARD	Phys.théor.et nucl.
HADNI	Physique	CONDE	Zoologie
Mme ROIZEN	Physique	GOSSE	Génie chimique
CHAMPLER	Physique	REGNIER	Physico-chimie
GAY	Chimie biologique	KERN	Minéralogie
CLIN	Stratigraphie et Paléontologie	WEPPE	Minéral.appliquée
LERMUSIAUX	Physique	N.	Géologie

Secrétaire : M. LAPOINTE

Recherches sur la constitution
et la répartition du minéral de fer
dans l' Aalénien de Lorraine.

à mes Parents

à ma Femme

à ma Fille

à Monsieur le Professeur Marcel ROUBAULT

Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure
de Géologie Appliquée et de Prospection
Minière de l'Université de Nancy.

AVANT-PROPOS

Lorsqu'en 1948 j'appris la création de l' Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy, je compris qu'il m'était permis d'espérer embrasser une carrière dans cette discipline scientifique qui me tentait. Depuis quelques années déjà, les Sciences de la Terre m'avaient attiré, mais l'horizon très étroit de mes connaissances ne m'avait fait entrevoir qu'un aspect bien particulier de la Géologie. Nanti des rudiments enseignés en classe de quatrième de Lycée, et du seul traité de minéralogie de De LAPPARENT, publié en 1908 et découvert par hasard chez un "bouquiniste", j'ai passé de longues heures avec mes camarades F. MELIERES et C. DUPIN à tenter d'attacher un nom aux nombreux minéraux amassés au cours de nos vacances.

Mon espoir devint réalité lorsqu'en 1954 j'eus la chance d'être inscrit sur la liste des élèves de l' E.N.S.G. C'est dans l'heureuse alliance des observations de terrain, des conférences et des travaux de laboratoire, que s'écoulèrent ces trois années d'études. Le souci évident de cette Ecole était de former des hommes d'action possédant de sérieuses bases scientifiques.

C'est à Monsieur M. ROUBAULT que je tiens dès l'abord à manifester mon respect et ma reconnaissance. Par son exemple il a su montrer la voie et le rôle de l'Ingénieur-Géologue dans la Société moderne. La jeunesse ne peut rester insensible à cette leçon de courage et de dynamisme; un tel enthousiasme ne pouvait manquer de se communiquer rapidement à ses élèves.

Je ne saurais citer tous ceux qui, pendant mes années de scolarité furent mes Professeurs. Qu'ils acceptent ici ma sincère reconnaissance. C'est à Messieurs C. DELATTRE, J. AVIAS, J. BOLFA, A. BERNARD, que j'adresse tout particulièrement mes remerciements : ils surent me montrer la valeur du travail

d'analyse, le rôle de la réflexion dans l'interprétation, mais aussi la prudence avec laquelle il convient de proposer une théorie aussi séduisante soit-elle. Leur objectivité dans l'exposé des faits, leur éclectisme dans l'interprétation traduisent bien leur souci de toucher de plus près à la vérité.

Monsieur A. BERNARD fut pour moi plus qu'un Professeur et un ancien. Lorsque je vins le voir avec mes premiers résultats, il accepta avec bienveillance de les examiner. Par ses conseils et ses objections il m'apprit à toujours bien dissocier les faits de la théorie. Il m'a fait profiter largement de son expérience acquise tant dans l'enseignement que sur le terrain. Les contacts fréquents ont fait de nous des amis.

J'ai été très sensible à l'accueil que je reçus auprès de Monsieur J. HILLY qui s'est intéressé à mes recherches. Ses conseils me furent très précieux. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude.

Devant l'éventail des possibilités qui s'offraient à moi à la sortie de l'Ecole, je choisis l'Institut de Recherches de la Sidérurgie. La carrière de Géologue à l'IRSID répondait en effet à mon désir de recherche sans abandonner toutefois la profession d'Ingénieur à laquelle je me destinais. De par ses contacts étroits avec l'Industrie et l'Université, l'IRSID est une plaque tournante de la liaison primordiale à ce jour entre la Recherche fondamentale et la Technique.

C'est tout particulièrement à Monsieur EMERY, Chef du Département Minerai-Coke et Fonte, que je tiens à exprimer ma respectueuse reconnaissance : il a accepté de me voir entreprendre une étude pétrographique fondamentale de la minette lorraine pour répondre aux problèmes pratiques posés par la valorisation métallurgique de ce minerai.

De toute urgence, il fallait en effet tenter de définir une classification des minerais et mettre au point une méthode de travail pour déterminer avec le maximum de précision les réserves de minerai de fer en fonction de paramètres géologiques, techniques et économiques.

Rapidement je me suis aperçu, en cherchant à regrouper toutes les connaissances anciennes, que la pétrographie de la minette était mal connue. De toute évidence certaines échelles d'observation avaient été omises. C'est en prenant comme base en particulier les travaux de L. CAYEUX, J. BICHELONNE et P. ANGOT, S. CAILLERE et F. KRAUT, M. DEUDON et H. NIKIFOROVA que j'ai pu aller au-delà et mener à bien ce travail. Je leur rends hommage car la somme considérable de données accumulées par eux m'a été d'un grand secours.

Tout au long de mes recherches, Monsieur P. EMERY m'a prodigué ses encouragements. Souvent contradictoire mais toujours très compétent il m'a permis de préciser et d'éclaircir ce qui était acquis.

Monsieur P. GUINARD, Directeur du Service des Mines de Lorraine-Escaut, qui a toujours porté un intérêt très vif aux travaux de l'IRSID, a bien voulu suivre avec sollicitude et bienveillance l'avancement de mes recherches. C'est pour moi un grand honneur qu'il ait accepté de faire partie de mon jury de thèse. Je lui exprime mon profond respect et ma reconnaissance.

Avec Monsieur L. FORICHON, Chef des Sections Géologie à la Chambre Syndicale des Mines de fer et à l'IRSID, j'ai toujours pu discuter avec la plus grande liberté de mes résultats. Il m'a évité parfois d'être entraîné dans des considérations par trop théoriques, et a su me montrer la portée pratique d'une meilleure connaissance géologique de la minette tant dans les problèmes que se posent quotidiennement les exploitants qu'à plus longue échéance. Je lui exprime ma bien vive gratitude.

Monsieur J. MICHARD m'a fait largement profiter de son expérience dans le domaine de l'application des méthodes statistiques : tant dans le choix de la méthode que dans la discussion des résultats, il m'a montré avec quelle prudence il convient de conclure à partir de données numériques. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude la plus sincère.

J'associe dans un même élan de sympathie tous les Ingénieurs de l'IRSID qui, utilisant à des titres divers les données géologiques sur la minette lorraine, m'ont permis au cours d'exposés et de discussions de préciser mes idées. Qu'il me soit permis de leur adresser mes sincères remerciements et en particulier à Messieurs J. ASTIER, J. MICHARD, P. JAVELLE, J. de ROBERT, M. PASQUET, G. TURPIN, M. DURAND, M. SCHNAEBELE, M. ROUBY, M. AUXENFANS, A. MATRASKI.

Je ne saurais oublier l'amabilité de l'accueil reçu auprès de Monsieur F.V. de TORCY, Géologue à la Chambre Syndicale des Mines de fer, qui m'a toujours fait bénéficier de ses conseils et de sa grande expérience.

Cette étude a nécessité de nombreuses visites de mines et l'accueil toujours cordial qui m'était réservé s'associe tout particulièrement aux noms de MM. PAILLARD, FINAS, MOULINET, DESCHRYVER. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma gratitude.

Sur un autre plan, c'est aux géomètres, porions et mineurs qui surent me guider dans tous les points de leurs exploitations et m'indiquer les diverses caractéristiques de leur minerais qu'iront mes remerciements.

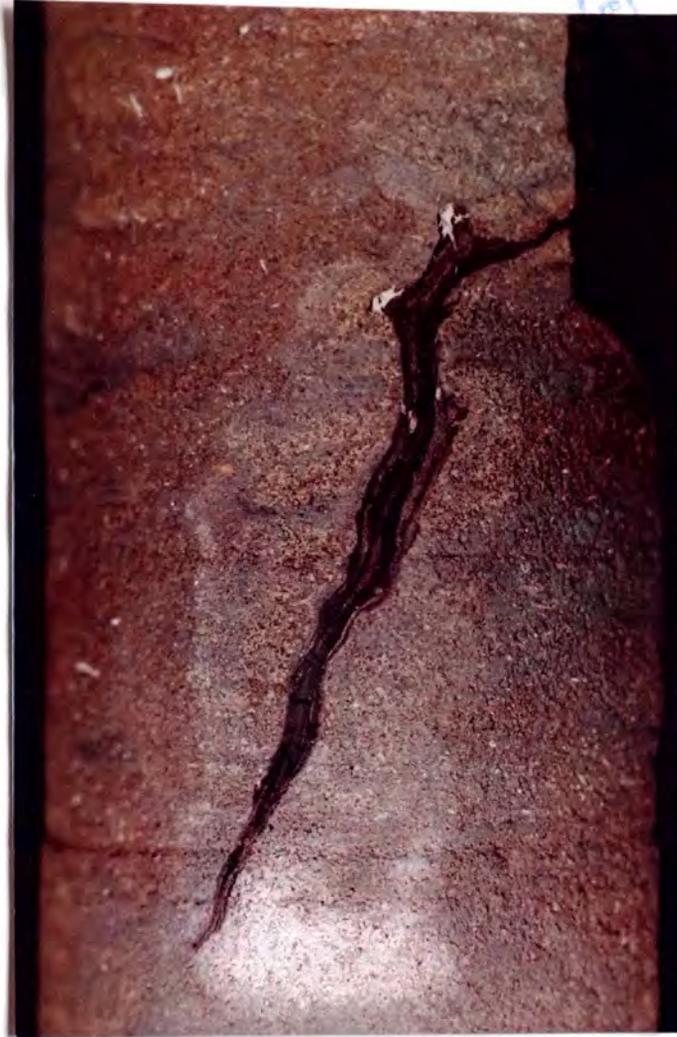
Enfin, c'est par tous ceux à qui je dois la réalisation matérielle de ce travail que je terminerai cet avant-propos. Ce sont Madame AUXENFANS, Mesdemoiselles NIKIFOROVA, PIERRON, LAUGUSTIN, Messieurs FAYARD, VERY, LAMBERT, FERRY, DONNY, CARLY, BRIOT, ANDRE, qui chacun en leur domaine m'ont apporté leur contribution. Je tien à les en remercier bien vivement.



50 cm



Concession de Tressange, couche grise, quartier NE
Arénite oxydée en stratification entrecroisée



5 cms



Concession de Tressange, couche brune
Arénite à shales argileux contournés
Réduction locale autour d'un fragment de bois

PREMIERE PARTIE

Introduction à l'étude géologique du minerai de fer
sarléenien de Lorraine

CHAPITRE I

Cadre géologique et géographique de la Lorraine

La Lorraine représente la bordure Est du bassin parisien. Ce bassin n'est qu'une partie d'une plus grande unité géologique comprenant en particulier le bassin londonien du Sud-Est de l'Angleterre mais dont il est séparé actuellement par la Manche.

Les formations sédimentaires de ce bassin anglo-parisien reposent de tous côtés sur des massifs anciens. Limité à l'Ouest par les massifs primaires de l'W de l'Angleterre et par le massif armoricain, au Sud par le Massif Central français, ce bassin butte au Nord-Est et à l'Est sur les formations dévoniennes de l'Eifel et du Hunsrück et sur les Vosges.

L'histoire du comblement de cette aire de sédimentation débute immédiatement après la surrection des massifs français dont la phase paroxysmale est rapportée à la phase sudète de l'orogénèse hercynienne qui a vu la formation de la cordillère de l'Europe moyenne.

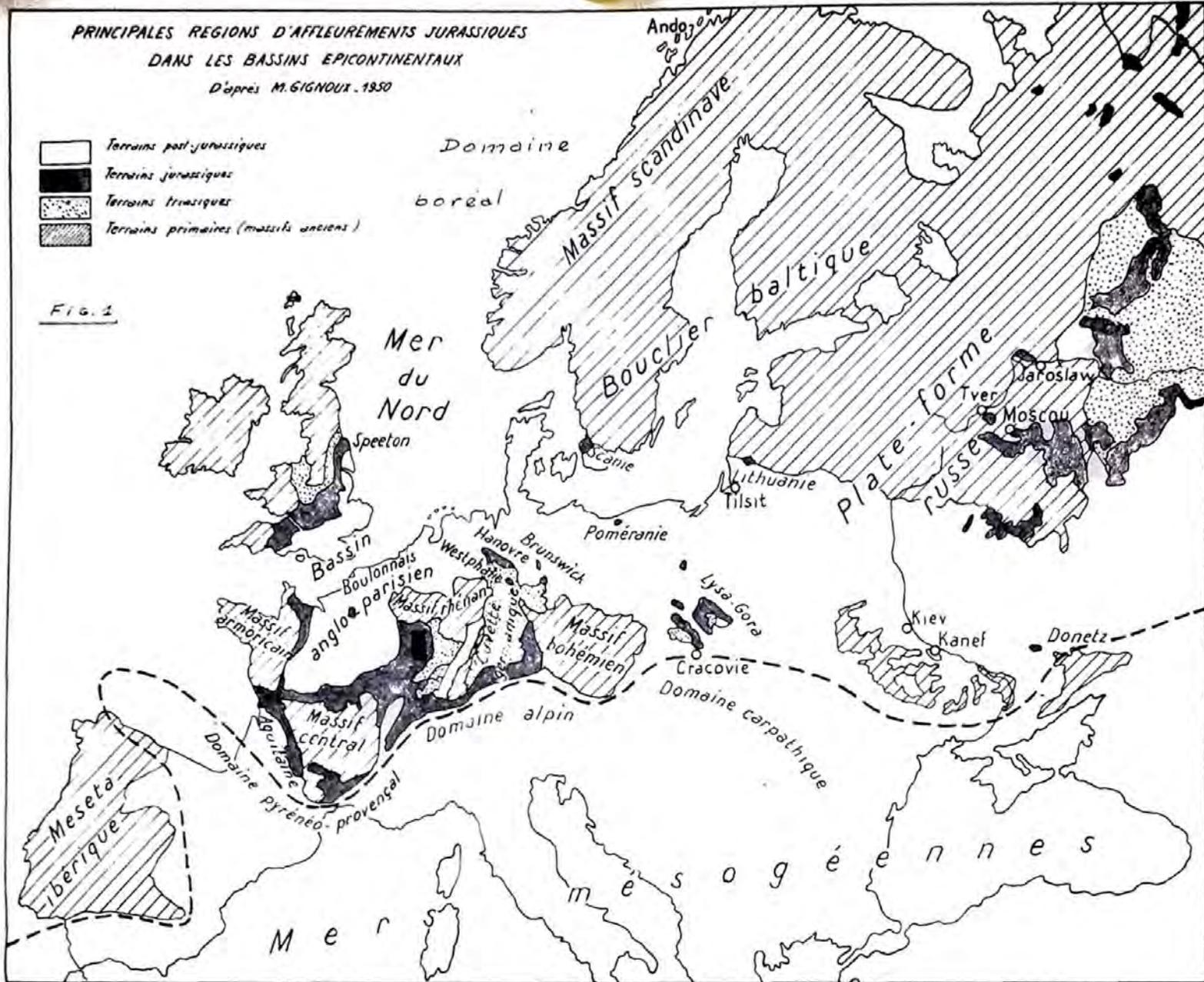
Les premiers sédiments déposés datent du Permien : ce sont les grès rouges considérés comme des formations continentales. Au début du Trias, l'Europe offrait le tableau suivant : (M. GIGNOUX 1950) ; cf. figure n° 1 :

- au Nord : le domaine boréal est occupé par une mer à laquelle on doit des transgressions sur le continent amenant par la mer du Nord des faunes froides.
- au Centre : une vaste aire continentale où deux sortes de régions ont tendance à s'individualiser : des horsts en saillies qui ne seront jamais ou exceptionnellement recouverts par la mer et

PRINCIPALES REGIONS D'AFFLEUREMENTS JURASSIQUES
 DANS LES BASSINS EPICONTINENTAUX
 D'après M. GIGNOUX, 1930

-  Terrains post-jurassiques
-  Terrains jurassiques
-  Terrains triasiques
-  Terrains primaires (massifs anciens)

FIG. 1



autour desquels les faciès seront littoraux, et des régions tendant à s'affaisser et où pénétrera la mer, ce sont les bassins et en particulier le bassin anglo-parisien.

au Sud : une mer profonde géosynclinale ou Mésogée à formations sédimentaires épaisses. De cette mer et plus particulièrement par les seuils du Poitou et Morvano-Vosgien d'importantes transgressions marines viendront envahir le bassin parisien.

Après l'épisode franchement continental du dépôt du grès bigarré, le domaine continental se voit envahi par la mer épicontinentale du Muschelkalk au Trias moyen. Cet épisode se termine par les formations lagunaires salifères du Keuper.

Au début du Jurassique, la même disposition paléogéographique se conserve avec la Mésogée et le vaste continent, reste de l'ancienne chaîne herrytienne presque complètement arasée.

Pendant tout le Jurassique cette opposition entre le N et le S va subsister, mais les bassins sont envahis par une transgression marine qui débute au Rhetien et prend fin au Portlandien. Cette transgression ne s'est pas réalisée d'un seul coup. Le premier cycle mineur du Jurassique correspond au Lias : après une première avancée importante de la mer, on assiste à l'Aalénien à une diminution de profondeur.

Ainsi, dans l'E du bassin parisien en Lorraine, la succession stratigraphique du Lias conduit aux faciès suivants :

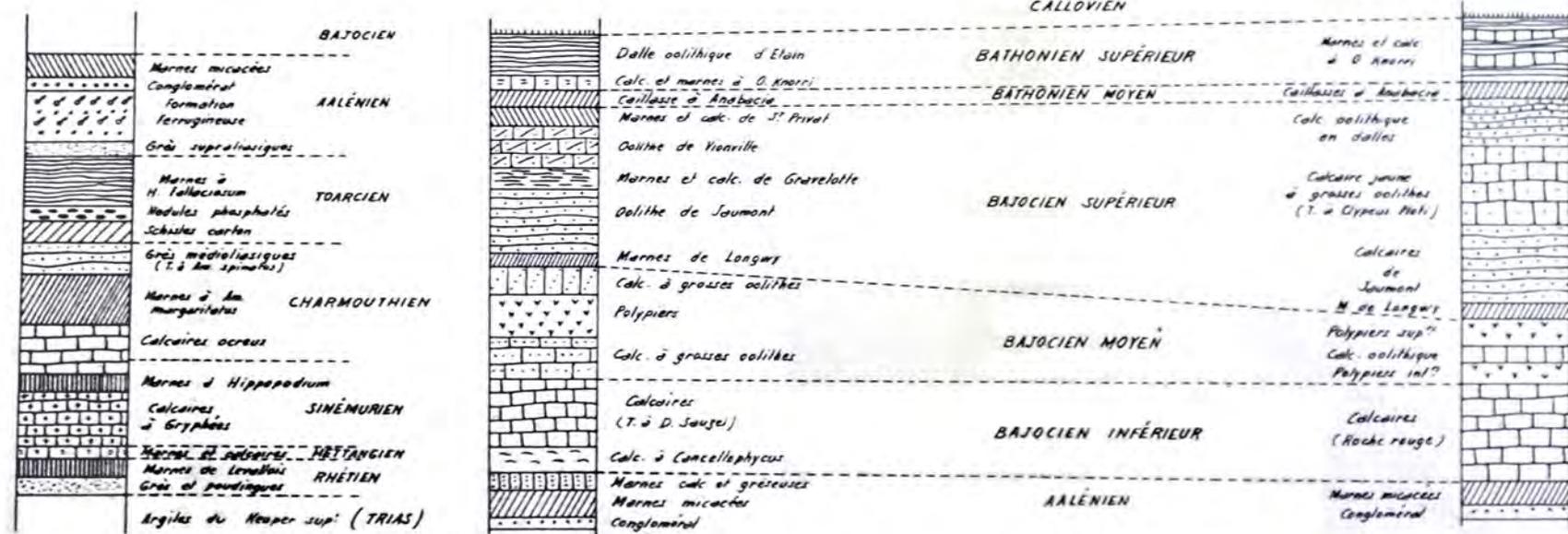
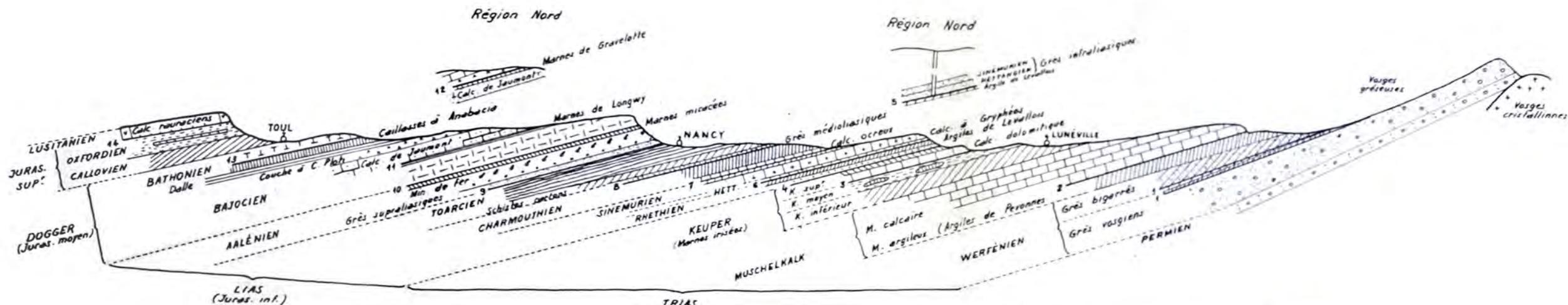
Au Rhetien, les dépôts sont caractérisés par l'abondance de coquilles marines, mais cependant avec des intercalations de faciès lagunaires avec bone beds. C'est avec l'Hettangien que débutent les faciès franchement marins : marnes, calcaires marneux, calcaires, grès. A cet étage fait suite le Sinémurien représenté par des calcaires à *Gryphea arcuata* recouvert des "calcaires ocreux" du Lotharingien.

Le Charmorithien est également constitué de faciès calcaires et calcaires marneux. Il se termine par le dépôt des calcaires gréseux.

Au Toarcien se sont déposées presque uniquement des marnes souvent bitumineuses, sur environ 100 m de puissance.

SUCCESION DES DÉPÔTS DANS L'EST DU BASSIN PARISIEN
DEPUIS LE PERMIEN JUSQU'AU JURASSIQUE SUPÉRIEUR

D'après M. ROUBAULT, G. MATHIEU et G. MILLIOT, 1950



COUPE DU JURASSIQUE INFÉRIEUR (LIAS)

RÉGION DE BRIEY-LE-VALE

COUPES DU JURASSIQUE MOYEN (Bajocien, Bathonien)

RÉGION DE NANCY

Au cours de l' Aalénien, la mer diminue de profondeur, et un type spécial de sédimentation s'établit avec dépôt de minerai de fer oolithique ou "minette".

Le Jurassique moyen correspond ensuite à des dépôts de moindre profondeur mais relativement épais (150 à 200 m environ en Lorraine); ce sont essentiellement des faciès calcaires à entroques et à polypiers et nombreuses assises calcaires oolithiques.

La transgression marine reprend de manière active au Jurassique supérieur pour se terminer par une vaste régression au Portlandien.

Dans l'ensemble par conséquent, les dépôts qui se sont formés dans la mer qui s'avancait sur un pays peu accidenté, comportent peu de formations détritiques grossières, mais surtout des faciès calcaires et marneux plus ou moins oolithiques et ferrugineux (cf. figure n° 2).

L'histoire du comblement du bassin peut être retracée à l'aide de repères chronologiques.

Les données relatives à l'âge absolu des dépôts sont peu nombreuses et très peu précises. Les mesures effectuées sur les isotopes radioactifs du plomb permettent de conclure cependant que l'ensemble du Jurassique européen s'est déposé en 120 à 150 millions d'années. (A. LOMBARD 1956).

A une échelle plus réduite, seules les données de l'analyse chronologique relative, permettent de définir des subdivisions plus fines. Depuis les travaux d' OPPEL (1), qui a distingué des zones paléontologiques dénommées chacune par un fossile caractéristique, les corrélations stratigraphiques sont basées, dans les sédiments jurassiques, sur une série continue de zones d' Ammonites.

Ces repères-temps recourent divers faciès lithologiques: l'étude des passages latéraux des sédiments déposés simultanément permet ainsi de retracer la paléogéographie, c'est-à-dire l'extension relative et les contours des bassins et des aires continentales.

(1) in M. GIGNOUX 1950.

Pour la série stratigraphique de l' Est du bassin parisien, les regroupements en ensembles de même âge, les étages, des zones d' Ammonites ne concordent pas nécessairement entre les différents auteurs. J'ai adopté, à la suite des stratigraphes français et plus particulièrement lorrains (M. GIGNOUX 1950, P.L MAUBEUGE 1952) la définition des étages du Lias proposée par E. HAUG (1921).

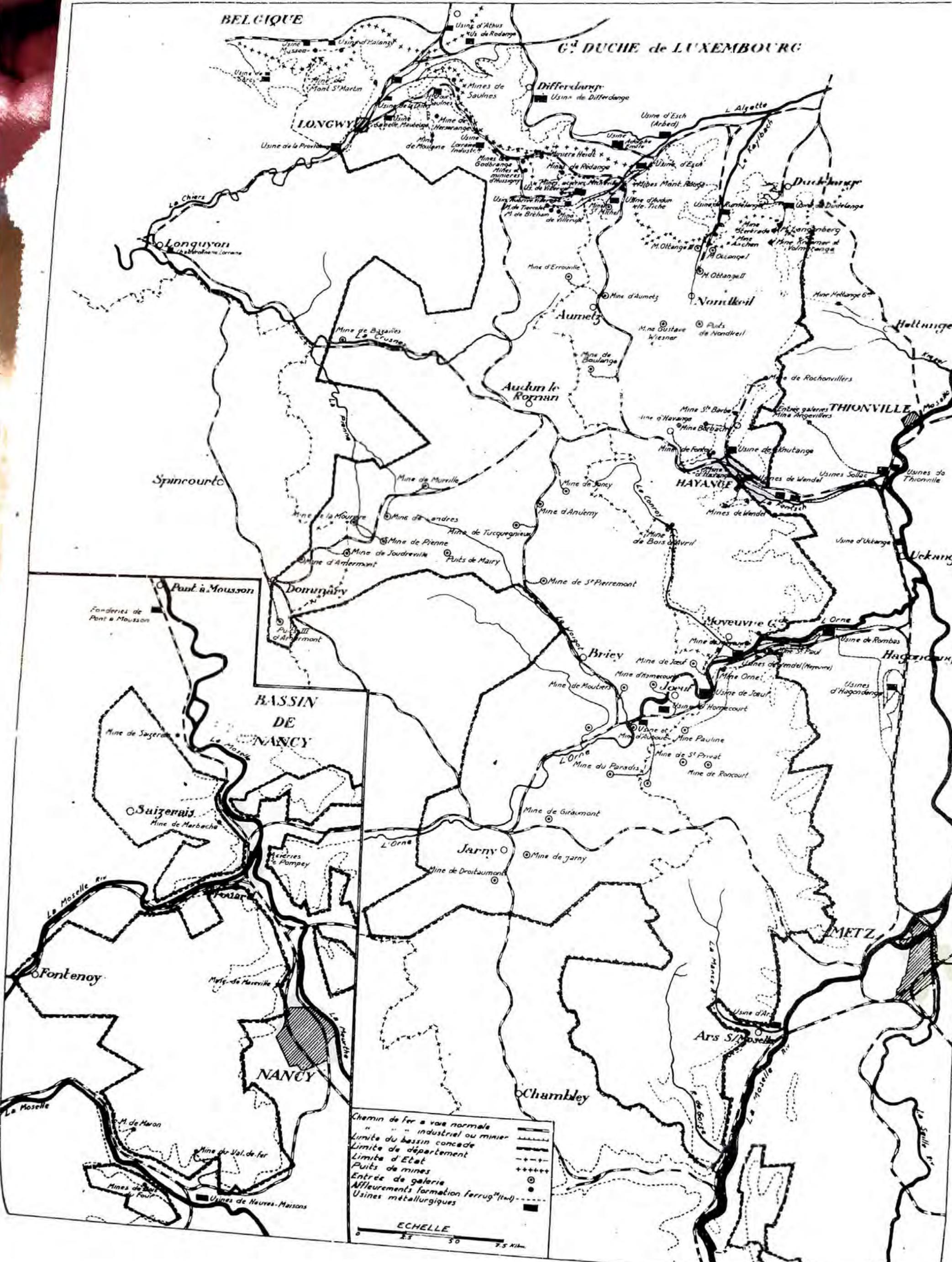
Comparée à la succession lithologique locale, la succession chronologique en étages conduit aux équivalences suivantes de haut en bas :

DOGGER	}	Bajocien (150 à 200m)	{	- calcaires oolithiques et zoogènes
				- marnes
LIAS	}	Aalénien (10 à 60 m)	{	- formation ferrifère où se développent plusieurs couches minéralisées
		Toarcién (100 m)		- grès supraliasiques - marnes

D'un emploi sûr et précis à l'échelle des étages, la méthode de recherche des corrélations à l'aide d'Ammonites caractéristiques s'avère très imparfaite et douteuse pour l'étude de subdivisions plus fines : basée en effet sur l'extension dans le temps du maximum de fréquence des individus d'une espèce animale, elle nécessite pour établir des coupures plus fines, une succession rapide de ces maxima. Or, il se présente des zones où diverses espèces coexistent. Il s'ensuit des désaccords importants entre les auteurs sur la définition des limites chronologiques. D'autre part, une erreur importante de principe est commise par les auteurs qui espèrent établir des corrélations lithologiques et en particulier des corrélations entre les "couches" minéralisées à l'aide de fossiles caractéristiques : il y a là en effet contradiction avec le fait que les repères-temps coïncident avec des dépôts variés, fonction de la paléogéographie du moment.

Ces diverses causes permettent d'expliquer les tentatives qui ont abouti à un grand nombre de solutions (cf. tableau n° 1) sans pour cela trancher le débat qui reste ainsi largement ouvert.

CARTE PHYSIOGAPHIQUE DE LA LORRAINE SIDERURGIQUE



Chemin de fer à voie normale
 " " " industrielle ou minier
 Limite du bassin concède
 Limite de département
 Limite d'Etat
 Puits de mines
 Entrée de galerie
 Affleurements formation ferrugineuse
 Usines métallurgiques

ECHELLE
 0 25 50 75 Kilom.

Il n'en reste pas moins que la formation ferrifère se présente comme une entité lithologique bien individualisée, assez nettement limitée par des repères chronologiques. L'étude sédimentologique, objet de ce travail, a pour limites à la base, les grès supraliasiques, au sommet les marnes micacées, et par conséquent recouvre l'Aalénien de E. HAUG.

La géographie physique et économique de la Lorraine s'explique aisément par la structure géologique. Le bassin parisien apparaît en effet comme un ensemble de couches sédimentaires régulièrement stratifiées reposant sur le socle cristallin qui affleure sur tout le pourtour. Ces dépôts s'étalant du début du Secondaire au Tertiaire n'ont subi que peu de contrecoups de la part des plissements alpins et conservent leur structure en lames concaves emboîtées.

L'érosion a découpé cette région de manière caractéristique : du centre vers la périphérie du bassin, on assiste à une série d'auréoles ou cotes caractérisées par une pente douce centripète, se terminant par une pente abrupte vers l'extérieur. Ce type de relief est conditionné par la différence de comportement des roches vis-à-vis des agents d'érosion.

La Lorraine, située à l'Est du bassin parisien (cf. fig. 1) est une région géographique. Entre la côte de Meuse et les terrains cristallins des Vosges, l'élément physiographique le plus marquant est sans doute le drainage parallèle aux lignes de cote et orienté vers le N, du réseau hydrographique (cf. fig. 2). Dans le reste du bassin, ce drainage est centripète.

Les deux principales rivières, la Moselle et la Meuse, ont dans une large mesure centré l'activité humaine, et ces vallées ont de tous temps été de grandes voies N-S de circulation.

L'activité industrielle de la Lorraine n'a connu son essor que vers la moitié du XIX^e siècle, lors de l'avènement du procédé Thomas. Bien avant, cependant, l'industrie du fer était active et basée sur des minerais provenant de poches d'altération dans le plateau bajocien.

Cette région, ou plutôt le Nord de la Lorraine, n'est devenue le cœur sidérurgique de la France que depuis la mise en valeur du gîte ferrifère aalénien (fig. 3).

Le gisement ferrifère lorrain affleure le long du bord abrupt de la côte de la Moselle vers le tiers supérieur de ce flanc : cette ligne d'affleurement continue le long de la rive gauche de cette rivière, présente de nombreuses digitations vers le plateau le long d'une série de rivières affluentes de la Moselle. D'axe E-W, ces rivières s'écoulent vers l'E et sont fortement encaissées. Ce sont la Fentsch, l'Orne, le Rupt de Mad, la Moselle à Frouard. Au Nord, dans le Grand Duché du Luxembourg, la ligne d'affleurement de l'Aalénien s'incurve brusquement vers l'Ouest et prend une direction approximativement perpendiculaire à la côte de Moselle. Au-delà d'une plaine liasique, les dépôts buttent là rapidement sur les terrains anciens. Cette côte E-W est également fortement découpée le long de l'Alzette, du Kaylbach, rivières qui s'écoulent vers le Nord, et la Chiers. Le versant à faible pente de la côte de Moselle constitue le "plateau" : ce plateau passe à l'Ouest aux plaines marécageuses de la Woëvre, région dominée par une nouvelle ligne de côte. Sur ce plateau coulent des rivières dont le drainage se fait suivant la plus grande pente, ce sont : la Chiers, la Crusne, l'Othain.

En avant de la côte de Moselle, sur l'autre versant du thalweg, de nombreuses buttes témoins attestent la surimposition du réseau hydrographique par rapport au substratum géologique. Ce fait est particulièrement net à l'Est de Nancy et de Pont-à-Mousson : Les hauteurs présentent très régulièrement leur ceinture d'affleurements de minerai de fer, tandis que le lit de la rivière a entouré le Charmorithien.

Ce type de relief a conditionné dans une très large mesure l'installation de l'activité industrielle de la Lorraine. Toutes les usines sidérurgiques et métallurgiques sont concentrées dans les vallées par suite de la présence d'eau, de la proximité de mines ouvertes à flanc de coteau, des axes de circulation représentés par ces vallées et la Moselle, etc...

Ces grands ensembles sont :

- le groupe de Longwy, sur les vallées de la Chiers et de la Côte rouge ;
- le groupe de Villerupt-Esch sur Alzette ;
- le groupe de la Fentsch avec son extension vers Thionville ;
- le groupe de l'Orne ;
- le groupe de la Moselle avec des usines à Hagondange au Nord, Frouard et Neuves-Maisons à proximité de Nancy.

Cette disposition des ensembles industriels ne se justifie plus actuellement. Elle est cependant conservée malgré la découverte de la continuité de la minéralisation sous le plateau lorrain (développement des mines à puits d'extraction). Actuellement, le minerai se voit grevé de charges de transport inutiles, et les usines souffrent du manque de place dans ces vallées trop étroites. Les immobilisations sont cependant trop importantes pour espérer une réorganisation régionale; ce problème reste à l'ordre du jour et il est probable que les usines futures s'affranchiront de ces sujétions.

CHAPITRE II

Historique de la mise en valeur et de l'étude

L'activité extractive de la Lorraine remonte à des temps très reculés; c'est ainsi que l'on signale des exploitations dans le Nord du bassin ferrifère datant de l'époque romaine; les matériaux recherchés étaient des ocres jaunes et rouges, souvent abondantes en affleurements, et utilisées comme fards.

L'activité sidérurgique ne débute que vers le XIII^e siècle avec la construction des forges d'Hayange (1264). Le minerai utilisé provenait d'exploitations situées sur le plateau dont les plus connues sont celles de Saint-Pancré et Aumetz. Il s'agit de poches kastiques ou des boules minéralisées ou "fer fort" de dimensions variables de plusieurs dizaines de centimètres sont englobées dans une gangue d'argile rouge.

Ce minerai non phosphoreux et relativement riche en fer (1) était alors réduit et fondu au bois.

Toujours avec le même mélange pour leur alimentation, de nouvelles forges sont construites le siècle suivant à Neufchef, Ranguévaux et Moyeuve. Ce n'est que bien plus tard, et grâce à la découverte du charbon de bois, que cette sidérurgie naissante a subi un nouvel essor avec la création des fourneaux de Moyeuve, Ottange, Villerupt, Dilling, vers les années 1600. La production n'a fait que croître et en 1788 elle atteignait le chiffre de 25 millions de livres de fonte par an.

(1) 1'analyse de quelques échantillons indique

Fe	: 40 à 55 %
P	: tr
S	: < 0,25 %

Cette industrie cependant était vouée à une extinction rapide car les gîtes de "fer fort" ne présentaient que des réserves très limitées. Pour préserver ces exploitations d'un épuisement rapide, les sidérurgistes ont été contraints de charger dans leurs fourneaux une proportion souvent importante de "minette", minerai connu de longue date en affleurement mais nettement plus pauvre que le "fer fort" et surtout phosphoreux. Cet état de chose s'est poursuivi durant les années 1750 à 1850 environ, date à laquelle la production totale peut être estimée à 54 000 tonnes de fonte (1).

La demande de minette n'a fait que croître et surtout après l'avènement du transport par voie ferrée, et la découverte de l'utilisation de la houille dans les fourneaux. C'est dès que débute réellement la mise en valeur des horizons minéralisés de l'Aalénien, et les premières concessions sont attribuées en 1834, (concessions d'Hayange et de Moyeuve). Comme il semblait acquis que le gîte ne constituait qu'une faible bordure le long des affleurements (MEUGY 1868, M.A. BRACONNIER 1872), les premières exploitations de minette n'ont pénétré que faiblement à l'intérieur de la formation. Après 1870, cette zone de bordure minéralisée fut annexée. Des travaux de recherches furent alors entrepris du côté français (Meurthe et Moselle) avec peu d'espoir de découvertes intéressantes. Contrairement à ce que l'on pensait, les sondages démontrèrent la continuité du gîte sous le plateau lorrain. A la suite de ces découvertes et de celle décisive pour le traitement des fontes phosphoreuses et dénommée le procédé Thomas, de grandes usines sidérurgiques s'installent dans les vallées. Parallèlement, la plupart des concessions sont ouvertes en mines.

La production de minerai a été rapidement importante : bien qu'elle ait subi de nombreuses fluctuations (guerres et crises économiques) elle n'a cessé de croître depuis quelques années et en 1954 elle atteignait 41 millions de tonnes. Actuellement, elle se situe aux environs de 60 millions de tonnes par an.

Devant un tel rythme d'extraction, les exploitants et les services publics se sont émus : peu d'études avaient été entreprises et les connaissances sur les réserves de minerai étaient nettement insuffisantes. De 1870 à 1918 en effet, le gîte était divisé entre deux puissances : il n'y eut de ce fait aucune étude d'ensemble. Cependant, de part et d'autre, des monographies ont permis de donner des bases à un travail de synthèse. Après le retour à la France de la région annexée, une étude pétrographique générale fut entreprise par L. CAYEUX. Celle-ci fut publiée en 1922.

(1) Ce chiffre correspond en tout état de cause à la production de l'E de la France pour l'ensemble des Généralités de Châlons, Besançon, Nancy, Strasbourg et Metz (C. PRECHEUR 1959).

Une étude minière s'imposait. C'est alors que l'Association Minière d'Alsace et de Lorraine pour la Moselle, et le Comité des Forges et Mines de fer de l'Est de la France pour la Meurthe et Moselle et la Meuse chargèrent J. BICHELONNE et P. ANGOT de regrouper toutes les connaissances sur le gîte lorrain. Ce travail était complété par les études paléontologiques de C. GERARD. Ces études ont été publiées en 1939.

Parallèlement à la reconnaissance géologique et minière, L. BCILEAU entreprenait une étude de l'enrichissement de la minette à l'aide d'une importante collection d'excellentes lames minces.

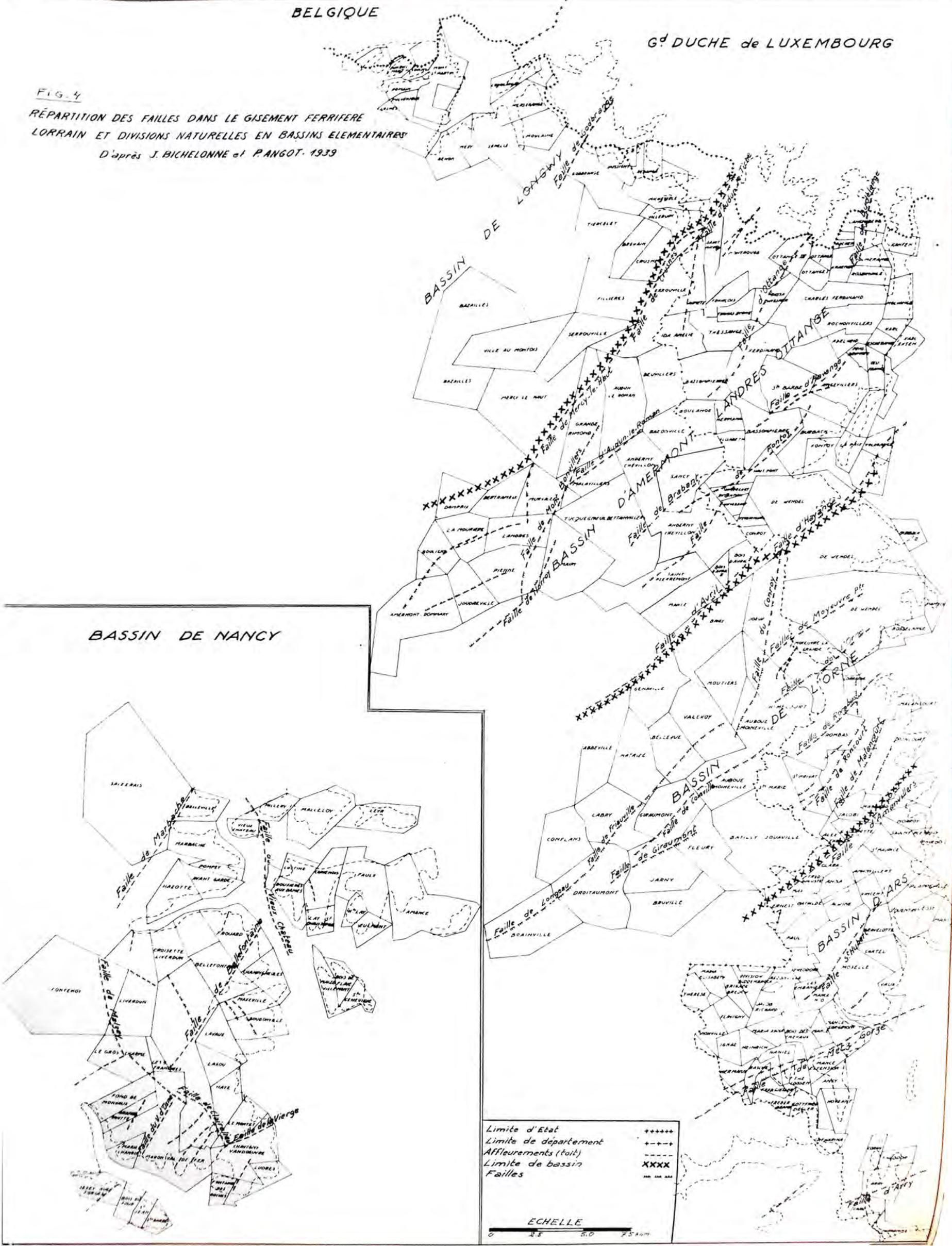
C'est après le dernier conflit mondial, que l'Institut de Recherches de la Sidérurgie regroupait l'ensemble des recherches sur les diverses étapes de l'élaboration et la transformation du fer, d'après une décision datant de 1943 : un tel programme excluait l'étude de la géologie minière qui fut et est poursuivie par la Chambre Syndicale des Mines de Fer. Cette activité se traduit par la réalisation de cartes minières visant à représenter en plan la puissance et la teneur de chaque couche dans ses limites d'exploitation (F. de TORCY). D'importantes recherches sont également entreprises pour définir l'extension du gîte lorrain en dehors des zones concédées (P.L. MAUBEUGE).

Les premiers objectifs de l'IRSID ont été d'ordre sidérurgique. Le service Minéral, plus particulièrement chargé de l'enrichissement confiait une part importante de ses études minéralogiques à des laboratoires extérieurs (Muséum National d'Histoire Naturelle : J. ORCEL, S. CAILLERE, F. KRAUT; Laboratoire de Minéralogie de Toulouse : L. CAPDECOMME, R. PULOU, etc....).

L'ampleur du sujet a cependant rapidement justifié la présence de minéralogistes (M. DEUDON, H. NIKIFOROVA) puis de géologues.

C'est à la suite de ce besoin et dans le but de servir la cause de la valorisation du minerai alsacien que j'ai entrepris cette étude.

FIG. 4
RÉPARTITION DES FAILLES DANS LE GISEMENT FERRIFÈRE
LORRAIN ET DIVISIONS NATURELLES EN BASSINS ELEMENTAIRES
D'après J. BICHELOUNE et P. ANGOT. 1939



BASSIN DE NANCY

Limite d'Etat +++++
 Limite de département ---
 Affleurements (toit) - - -
 Limite de bassin - - -
 Failles XXXX

ECHELLE
 0 2.5 5.0 7.5 km

CHAPITRE III

Géologie minière

1 - Le gisement.

1.1 - Allure du gisement.

La distribution de la minéralisation dans l'Aalénien présente une interruption au niveau de l'antidional de Pont-à-Mousson; ainsi se définissent deux unités d'importance très inégales : le bassin de Briey au Nord, le bassin de Nancy au Sud. L'extension des zones concédées donne un aperçu de l'extension du gisement (cf. fig. 4). Limitées à l'E et au N par les affleurements, les zones concédées s'étendent très inégalement vers l'Ouest.

Le bassin de Briey, qui groupe la majeure partie des concessions, présente deux avancées orientées approximativement NE-SW. Longues de plus de 25 kilomètres, ces pointes se détachent des zones externes d'extension E - W très faibles, diminuant rapidement vers le N et vers le S. Après une interruption importante à l'Ouest de Pont-à-Mousson, quelques concessions constituent un noyau d'une quinzaine de kilomètres de diamètre à l'W de Nancy.

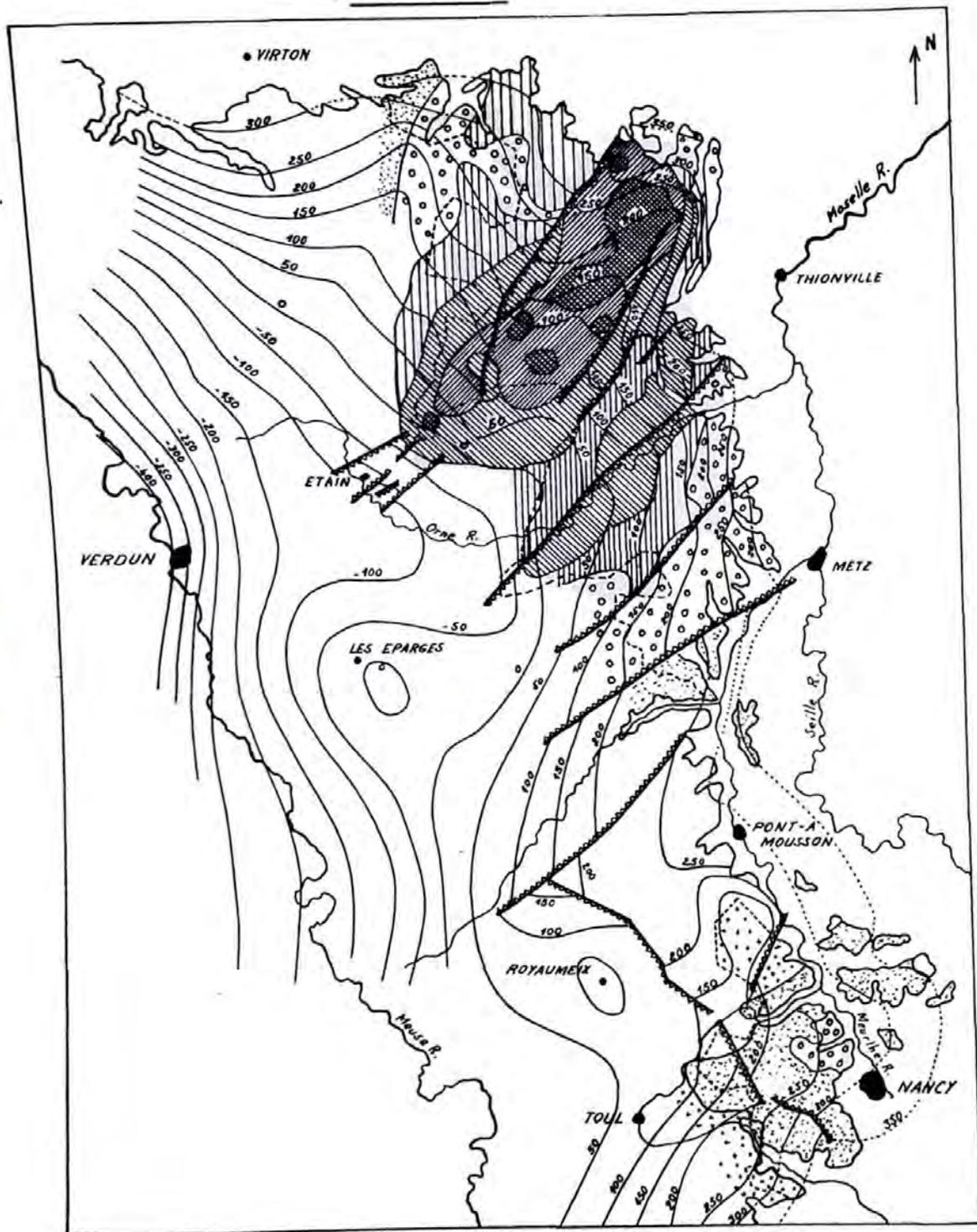
Politiquement et en se référant aux surfaces concédées, le gîte lorrain appartient pour :

94	%	à la France
5	%	au Grand-Duché du Luxembourg
1	%	à la Belgique.

La superficie totale s'élève à 116.290 hectares dont 66.317 pour les 55 concessions actuellement en exploitation.

COURBES DE PUISSANCE DE L'ALÉNIEN

D'APRÈS C. PRÊCHEUR - 1959



. LÉGENDE -

-  +50m.
-  40-50m.
-  30-40m.
-  20-30m.
-  10-20m.
-  -10m

 Courbes de niveau du toit de la formation par rapport au niveau de la mer.

 Failles

Dans l'ensemble, l'horizon ferrifère présente un enfoncement constant vers le centre du bassin de Paris avec un pendage moyen de 3°.

Comme le font remarquer J. BICHELONNE et P. ANGOT (1939) la direction du plissement hercynien sous-jacent semble avoir présidé à la distribution de la minéralisation au cours de l'Aalénien. Il est tout à fait remarquable de constater que les failles, pour la plupart postérieures au Jurassique moyen, s'orientent dans la même direction NE - SW.

Les accidents cassants sont très nombreux. Cependant, trois grandes failles s'individualisent nettement et déterminent la subdivision du gîte en bassins élémentaires : du Nord au Sud on a la succession suivante : (fig. 5)

- Sous-bassin de Longwy : l'Aalénien y est peu déformé et présente un pendage régulier vers le SW. La puissance de l'Aalénien ferrugineux avec pour limites au toit les marnes micacées et au mur les grès supraliasiques est relativement régulière : 20 mètres environ. Le bassin de Differdange au Luxembourg représente l'extension Nord du bassin de Longwy.
- Faille de Crusnes-Audun le Tiche : cette faille présente un rejet dirigé vers le Sud-Est. Très important au Nord-Est (120 m au passage de la frontière luxembourgeoise), le rejet diminue et semble s'annuler dans la concession de Landres. De part et d'autre de cet accident, les caractéristiques de la minéralisation sont suffisamment différentes pour que l'on puisse penser que cette faille soit synchrone de la sédimentation (J. BICHELONNE et P. ANGOT 1939).
- Le bassin de Landres-Ottange : ce bassin correspond étroitement avec une dépression du socle dévonien des Ardennes et du Massif schisteux rhenan nommé "Golfe du Luxembourg" (F.V. de TORCY 1952). Il se présente comme un synclinal où apparaissent les plus fortes puissances de l'Aalénien : l'épaisseur de la formation ferrifère oscille entre 30 à 60 m avec les maxima au centre. Ce bassin se poursuit au Luxembourg par celui d'Esch.
- La faille d'Avril : cet accident n'est parfaitement repéré que vers le Sud-Est : son rejet vers le NW est maximum au SW avec 90 mètres et décroît vers le NE avec 40 m le long de la limite de la concession de Bois d'Avril. La poursuite de la faille vers le NE n'est pas démontrée. Cependant, un peu plus au Sud, l'importante faille d'Hayange avec un rejet S.E de 90 m permet de compléter le tracé de la limite entre les bassins de l'Orne et de Landres-Ottange.

- Le bassin de l'Orne : cette zone se présente comme un léger gynclynal dont l'axe est marqué par un réseau de cassures de directions NE - SW. La minéralisation y est moins puissante : 30 à 40 mètres. Vers le SE la faille d' Amanvillers délimite le bassin d' Ars, considéré comme une annexe au bassin de l'Orne. La minéralisation est là peu puissante : 10 à 20 mètres.
- La faille de Metz-Gorze : de très grande extension puisqu' elle s'observe en Sarre, et plus à l'W dans la Woevre, cette faille présente un rejet de 100 m environ et conduit à accentuer l'anticlinal de Pont-à-Mousson. Cet accident représente la limite Sud du bassin de Briey.
- Le bassin de Nancy : ce bassin présente des caractéristiques assez différentes du bassin de Briey. L'Aalénien quoique minéralisé est peu épais et dépasse rarement 10 mètres. De structure synclinale à axe NW - SE, le bassin de Nancy est coupé de failles dont un réseau à une direction NW-SE.

Ainsi la puissance de l' Aalénien semble étroitement liée à la topographie. Parallèlement la distribution de la minéralisation suit en première approximation ces variations et est maximum dans les dépressions.

1.2 - Extension.

La limite Ouest des concessions représente approximativement la limite d'exploitabilité de la minéralisation dans les conditions économiques et techniques actuelles.

Malgré le peu de connaissances que l'on possède sur l'extension Ouest du gîte, quelques sondages ont pu montrer la poursuite de la minéralisation bien au-delà des concessions et en particulier dans la région de Verdun (1952).

Vers le Sud, de nombreux travaux de recherches ont permis de montrer la continuité de la minéralisation, rarement assez développée pour être exploitable, sauf peut-être à Jussey (Haute Saône) où des travaux miniers ont déjà été effectués (P.L. MAUBEUGE 1949).

Remarque : Indépendamment de l'Aalénien, de nombreux horizons stratigraphiques s'avèrent minéralisés. Les minéralisations sont oolithiques (1) et parmi les plus importantes on peut citer : (J. BICHELONNE et P. ANGOT 1939) au Charmouthien, la formation de St Julien-les-Metz au Domerien inférieur et les niveaux nombreux s'étalant de la Meuse aux Ardennes au Domerien supérieur. Au Toarciens des minerais oolithiques se sont également déposés dans les Ardennes.

Dans des formations plus récentes que celles de l'Aalénien, on observe également de nombreux minerais oolithiques datant du Callovien (Ardennes, Meuse, Vosges, Haute Marne) et de l'Oxfordien dans les Ardennes.

Bien que l'intérêt métallurgique immédiat limité, ces accumulations ferrifères n'en sont pas moins des formations géologiques comparables à la minette de l'Aalénien, et indiquent que les diverses conditions paléogéographiques nécessaires à la genèse de gîtes de fer oolithiques se sont présentées fréquemment et de manière récurrente durant tout le Jurassique.

1.3 - Les couches.

Dans la formation aalénienne, les passées exploitables ou "couches" alternent avec des intercalaires. Malgré le grand nombre de ces couches (11 au maximum), rares sont les concessions où plus de deux niveaux sont exploitables.

Classiquement on utilise des noms de couleurs pour caractériser les couches dans le bassin de Briey. Cependant, les concordances stratigraphiques étant assez mal établies, J. BICHELONNE et P. ANGOT ont proposé de nouvelles dénominations très généralement adoptées dans le bassin ferrifère lorrain pour les couches dont la concordance n'a pu être établie avec celles du bassin de Landres-Ottange où les appellations restent basées sur la teinte, (cf. tableau n° 1).

(1) il existe également des niveaux à nodules ferrugineux, mais ces formations sont nettement plus rares.

La notion de couche est essentiellement économique et ne se superpose pas toujours à une unité stratonomique. En fait, une couche est déterminée à un moment donné par sa teneur en fer et sa puissance.

La variation dans le temps est liée à la mécanisation progressive des mines de fer (1), et à la nécessité de produire plus de minerai. On constate que la teneur exploitée diminue de 2 points (2) par 25 ans pour les mines de Meurthe et Moselle, et de 1,5 point pendant la même période pour les mines de Moselle. Cette baisse de teneur est liée le plus souvent à une plus grande puissance exploitée.

Les horizons minéralisés deviennent couches lorsqu'ils répondent aux critères suivants, en fonction du mode d'exploitation :

a) Exploitation souterraine (J. BICHELONNE et P. ANGOT 1939).

caractéristiques bassins	Puissance minimum en mètres	Fe % minimum	$\frac{CaO^+}{SiO_2}$	SiO ₂ %
Longwy	1,5	28 30	$\begin{matrix} > 1,4 \\ < 1,4 \end{matrix}$	< 25
Ottange-Landres Orne	1,8	28 30	$\begin{matrix} > 1,4 \\ < 1,4 \end{matrix}$	< 25
Nancy	1,2 1,8	28 30	$\begin{matrix} > 1,2 \\ < 1,2 \end{matrix}$	< 25

+ Indice de basicité d'après la définition adoptée par les sidérurgistes de Lorraine (cf. § 3-4).

(1) Actuellement le chargement mécanique représente 97,9 % du minerai extrait.

(2) Un point correspond à 1 % absolu de teneur en fer.

Bien que ces normes soient, dans une certaine mesure, encore valables pour les exploitations actuelles, de plus en plus souvent les couches exploitées ont des teneurs sensiblement plus faibles. Du fait de la mécanisation très poussée d'autre part, la puissance minimum est remontée à 2 mètres.

b) Exploitation en découverte.

Les puissances de recouvrement sont très élevées (100 à 200 mètres en moyenne) et augmentent progressivement de l' E vers l' W. Aussi les exploitations en ciel ouvert sont-elles peu nombreuses et limitées à quelques zones favorables; en particulier, dans le Nord du bassin de Longwy, d'assez larges tonnages peuvent être dégagés pour une puissance de recouvrement inférieure à 100 m, mais dans une bande parallèle aux affleurements et relativement étroite (1 à 3 km).

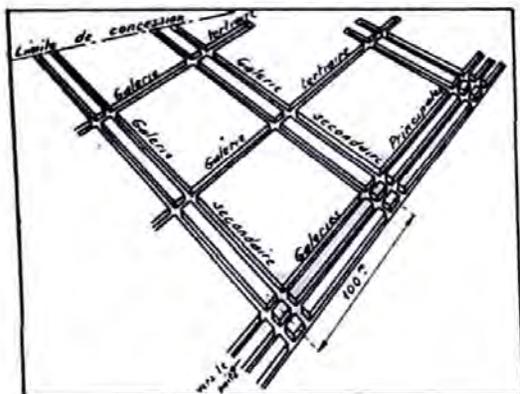
Indépendamment de la puissance totale de morts terrains sus-jacents à la formation exploitable, un autre facteur est non moins déterminant. C'est l'indice de recouvrement. Compris entre 2 et 8, cet indice est le rapport de la puissance de recouvrement à la puissance de la formation minéralisée.

Les exploitations actuelles en France ont fixé à 2,5 la valeur limite de l'indice de recouvrement permettant une exploitation rentable en découverte de la minette. Dans le Grand-Duché du Luxembourg, par contre, cette limite est remontée à 5 ce qui permet d'exploiter la majorité du minerai gisant dans le bassin de Differdange.

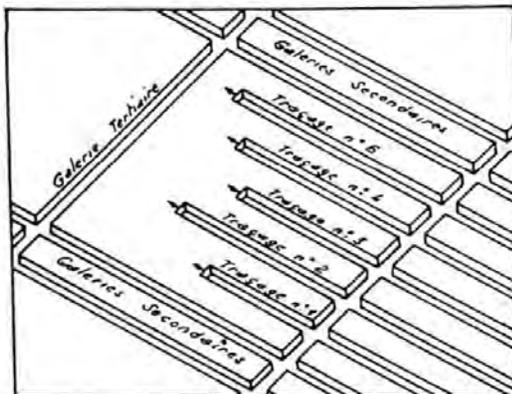
Dans de telles conditions, la notion de couche est remplacée par celle d'ensembles minéralisés. Du fait même de l'extraction des couches au sens classique du terme en même temps que les intercalaires, les teneurs des minerais extraits sont sensiblement plus faibles que celles de la plupart des minerais exploités en souterrain. C'est ainsi que le tout-venant calcaire des ciels ouverts luxembourgeois titre environ 25 ‰ de fer.

SCHÉMAS DES DIFFÉRENTES ÉTAPES DE L'EXPLOITATION DE LA MINETTE LORRAINE

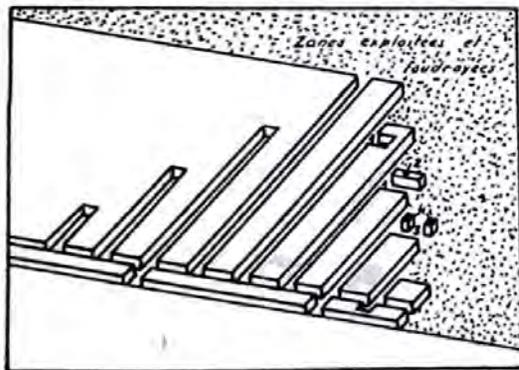
D'après E. TINCELIN - 1958



1^{er} stade : DÉCOUPAGE

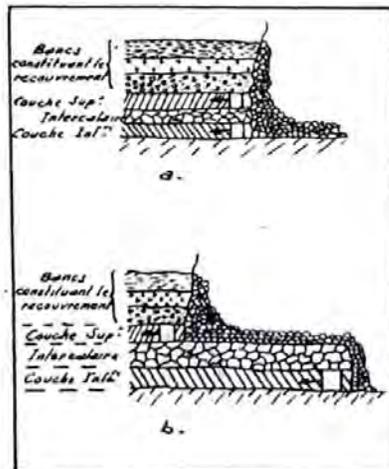


2^e stade : TRAÇAGE



3^e stade : DÉPILAGE

1. Recoupe
2. Rideau
3. Refente
4. Quilles au pilier résiduel



COURSES VERTICALES

- a) défilage simultané de 2 couches superposées
- b) défilages décalés

1.4 - Méthode d'exploitation du minerai de fer lorrain.

Je ne décrirai que la méthode générale utilisée dans les mines souterraines : celle-ci est assez originale et conditionne dans une large mesure l'étude géologique que l'on peut entreprendre sur la formation.

L'exploitation passe par trois stades (E. TINCELIN 1958) (fig. 6) :

a) Découpage du gisement :

A partir de l'entrée, puits ou galerie à flanc de coteau, on trace un réseau de galeries principales, secondaires et tertiaires découpant le gisement en panneaux de 1 hectare environ.

Les galeries se dirigent vers les points extrêmes de la concession pour exploiter le minerai en rabattant vers le puits.

b) Traçages :

Dans les panneaux, à partir des tertiaires, on trace des galeries parallèles appelées traçages ou chantiers.

Ces traçages sont séparés entre eux par du minerai laissé en place : ce sont les piliers longs.

En moyenne, les chantiers ont 80 à 100 m de long sur 5 m de large. Les piliers longs sont épais de 12 à 20 m.

c) Dépilage :

Cette phase consiste à exploiter les piliers longs.

Dans un premier temps une galerie ou recoupe est percée au voisinage des éboulements. Cette recoupe laisse le long des éboulements un pilier ou rideau. Ce rideau est lui-même recoupé par une refente qui laisse subsister deux petits piliers ou quilles.

Ces piliers sont ensuite amincis. Lorsque ces piliers ont atteint leur section limite, ils sont détruits par une charge surpuissante d'explosif, ce qui entraîne le foudroyage du toit.

Lorsque la concession présente deux ou plusieurs couches exploitables superposées, l'exploitation débute toujours par la couche supérieure. Puis elle passe à la couche immédiatement inférieure et ainsi de suite.

Suivant la puissance de l'intercalaire, on peut distinguer les cas suivants :

- puissance faible (< 2 m), on exploite les deux couches en complexe;
- intercalaire épais (> 5 à 6 m) : l'effet de l'exploitation de la couche supérieure ne se fait pratiquement plus sentir : dans ce cas on peut exploiter soit sur le même front pour les deux couches, soit, lorsque l'intercalaire a plus de 6 m de puissance, sur des fronts décalés d'environ 15 m (le front supérieur est en retard sur le front de la couche superposée).

Si la couche inférieure doit être exploitée très tard après la couche supérieure, il faut attendre plus de 10 ans la stabilisation du foudroyage.

En moyenne le taux de défrètement est de :

45 à 50 % du minerai en place dans les traçages et les stots de protection;

95 % dans les dépilages en première couche de 2 à 6 m de puissance;

85 % dans les dépilages en première couche de plus de 6 m;

65 à 85 % dans les dépilages en deuxième couche.

L'exploitation est actuellement intégralement mécanisée. L'abattage se fait par "tir systématique", c'est-à-dire sur un plan de tir défini une fois pour toutes dans chaque quartier : les trous de volée sont percés à l'aide d'un jumbo, appareil très connu dans les mines lorraines et constitué de perforatrices rotatives actionnées mécaniquement.

La plupart des couches présentent des rognons calcaires pauvres : lors du chargement à main ceux-ci étaient triés et abandonnés à la mine (1). Actuellement, il n'y a plus aucune discrimination. Ceci explique en partie la baisse de teneur du minerai marchand qui a été constatée lors du développement du chargement mécanique.

Enfin, le salissage est important : ce sont essentiellement des parties du toit, quelquefois du mur qui sont chargées avec la "mine" et font baisser systématiquement la teneur en fer de 1 à 2 points par rapport à celle estimée par les analyses de reconnaissance.

Facteurs interférants avec l'exploitation.

- 1) Repérage : du fait de la mécanisation de l'exploitation, le repérage demande à être simple et net : dans la majorité des cas, au toit le repère du mur du crassin (2) est caractéristique mais très ondulé. Au mur par contre, le plus souvent, seule l'analyse chimique systématique permet de fixer le niveau à prendre. Or, le roulage ne peut suivre les ondulations du dernier banc de teneur exploitable : le mur de roulage est donc le plus souvent un moyen terme : la surface définie le plus généralement laisse autant de minerai au mur qu'elle recoupe de minerai pauvre.
- 2) Tenuo du toit : ce facteur est certainement l'un des plus importants.

Lorsque le toit est directement recouvert de marnes, on conserve le plus souvent une dalle de protection de minerai d'environ 50 cm d'épaisseur.

-
- (1) certains quartiers s'appellent actuellement encore "trriage", terme consacré depuis cette époque (Moyeuivre).
 - (2) le crassin souvent présent au toit des couches est un calcaire coquiller grossier assez pauvre en fer (cf. chap. III § 2).

Les marnes humides ont en effet la propriété de se déliter très facilement lorsqu'elles sont dégagées (origine du terme bouch) et tombent par plaçages : ce phénomène peut être très rapide.

C'est ainsi que j'ai pu mettre en évidence au toit de la couche L 4 à Mont-St-Martin, le phénomène qui cause le délitage de la "mine bleue" : il s'agit d'une argilite riche en pyrite cryptocristalline : l'oxydation en milieu humide transforme ce minéral en gypse qui cristallise entre les lits de cette roche en cristaux de quelques microns à plusieurs millimètres. Cette altération peut être très rapide (quelques semaines) et se propage de proche en proche dans la "marne".

Lorsqu'il y a un crassin au toit de la couche, le mineur cherche dans la mesure du possible à conserver cette protection naturelle; sinon il conserve une "planche au toit" de l'ordre de 50 cm de puissance même si celle-ci est constituée de bon minerai.

La protection artificielle se fait par boulons ancrés dans les bancs durs situés au-delà des roches tendres. Ces tiges de 1,5 à 2 m de long forment un soutènement efficace dans la mesure où l'on a une roche rigide de fixation.

- 3) Accidents tectoniques : les failles présentent de nombreux inconvénients : aux abords de celles-ci en effet, les couches sont fréquemment très pentées. L'exploitation se fait alors sans voies (trackless).

Elles sont aussi dans certains cas des réservoirs d'eau sous pression : une reconnaissance préalable s'impose. Cet inconvénient se présente pour les failles de grands rejets, lorsque leur trace est marquée au jour par un cours d'eau : c'est le cas de l'Orne, au-dessus de la mine de Giraumont.

- 4) Les diaclases et le fil de mine : De manière générale, le minerai présente un plan subvertical de plus faible résistance : le fil de mine.

La direction de ce plan est remarquablement constante en tous les points du bassin et varie peu autour de l'axe N-S (fig. 7). Localement cependant, près des affleurements, le minerai se débite de préférence suivant une direction parallèle à la côte : il s'agit en général de cassures avec parfois légers décrochements dues à l'appel du vide créé par les vallées.

Au fil de mine principal s'associe toujours une direction approximativement perpendiculaire mais selon laquelle le débitage est moins facile : elle explique l'origine du terme "minerai carreau" utilisé dans la formation du bassin de Nancy pour un banc qui a la propriété de se fracturer en parallélépipèdes rectangles.

Parallèlement au fil de mine et de manière régulière apparaissent des petites diaclases ou "coupes", d'ouverture généralement faible (quelques centimètres), elles sont souvent partiellement ou totalement comblées de calcite macrocristalline avec parfois des dépôts de barytine et marcassite.

L'origine du fil de mine n'est pas encore clairement établie. Faut-il y voir des phénomènes de contraction épigénétique ou une influence tectonique ? (cf. chap. K §4)

La connaissance de cette direction était jadis fondamentale : en effet du fait que l'efficacité du tir est bien meilleure lorsque celui-ci s'effectue avec le fil de mine, les ouvriers qui travaillaient contre le fil de mine étaient payés sensiblement plus à la tonne abattue. On constate, d'autre part, que le crassin au toit d'une couche ne tient correctement que lorsque le tir a été réalisé dans une direction proche de celle de la plus faible résistance.

Avec le tir systématique, à charge d'explosif le plus souvent surpuissante, et le boulonnage systématique du toit, l'incidence de cette direction sur l'exploitation est actuellement assez réduite.

- 5) Reconnaissance : la reconnaissance manière des panneaux s'effectue de manière systématique par analyse à chaque carrefour d'une galerie secondaire avec une tertiaire.

Pratiquement, il s'agit d'une rouillure au parement de 5 cm x 1 cm et d'une foration au toit et au mur.

De plus en plus on tend à effectuer tous ces prélèvements par foration. Les analyses sont faites sur les poudres obtenues par unités de 20 cm.

En vue de préparer l'exploitation d'autres quartiers, des sondages sont effectués avec carottage des zones traversées (\varnothing 30 à 56 mm).

Les carottes sont découpées systématiquement et intégralement broyées pour analyse chimique.

TABLEAU 2
RÉSERVES DE MINETTE LORRAINE
(EN MILLIONS DE TONNES)

Date de l'estimation	Références	Nature des réserves	LUXEMBOURG			LONGWY			BRIEY			NANCY			TOTAL		TOTAL	Déjà exploité	
			C.	S.	T.	C.	S.	T.	C.	S.	T.	C.	S.	T.	C.	S.			
Fin XIX ^e	1																3500		
1902	2				300						2300			200			5000 ^{xx}		
1910	3				260			300			2500			200			5090 ^{xx}		
1928	4													2809	1731		4540		
1939	5	Gisants				375	2525	2900	5311,5	1610,5	6922	287	863	1150	5991	4964		10955 (Fe=31)	
		Exploitable				225	1515	1740	3225	929	4154	172	510	690	3500	3190		6690	2190
1950	6	Exploitable												3595 Fe=28	2445 Fe=33		6040		
1952	7	Exploitable	78 Fe=25,4	158 Fe=32	230													42,2	
1956	8	Exploitable												3768	2776		6544		
1957	9	Exploitable												3403 Fe=33	3170 Fe=34		6573		

C.: calcaire pris pour $\frac{CaO}{SiO_2} > 1,4$

S.: siliceux pris pour $\frac{CaO}{SiO_2} < 1,4$

T = C. + S.

xx Ces tonnages comprennent des réserves dites d'Alsace-Lorraine de :

- 2200 millions de tonnes en 1902
- 1830 millions de tonnes en 1910

TABLEAU DES RÉFÉRENCES

1. H. Prause - 1951.
2. P. Villain in C. Prêcheur - 1959
3. Nicou in C. Prêcheur
4. Guillaume : estimation officielle.
5. J. Bichelonne et P. Angot - 1939
6. Enquête Chambre Syndicale des Mines de fer.
7. Symposium sur les gisements de fer.
8. Enquête Chambre Syndicale
9. M. Schnaebelé : enquête I.R.S.I.D. sur base J. Bichelonne et P. Angot

1.5 - Réserves.

Le problème des réserves est l'un des plus complexes que l'on puisse poser à un géologue. Il ne dépend pas en effet que de paramètres géologiques mais surtout de paramètres techniques et économiques. Or, ces derniers, s'ils sont bien définis à un instant donné, ne peuvent être aisément associés à des faits géologiques. Leur évolution dans le temps est par ailleurs difficile à prévoir. Au total, l'évolution technique permettant toujours de valoriser des minerais de plus en plus pauvres, on aboutit au paradoxe suivant : les réserves augmentent d'année en année, malgré une extraction dont le moins qu'on puisse dire est qu'elle n'est pas négligeable (cf. tableau n° 2).

Pour chiffrer les réserves, il convient sans doute de retenir pour bases des données économiques et techniques raisonnables, peu extrapolées par rapport aux données en vigueur. Ces facteurs introduisent des variances importantes dans l'estimation des tonnages en réserves; le résultat de l'analyse ne peut être exprimé qu'en fonction d'un degré de confiance, d'une plus ou moins grande probabilité de véracité. La valeur minimum offre à coup sûr le plus de sécurité : aussi doit-elle être statistiquement déterminée.

Ainsi, J. BICHELONNE et P. ANGOT avaient déterminé en 1939 11 Mds de tonnes de minerai en place. Pour rendre ce minerai exploitable, il faut considérer :

- 25 % de pertes par exploitation
- 20 % pour risques de prévision, compte tenu du fait que les tonnages déjà exploités peuvent être estimés à 2,2 Mds de tonnes, les tonnages à prendre sont donc de 4,5 Mds de tonnes.

Ainsi que le signale H. FRAUSE (1951) les estimations de J. BICHELONNE et P. ANGOT sont très pessimistes : les pertes par exploitation peuvent être ramenées à 15 %, ce qui rétablit les réserves à 7,5 Mds de tonnes de minerai à 31 % de fer. De plus, si les normes relatives aux puissances étaient abaissées à 1,2 à 1,3 m en prenant des bancs limites à 25 % de fer, le gîte lorrain possède alors des réserves de 10,5 Mds de tonnes exploitables de minerai à 28 - 29 % de fer.

Malgré les réserves importantes de "minerai exploitable" la durée de vie du gisement peut être estimée entre 60 et 90 ans, ceci en supposant que les paramètres techniques restent constants et identiques à ceux en vigueur à ce jour.

Cependant dans le détail, il apparaît que l'avenir du gisement lorrain se présente sous un jour alarmant, et ceci pour deux raisons majeures : tout d'abord, en moyenne, par tonne de minerai extraite, une demi-tonne peut être considérée comme irrémédiablement perdue (H. PRAUSE 1951); d'autre part, les tonnages exploités se répartissent en 75 % de minerai calcaire et 25 % de minerai siliceux. Or, les estimations des réserves font apparaître que le minerai gisant est pour 55 % du minerai calcaire contre 45 % en minerai siliceux.

La sidérurgie lorraine est-elle condamnée à finir ses jours en réduisant dans ses hauts fourneaux une minerai siliceux pauvre ?

Cette perspective peu encourageante de l'évolution du bassin ferrifère ne tient plus si l'on considère l'évolution suivante des paramètres :

- extension du gîte au-delà des zones concédées
- possibilité de prise en découverte
- enrichissement des minerais.

Les deux derniers facteurs sont déterminants : la prise en découverte permet d'exploiter globalement ou partiellement la formation, mais la teneur du banc limite sera, cette fois, fonction du prix de revient du concentré après enrichissement. Or, l'enrichissement n'est plus du domaine du laboratoire : l'enrichissement de la minette est techniquement possible pour de nombreux minerais.

Ainsi une teneur limite de 20 % peut paraître raisonnable pour un minerai extrait en carrière. Or, dans de nombreux cas l'ensemble de la formation aalénienne répond à ce critère. En exploitant ainsi couches et intercalaires on peut espérer tripler aisément les réserves.

Une nouvelle étude de réserves devrait donc se baser sur l'ensemble des paramètres qui, dans chaque cas particulier, permettront de valoriser au mieux le gîte :

- hétérogénéité des teneurs et des faciès de la formation,
- possibilité d'exploitation, recouvrement absolu, et indices de recouvrement pour la prise en découverte, paramètres miniers de puissances et teneur en exploitation souterraine,
- possibilité d'enrichissement,
- valeur du concentré obtenu.

Les réserves totales seront obtenues lorsque dans chaque cas particulier, l'équation suivante aura été résolue :
Valeur du concentré $>$ prix de revient de l'exploitation y compris l'enrichissement.

Remarque :

Ce calcul se complique pour de nombreuses mines qui sont directement liées à des usines sidérurgiques; cette inégalité peut être inverse, le bilan total de l'élaboration de la fonte restant positif, l'élaboration de la fonte comprenant toutes les opérations depuis le minerai en place jusqu'à la production du métal.

Ces divers aspects permettent de voir l'avenir de la Lorraine sous un jour plus optimiste qu'il n'a pu apparaître de prime abord d'après la considération de la nature des tonnages extraits et gisants. Cet avenir se présente d'autant mieux que depuis 5 ans environ, le bassin houiller lorrain, deuxième pôle minier de la Lorraine, s'associe à cette puissante sidérurgie. Cette heureuse conjoncture est due à la mise au point de la cokéfaction du charbon lorrain.

2 - La minéralisation.

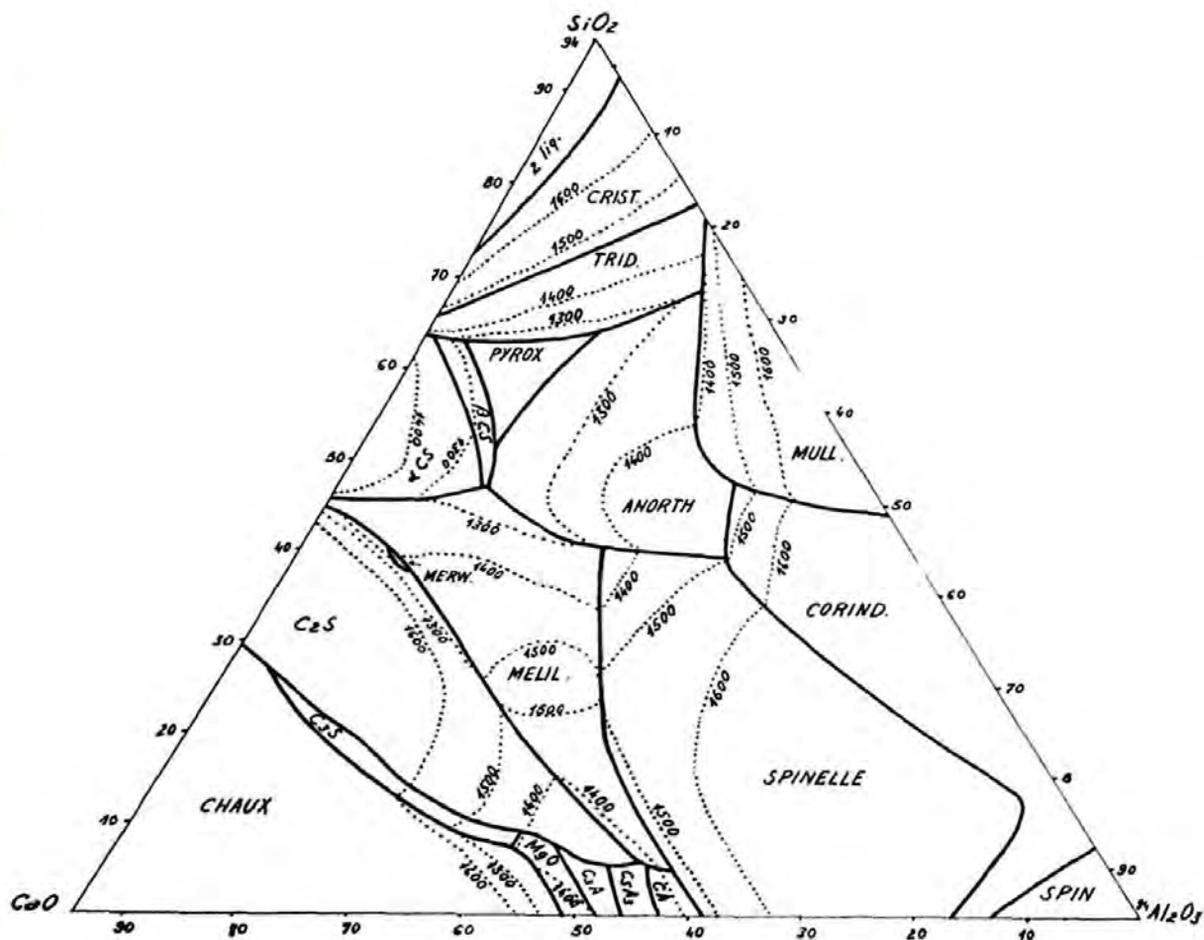
2.1 - Aspect chimique -

La caractérisation essentielle des minerais, et par extension des roches de la série ferrifère aalénienne, se fait de la manière classique d'après les données de l'analyse chimique, à l'aide des éléments suivants : Fe, SiO₂, CaO, S, P, Mn. Ce sont les éléments qui déterminent la méthode d'élaboration du métal. Ainsi, la minette est traitée dans des hauts fourneaux, et la fonte obtenue par ce procédé sidérurgique est affinée par le procédé Thomas.

FIG. 8

TEMPÉRATURES DE LIQUIDUS DE LAITIERS EN FONCTION DES PROPORTIONS DE $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$
(POUR UNE TENEUR DE MgO CONSTANTE DE 6%)

DIAGRAMME ETABLI PAR M. SANDREA-DEUDON D'APRÈS LES DONNÉES DE E. FOSBORN. 1954



1500.. Température de fusion

Du fait de son rapport $P \% / Fe \% \neq 0,017$, la minette lorraine se classe dans la catégorie des minerais phosphoreux (F. CUSSET, F. de TORCY, P.L. MAUBEUGE, 1952)

De façon classique en Lorraine, on définit les minerais par leur indice de basicité égal à $CaO \% / SiO_2 \%$.

Les différents termes sont :

- minerai calcaire $CaO/SiO_2 > 1,4$
- minerai "autofondant" $CaO/SiO_2 \neq 1,4$
- minerai siliceux $CaO/SiO_2 < 1,4$

Notons que cette définition de l'indice de basicité correspond à une conception déjà ancienne; actuellement on assiste, grâce au développement des techniques de préparation de charge et en particulier l'agglomération, à une évolution des indices de basicité des laitiers de haut fourneau. Des indices de 1,25 à 1,30 sont actuellement de plus en plus répandus. Par surcroît, il conviendra lorsque les techniques d'enrichissement se développeront de tenir compte des autres éléments principaux des laitiers, et en particulier MgO et Al_2O_3 dont les quantités sont loin d'être négligeables surtout dans certains minerais ($Al_2O_3 = 4$ à 9% , $MgO = 1$ à $3,5 \%$). En tout état de cause, il conviendra alors à l'instar de ce qui se fait couramment à l'étranger de considérer le rapport (1) $\frac{CaO + MgO}{SiO_2 + Al_2O_3}$ (cf. fig. 8).

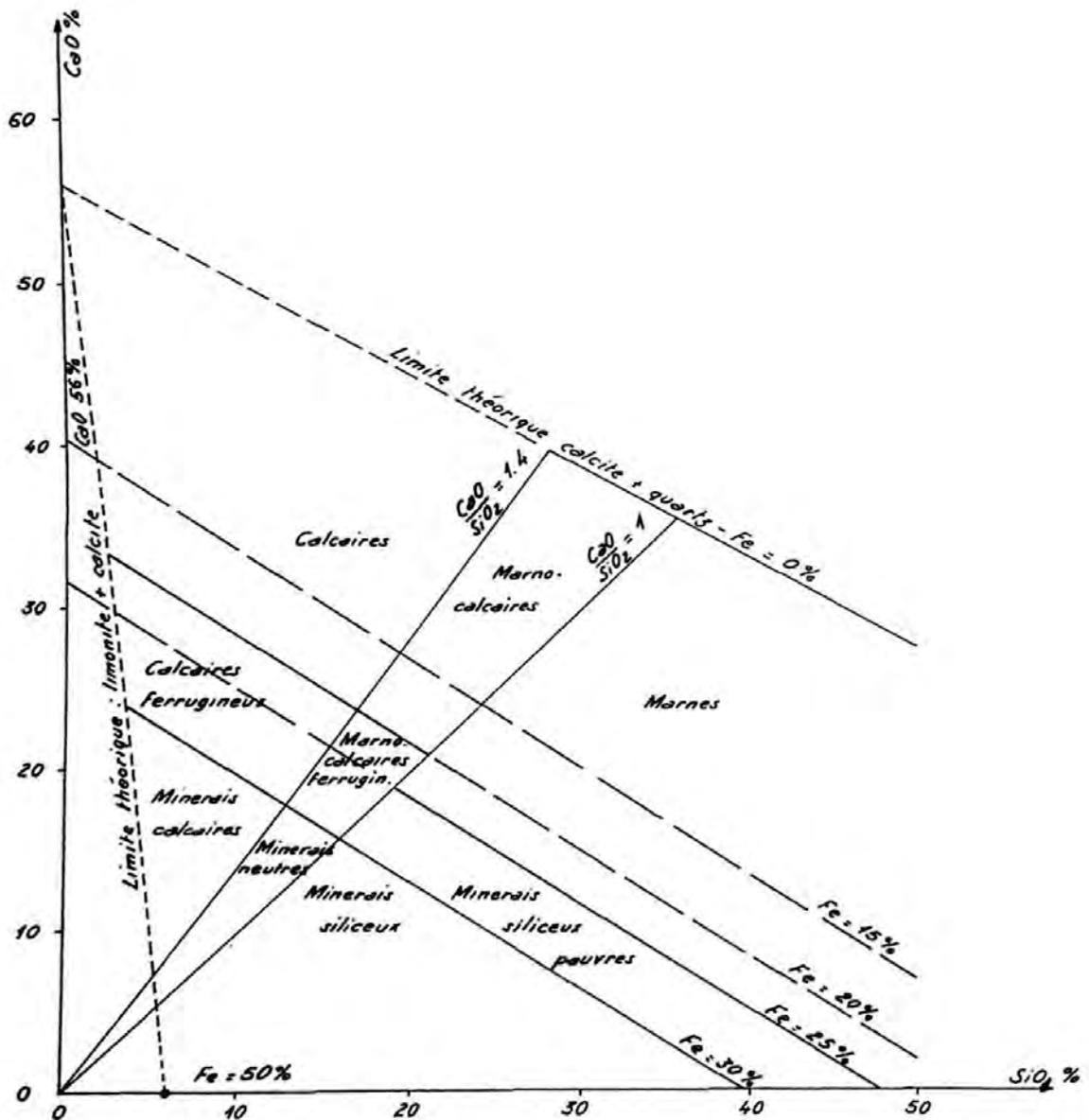
Les autres caractéristiques chimiques de la minette lorraine permettent de la classer dans les rubriques suivantes :

- minerai dit "non manganéux" $Mn \% / Fe \% = 0,005$ à $0,01$
- minerai dit "non sulfureux" $S \% < 0,25$

(1) L'évolution de l'indice de basicité va entraîner parallèlement une évolution de la nature minière des minerais calcaires et minerais siliceux

FIG. 3

TERMINOLOGIE COMMUNÉMENT ADOPTÉE POUR
 DÉFINIR LA NATURE MINIÈRE DES ROCHES DE LA SÉRIE
 FERRIFÈRE



Cette teneur en soufre a été en fait jusqu'à maintenant limitative : les passées minéralisées où cet élément dépasse sensiblement la teneur limite, sont considérées comme inexploitable.

Cependant, le développement de la technique de l'agglomération qui permet d'éliminer cet élément dans de très fortes proportions, permettra de reléguer au second plan le problème posé par le soufre (J. MICHARD 1959) (1).

2.2 - Aspect pétrographique -

Le minerai exploité ou minette (2) est une roche composée d'oolithes ferrifères et de grains de quartz liés dans un ciment dont les principaux constituants sont la calcite, les chlorites, les marnes.

De manière classique, en fonction des teneurs $\text{Fe-SiO}_2\text{-CaO}$, les différentes roches de la formation ferrifère ont reçu des dénominations minières généralisées dans le bassin lorrain. Les divers termes utilisés ont pu être portés sur un diagramme en fonction des teneurs des trois éléments fondamentaux. Les valeurs de teneurs en fer correspondent à une constatation statistique; il est évident que dans certains cas, et pour des valeurs élevées de la teneur d'autres éléments et en particulier l'alumine, les teneurs en fer seront plus faibles que celles indiquées par les droites du diagramme (cf. fig. 9).

En plus de ces dénominations basées sur les données de l'analyse chimique, les exploitants ont observé et nommé des faciès caractéristiques fréquents, très utiles pour le repérage.

(1) Communication orale.

(2) Le terme de minette était utilisé par les exploitants du minerai du plateau au XVIII^e siècle : le "fer fort" nommé "mine" était riche et non phosphoreux. Par opposition et dans son sens péjoratif, la "minette" représentait le minerai aalénien pauvre et phosphoreux (H. PRAUSE 1951).

- Le crassin : calcaire coquiller grossier souvent présent mais irrégulier, toujours placé au toit d'une couche. Le crassin devient le Benglek, Baengling ou Bengelin en Moselle.
- Le bouch (1) : roche pauvre en fer, caractérisée par une alternance de marnes bien litées et de minerai calcaire. On trouve aussi les orthographes : bug, bough, bouck.
- Le minerai truité : ce terme s'applique à un minerai constitué d'une masse oolithique calcaire très riche en petites lames contournées de marnes noires.
- Le minerai "carreau" définit plus spécialement un minerai extrêmement riche de la série du bassin de Nancy, ayant la propriété de se débiter en cubes.
- Les niveaux à pyrite.
- Les couleurs des couches : dès le début de l'exploitation de la minette, les différents horizons minéralisés ont été caractérisés par une couleur. Ce critère que l'on pensait spécifique s'est avéré particulièrement dangereux, car on a constaté par la suite que toutes les couches peuvent présenter toutes les teintes de l'échelle des couleurs observées sur la verticale.

C'est ainsi que J. BICHELONNE et P. ANGOT, lors de leur travail de synthèse, se sont heurtés au problème du repérage. La recherche de la concordance des couches entre les divers bassins les a conduits à dénommer les couches du bassin de Longwy par L, celles de l'Orne par S, et celles de Nancy par N, les teintes caractérisant les couches du bassin de Landres-Ottange et de l'Orne. Dans ce dernier bassin, de ce fait, il a été possible de conserver la dénomination par teinte pour les couches sous-jacentes à la couche grise.

L'échelle verticale des teintes, bien que d'application locale délicate, reste statistiquement valable : il y a augmentation continue de la proportion des minerais bruns par rapport aux verts du bas en haut de la formation (cf. chap. VIII §3).

(1) Son étymologie est liée au terme allemand "Buch" utilisé par les mineurs de la Moselle pour les roches ayant la propriété de se déliter rapidement comme les feuilles d'un livre lorsqu'elles sont découvertes par les travaux souterrains.

A cette évolution des couleurs, se superpose un second phénomène : on constate en effet que les minerais de la base de la formation sont siliceux, ceux du sommet, au-dessus de la couche grise incluse, sont calcaires. La présence de minerais à ciment de calcite représente l'originalité du gîte lorrain (1) le fait que sur une même verticale, il y ait des minerais calcaires et des minerais siliceux est éminemment favorable pour la valorisation de la minette au haut fourneau : un mélange judicieux des deux types de minette évite l'utilisation d'une castine comme fondant.

La terminologie pétrographique s'avère particulièrement succincte et superficielle. Elle ne situe pas d'autre part le minerai dans son cadre génétique.

Les termes adoptés ont une définition purement minière, et ne correspondent à aucune classification rationnelle des roches sédimentaires. Ils ne demandent donc à être utilisés par les géologues que lorsque la concordance avec des termes géologiques a été dûment établie.

2.3 - Aspect minéralogique -

L'étude minéralogique de la minette présente deux aspects distincts : l'étude de la nature des minéraux, et la recherche de la composition quantitative en minéraux des roches étudiées.

L'étude de la nature minéralogique des constituants de la minette s'est avérée fort difficile, et malgré les nombreux travaux de L. CAYEUX (1922), J. BICHELONNE et P. ANGOT (1939), L. BOILEAU (1939), S. CAILLERE et F. KRAUT (1949 à 1955) et ceux du laboratoire de minéralogie de l'IRSID (M. DEUDON et H. NIKIFOROVA), la nature des constituants de la minette est encore assez mal connue.

(1) Les gisements ferrifères de minerais calcaires sont très rares. Seules certaines accumulations de moindre importance présentent cette paragenèse, et en particulier le minerai du bassin liasique anglais du Northampton (J.M. TAYLOR 1950).

Les principaux constituants dont la nature est en cours d'étude sont : (cf. Chapitre IV).

- La limonite : ce constituant minéralogique est organisé en oolithes et draine l'essentiel du fer des minerais oxydés. Loin d'être un hydroxyde de fer pur, la limonite entraîne des proportions notables de silice (4 à 6 %) d'alumine (6 %) et de phosphore (0,7 %).
- les "chlorites" : terme général pour l'ensemble des divers constituants silicatés verts, jaunes et noirs, dont la composition est encore peu connue.
- La sidérose : manganésifère et magnésienne.
- La calcite.
- Le quartz.
- Les "marnes" : terme général désignant tous les produits fins souvent ferrifères et très riches en silice et en alumine. En fait, les marnes sont des roches complexes dont la composition peut varier dans de grandes limites et ne peuvent en aucun cas être considérées comme un seul minéral (cf. Chapitre VI).

Pour déterminer la composition minéralogique quantitative de la minette, les auteurs ont eu recours à la reconstitution à partir de l'analyse chimique complète, en posant un certain nombre d'hypothèses sur la nature et la composition chimique des minéraux constitutifs des échantillons étudiés.

Le but d'un tel travail est de faire l'analyse cartésienne de la roche. On part du principe qu'à une composition minéralogique donnée ne correspond qu'une analyse chimique et une seule. La réciproque n'est pas vraie.

Or c'est précisément cette dernière proposition qui a servi de base de départ aux diverses méthodes proposées. Ceci s'explique par le souci de normaliser le mode de représentation. Il s'agit donc de méthodes virtuelles analogues aux modes de représentation des roches ignées par calculs pétrochimiques de A. LACROIX 1933. C.I.P.W., 1903, P. NIGGLI 1936 et autres.

Parmi les principales méthodes de calcul de la composition minéralogique quantitative des minerais lorrains, la plus ancienne semble être celle en vigueur à la société sidérurgique luxembourgeoise des "Terres Rouges". Des méthodes de calcul plus élaborées ont ensuite été mises au point (P. GUINARD 1948, M. DEUDON 1956). Par des calculs en cascade, ces méthodes conduisent à estimer des quantités de minéraux donnés dans un ordre déterminé. Elles s'appuient sur des dosages qui demandent à être très précis ; la dispersion des résultats de dosage, bien que faible, est cependant suffisante pour entraîner des erreurs importantes en fin de calcul.

Une méthode basée sur un principe différent a été récemment utilisé pour l'assise des "calcaires pauvres" du bassin de Longwy, faisant abstraction des données minéralogiques. Le principe en est la recherche des combinaisons par l'étude de liaisons statistiques.

- a) Calcul minéralogique utilisé à la Société des "Terres Rouges" (M. LUCIUS 1945).

Minéraux constitutifs supposés de la minette :

- Phosphate de chaux	$(PO_4)_2 Ca_3$
- Calcite	CO_3Ca
- Giobertite	CO_3Mg
- Wollastonite	SiO_3Ca
-	SiO_3Mg
- Sidérose	CO_3Fe
- Fayalite	SiO_3Fe
- Quartz	SiO_2
- Wüstite	FeO
- Indice d'hydratation	$H_2O \% / Fe_2O_3 \% \times 8,861$

Le calcul est conduit de telle sorte que l'on sature successivement un élément donné pour former un minéral par un autre élément. La quantité restante de cet élément sert à calculer un autre minéral et ainsi de suite dans l'ordre des minéraux décrits.

Il est incontestable que la plupart des minéraux supposés ne correspondent à aucune réalité minéralogique de la minette : la fayalite et la wustite par exemple n'ayant jamais été trouvés dans une roche sédimentaire. Cette méthode fait abstraction d'autre part des connaissances que l'on possédait déjà à cette époque, et en particulier la présence dans la plupart des minerais de la goethite.

b) Calcul minéralogique de P. GUINARD (1948).

Cette méthode présentait un très net progrès sur la précédente : elle tenait compte, en effet, des renseignements apportés par les minéralogistes sur la présence des minéraux. Cependant, certaines hypothèses sur la composition des minéraux se sont avérées par la suite inexactes.

Les minéraux constitutifs de la minette pris comme base de départ sont :

- Phosphate de chaux	$(\text{PO}_4)_2 \text{Ca}_3$
- Calcite	CO_3Ca
- Giobertite	CO_3Mg
- Sidérose	CO_3Fe
- Chlorite	$16 \text{FeO}, 9 \text{SiO}_2, 5 \text{Al}_2\text{O}_3, 14 \text{H}_2\text{O}$
- Argile	$\text{Al}_2\text{O}_3, 2 \text{SiO}_2, 2 \text{H}_2\text{O}$
- Quartz	SiO_2
- Pyrite	FeS_2
- Hydroxyde de fer	$2 \text{Fe}_2\text{O}_3, 3 \text{H}_2\text{O}$
- Hématite	Fe_2O_3
-	Mn_3O_4

Le calcul est conduit en saturant successivement les minéraux dans l'ordre indiqué, et peut être résumé dans le tableau suivant :

Ordre	Minéraux	Eléments dosés servant de base pour la formation du minéral	Eléments restant après saturation du minéral
1	Phosphate de chaux	P_2O_5	CaO
2	Calcite	CaO	CO_2
3	Giobertite	MgO	CO_2
4	Sidérose	FeO	FeO
5	Chlorite	FeO	SiO_2, Al_2O_3, H_2O
6	Argile	Al_2O_3	SiO_2, H_2O
7	Quartz	SiO_2	
8	Pyrite	S	Fe_2O_3 (1)
9	Hydroxyde	H_2O	Fe_2O_3
10	Hématite	Fe_2O_3	
11		Mn_3O_4	

- (1) Cette anomalie apparente provient du fait que le fer contenu dans la pyrite n'est pas dosé avec Fe^{++} , ce minéral restant inattaqué par l'acide chlorhydrique. Le fer contenu dans la pyrite se retrouve donc dans Fe^{+++} obtenu par différence entre le fer total dosé et Fe^{++} dosé.

c) Reconstitution minéralogique de M. DEUDON (1956).

Le calcul précédent a pu être sensiblement amélioré, compte tenu de nouvelles observations sur les minéraux et la mise au point du dosage chimique du quartz (G. TURPIN 1952) et du dosage par analyse thermopondérale des hydroxydes et des carbonates (M. DEUDON 1955).

La méthode peut être résumée dans le tableau suivant :

Minéraux	Eléments déterminaux	Composition	Eléments restants
Pyrite	S dosé	FeS ₂	Fe ₂ O ₃
Hydroxydes de fer	H ₂ O dégagée entre 100 et 350°	Fe ₂ O ₃ + H ₂ O	
Calcite	CO ₂ dégagé entre 700 et 900°	CO ₃ Ca	CaO
Sidérose	CO ₂ dégagé entre 400 et 600°	CO ₃ Fe	FeO
Carbonates mixtes	CO ₂ dégagé entre 600 et 700°	CO ₂ (FeO) MgO (CaO)	FeO
Phosphate de chaux	P ₂ O ₅ dosé	P ₂ O ₅ , 3 CaO	P ₂ O ₅
Phosphate de fer	P ₂ O ₅ restant	P ₂ O ₅ , 3 FeO	FeO
Quartz	silice libre dosée	SiO ₂	SiO ₂
Chlorites	H ₂ O dégagée à plus de 350°	SiO ₂ +FeO + Al ₂ O ₃ +MgO + H ₂ O	
	MnO	MnO	

Cette méthode ne préjuge rien quant à la composition des chlorites, puisque leur composition est obtenue après formation de tous les autres minéraux. Elle suppose cependant que toute l'alumine est liée dans ces silicates. Or, et ceci a pu être mis en évidence récemment, une partie de l'alumine est associée au fer sous sa forme Fe⁺⁺⁺ dans la limonite constitutive des oolithes, et sous une forme non chloriteuse (cf. chap. IV, § 3). Dans les minerais à shales argileux les minéraux des argiles contiennent beaucoup d'alumine non nécessairement liée à FeO (cf. chap. VI). De plus ce mode de calcul suppose que tout le fer à l'état trivalent est sous forme d'hydroxydes, ce qui n'est pas nécessairement réalisé. Cette méthode a permis cependant de donner la composition approximative d'une chamosite pour un minerai où tous les éléments ferrifères sont recristallisés : couche grise magnétique de Ste-Barbe).

Une remarque importante peut être dégagée des deux méthodes exposées précédemment. Si tous les minéraux choisis ont pu être observés directement, leur présence systématique est loin d'être évidente. A titre d'exemple, la teneur élevée en P ne peut s'expliquer par la présence exceptionnelle de débris osseux en phosphates de chaux. De même l'hématite est très rare et présente un habitat très particulier.

d) Méthode statistique.

Le document de départ est un ensemble d'analyses chimiques complètes provenant des différents bancs de plusieurs points de prélèvements.

Par le calcul il est possible de repérer les corrélations entre les valeurs dosées et de tester la finesse des liaisons.

Cependant, d'autres liaisons que celles créées par les combinaisons chimiques minérales sont susceptibles d'entraîner des interprétations contraires aux faits.

En effet, les liaisons sont :

- combinaison chimique de plusieurs éléments dans un minéral,
- proportions relatives de constituants liées,
- liaisons par l'intermédiaire d'un autre facteur (diagenèse, altération, etc...).

Ainsi, cette méthode a mis en évidence un silicate de formule 5SiO_2 , Al_2O_3 , 01MgO contenant toute la silice des minerais, alors que la présence de quartz est directement observable.

Une telle méthode ne peut être appliquée qu'à une population homogène dont on possède une bonne connaissance de la nature des minéraux pour suivre une série d'éléments à faible teneur camouflés dans les minéraux ou les constituants pétrographiques; elle peut être surtout utilisée pour tester la variation des éléments le long de transformations dont les principales sont d'ordre diagénétique et d'altération de surface

CONCLUSIONS

La nécessité d'étudier les faciès plus pauvres en fer que ceux exploitables dans les conditions actuelles m'a conduit à aborder l'étude de l'ensemble de la formation ferrifère. Avant d'entreprendre l'analyse de la distribution de la minéralisation, il convenait de réaliser l'inventaire des différents types lithologiques.

Une première difficulté surgit : la reconnaissance géologique se heurte en effet à la méthode d'exploitation liée à la forme même de la minéralisation : si l'étude des couches exploitées est aisée et permet de travailler sur d'immenses surfaces, les roches du toit et du mur ne peuvent être aperçues que localement et généralement dans les dépilages. Pour les intercalaires, sauf cas exceptionnels (bure et travers-bancs) ils ne sont pas visibles directement.

Enfin, en raison de l'étagement dans le temps de l'exploitation des couches superposées, très généralement les couches inférieures, précisément les siliceuses, ne sont pas abordables. Aussi dans la majorité des cas, l'étude est-elle basée sur l'interprétation de sondages.

Cette étude s'effectue à diverses échelles d'observation :

- Echelle élémentaire : analyse chimique.
- Echelle microscopique : composition minéralogique, analyse texturale, etc...
- Echelle macroscopique : analyse des structures, étude des séquences.
- Echelle mégascopique : recherche des corrélations.

Si aucune de ces échelles ne doit être omise, pratiquement deux méthodes de travail nettement distinctes se dégagent :

Le travail de terrain correspond à l'échelle macroscopique d'observation et consiste à définir les termes lithologiques et à en déterminer les structures. C'est également sur le terrain que s'effectue l'analyse des rapports réciproques entre les divers faciès basée sur l'étude des séquences et la recherche des corrélations.

Le travail de laboratoire consiste à étudier des échantillons correspondant aux termes lithologiques définis dans la première phase. Contrairement à la géologie de terrain, la géologie de laboratoire nécessite des moyens de travail importants. Les buts sont la connaissance de la texture, la composition minéralogique et la composition chimique.

En résumé, ces étapes d'étude peuvent être regroupées dans le tableau suivant :

Echelle	Type d'étude	Recherche	Méthode
Elémentaire	Composition chimique	Pétrographie	Laboratoire
Microscopique	Composition minéralogique. Texture		
Macroscopique	Structures Séquences	Stratigraphie	Terrain
Mégascopique	Corrélations Variations latérales		

L'étude pétrographique des termes lithologiques s'appuie essentiellement sur la texture et la structure qui représentent les niveaux d'organisation des minéraux.

a) La texture -

La texture dans l'acception anglo-saxonne du terme (1) comporte la connaissance de la dimension, de la forme et de l'arrangement des constituants de la roche étudiée (F.J. PETTIJOHN 1957, R.R. SHROCK 1948).

(1) Pour les auteurs russes (N.M. STRAKHOV 1957) les termes de structures et texture correspondent respectivement aux termes de texture et structure des Anglo-saxons.

La texture d'une roche peut se définir par la forme du constituant prédominant : cette méthode amène aux types suivants (W.H. TWENHOFEL 1950) :

- Texture en fragments
- Texture cristalline
- Texture oolithique
- Texture sphérolithique.

Cependant, comme dans beaucoup d'ensembles naturels que l'on désire classer, tous les termes de passage existent entre deux types caractérisés par l'analogie des facteurs de classification mais où les constituants sont présents en proportions variables : ainsi une roche à texture oolithique à ciment et une roche cristalline à rares oolithes.

Il semble donc essentiel de distinguer deux catégories fondamentales de constituants :

- les détritiques
- le ciment.

Si primitivement le ciment n'est le plus souvent qu'un remplissage plus ou moins complet des cavités de la charpente formée par les grains allogènes, dans de nombreux cas sa mise en place a pu faire apparaître des réactions mutuelles avec les détritiques; les formes les plus caractéristiques de ces intéractions sont la corrosion et l'accroissement secondaire. Ces faits impliquent des formes originelles des grains détritiques ("formes sédimentaires" de N.M. STRAKHOV 1957).

La reconstitution des formes sédimentaires est souvent possible par la simple observation des formes secondaires.

b) La structure -

Contrairement à la texture qui consiste en l'étude des relations de grain à grain dans la roche, la structure traite des grandes formes de la roche, visibles sur le terrain.

Tableau n° 3 - Caractères des strates et des feuillets
d'après N.M. STRAKHOV 1957 .

Caractères	Unité structurale	
	Strates	Feuillets
Puissance	Variable	Ordre du mm à fractions de mm, exceptionnellement quelques cms.
Surface	Grande	Variable, faible en stratification oblique.
Inclinaison d'origine	pratiquement inexistante	Peut atteindre 30° pour les roches grenues détritiques.
Structure interne	La strate peut se composer de feuillets.	Ne s'exprime que par l'orientation des particules. Le feuillet est la limite inférieure de stratification.
En rapport avec la roche	La strate est formée d'une seule roche.	Les feuillets s'observent à l'intérieur d'une seule et même strate.
En rapport avec les conditions de formation	Chaque strate a ses conditions de formations. Quand des couches d'un même type alternent, les plans de séparation sont bien marqués et dûs à un dérangement temporaire de ces conditions.	Le milieu ne change pas. On observe seulement une pulsation peu importante des facteurs de sédimentation.
Durée de formation	Variable, en général longue nombreuses années millenaire.	En général courte, s'exprimant en heures, en jours.

La plus petite unité d'un banc que l'on puisse distinguer est la "lamina" (1) (F.J. PETTIJOHN 1957). M. PAGNE (1942) a nommé lamina, une unité séparée visiblement en haut et en bas de moins de 1 mm de puissance. Cette définition trop restrictive (2) a ensuite été étendue à la plus petite unité d'un banc.

L'empilement des laminae revêt des formes très diverses et caractérise la stratification interne de la roche. C'est ainsi qu'apparaît la notion de strates qui sont les unités majeures du banc (cf. tableau n° 3). (3)

La structure est directement liée aux conditions de genèse de la roche : les formes très variées que l'on observe correspondent aux modes divers de formation des dépôts : milieu calme, milieu agité, présence et force des courants, etc... A cette structure primaire se surimposent fréquemment des structures postérieures liées à l'évolution du sédiment après son dépôt; les transformations sont d'ordre physique et chimique.

La classification des structures (cf. tableau n° 4) fait intervenir le rôle du monde vivant : fréquemment en effet, l'activité vitale d'organismes divers peut profondément bouleverser la disposition primitive des particules par brassage ou digestion des sédiments, jusqu'à parfois oblitérer complètement la structure primaire. Quelquefois, des structures primaires sont directement créées par des êtres vivants.

(1) l'homologue russe est "feuillet".

(2) certains laminae peuvent en effet, dans des conglomérats, atteindre plusieurs centimètres de puissance.

(3) Remarque : dans les structures en stratification oblique et en stratification entrecroisée, les laminae se groupent en unités dont l'empilement constitue la strate. Les ensembles de laminae sont les "unités" de F.J. PETTIJOHN ou "séries de feuillets" de N.M. STRAKNOV.

Tableau n° 4 - Classification des structures des roches sédimentaires d'après F.J. PETTIJOHN 1957

Structures inorganiques	mécaniques (primaires)	Structures planes	<ul style="list-style-type: none"> - litage horizontal - stratification entrecroisée - granoclasement 	
			<ul style="list-style-type: none"> - stries - alignements de sable - empreintes en spatule - ripple marks 	
		Traces et irrégularités sur les lits plans	<ul style="list-style-type: none"> - marques de vagues et de clapotis - trous et impressions pluie, etc. - découpages et arrachements. 	
		Bancs déformés et brisés	<ul style="list-style-type: none"> - plissement des sédiments mous - boudinage - bancs brisés (muds craks, brêchification, bancs brisés par traction, écorchures des shales - sills et dykes sédimentaires. 	
	chimiques (secondaires)	Structures de dissolution	<ul style="list-style-type: none"> - stylolites corrosion - zones de corrosion - petites cavités (vugs), empreintes d'ovoïdes (oolicasts) 	
		Structures d'accroissement	<ul style="list-style-type: none"> - nodules - concrétions - agrégats cristallins (spherulites, rosettes) - petites veines - bandes colorées 	
		Structures composées	<ul style="list-style-type: none"> - geodes - septaria - cone-in-cone 	
	Structures organiques		pétrification	
			Litage	<ul style="list-style-type: none"> - stromatolites
			mélangées	<ul style="list-style-type: none"> - perforations - traces et trainées - empreintes et moulages - coprolites.

Remarque :

Pour retracer l'histoire de la formation des sédiments et restituer ainsi les caractères lithologiques et physico-chimiques du milieu de sédimentation de la roche, il convient, ainsi que le signale A. BERNARD (1958), de tenir compte des transformations de lithification, puisqu'elles déterminent la bonne ou mauvaise fossilisation de ces caractères du milieu.

Quels sont les phénomènes intervenant entre le dépôt d'un sédiment et la roche telle qu'on peut l'observer actuellement ?

Généralement, nommé syngénèse ou sédimentogénèse, le stade du dépôt correspond à la formation du dépôt à partir du moment de la cessation du mouvement mécanique des particules, et aux processus se déroulant dans la partie la plus élevée du dépôt aux premières étapes de son existence dans les conditions géochimiques du milieu de sédimentation (L.B. ROUKHINE 1953, N.B. VASSOIEVITCH 1957).

Pour C.W. CORRENS (1939) les modifications qui interviennent ensuite appartiennent au métamorphisme.

- migration d'éléments à l'intérieur des sédiments,
- recristallisation des sédiments chimiques et biologiques,
- cimentation des roches détritiques,
- remplacement métasomatique.

Cet auteur regroupe ainsi des phénomènes intervenant à des niveaux de température fort différents.

De plus en plus, les auteurs dissocient les phénomènes se produisant immédiatement après la formation du dépôt, de ceux nécessitant des pressions et températures importantes.

A la suite des sédimentologues anglo-saxons et russes, on peut noter les étapes suivantes (F.J. PETTIJOHN 1949, N.B. VASSOIEVITCH 1957, W.H. TWENHOFEL 1950) :

- La diagenèse : ensemble de processus se produisant dans le dépôt ayant perdu tout lien direct avec le médium de formation. Cette étape se marque par une redistribution physico-chimique des éléments dans des conditions géochimiques qui ont pris naissance dans le dépôt par suite de son isolement.

- L'épigenèse : l'épigenèse est une étape intermédiaire entre la diagenèse et le métamorphisme. La nécessité de ce stade d'évolution provient de l'observation d'un certain nombre de transformations qui ne peuvent être attribuées au métamorphisme mais postérieures à la diagenèse. En fait, elle correspond à un ensemble de processus modifiant les roches sédimentaires consolidées après la diagenèse, jusqu'à leur altération ou leur métamorphisme.
- Le métamorphisme : ensemble de processus liés à l'influence de la pression et de la température.

Les résultats de l'analyse pétrographique permettent de classer les divers types lithologiques. Le but d'une telle classification est d'abord de normaliser la terminologie, présentant l'intérêt de pouvoir être employée par différentes personnes étudiant les mêmes roches. Elle permet également de situer ces sédiments ferrifères dans l'ensemble des roches sédimentaires.

De manière courante, pour classer les roches, on utilise des données ayant trait à la genèse du matériau. De telles classifications sont les plus rationnelles, ou tout au moins les plus satisfaisantes pour l'esprit (1), mais présentent le grave inconvénient de nécessiter une hypothèse sur le mode de formation du sédiment. Les exemples sont en fait très nombreux où les hypothèses génétiques s'avèrent très divergentes. Ainsi, la classification génétique de W.H. TWENHOFEL 1950 distingue :

- les sédiments de dépôt physique où les diverses subdivisions sont basées sur la dimension moyenne des particules détritiques;
- les sédiments de dépôt chimique : ce sont les sédiments carbonatés, siliceux, ferrugineux, carbonés et les évaporites.

Deux remarques s'imposent :

- tout d'abord, dans tout sédiment chimique il y a présence de grains détritiques et réciproquement. Dans ces conditions il s'avère délicat de placer une coupure et de classer les termes intermédiaires;
- en second lieu, il n'est pas indifférent de connaître le mode de formation du dépôt chimique, on peut, en effet, distinguer deux manières essentielles de mise en place :

(1) il est en effet difficile de séparer la roche de son environnement. Elle n'existe en effet que parce qu'un certain nombre de facteurs physico-chimiques ont été réalisés lors de sa formation.

- par précipitation directe sur le fond, ce qui est classiquement admis pour les évaporites ;
- par transformation in situ, après le dépôt lors des étapes de la diagenèse, l'épigenèse, etc.... Lors de ces transformations, il y a redistribution du matériel chimique élémentaire, et par conséquent destruction au moins partielle de l'individualité des détritiques. Cette transformation est maximum au stade du métamorphisme.

L'hypothèse d'une mise en place par voie chimique des sédiments constitutifs de la série ferrifère de Lorraine n'est pas satisfaisante. Les figures texturales et structurales conduisent à penser à une mise en place de manière détritique des oolithes ferrifères (cf. II^e Partie).

De toutes les classifications des sédiments de dépôt physique proposées, seule celle de A.W. GRABAU (1904) reste valable quelle que soit la nature minéralogique des constituants (1).

Suivant la dimension moyenne qui peut être choisie comme la médiane de la distribution granulométrique du constituant, le plus abondant dans l'échantillon étudié, cet auteur distingue :

Terminologie (2)	Texture des détritiques	Limites de classes (3)
Rudite	grossière	_____ 4 mm _____
Arénite	moyenne	_____ 0,06 mm _____
Lutite	fine	_____ _____

- (1) La plupart des classifications en effet ne proposent de terminologie que pour les roches quartzeuses. Les subdivisions essentielles étant basées sur l'état de consolidation de la roche (L. CAYEUX 1929, E.C. DAPPLES 1947, G. LUCAS 1942).
- (2) Des termes latins : rudus = grossier, arena = sable, lutum = boue.
- (3) Limites adoptées en 1932 par le "comité de sédimentation". L'accord est loin d'être unanime à l'échelle internationale dans la définition des limites de classes ainsi qu'en témoignent les coupures granulométriques des auteurs russes.

Suivant la composition des éléments détritiques, les divers termes de A.W. GRABAU peuvent être précédés des préfixes silic., calc., etc... auxquels j'ai ajouté le préfixe ferr. pour caractériser les arénites où les constituants détritiques sont essentiellement ferrifères.

L'utilisation de cette classification dans l'étude de la minette se heurte à deux difficultés :

- On observe de manière très générale des mélanges en proportions variables de deux termes lithologiques. Convient-il de les considérer comme une association de deux roches ou comme un seul type pétrographique ? Du point de vue purement minier, de telles associations ne peuvent être considérées que comme une seule roche, un seul et même minerai. Du point de vue sédimentologique il s'agit de dépôts alternés de deux termes lithologiques. L'ensemble du mélange est caractérisé par des distributions granulométriques polymodales. L.V. POUSTOVALOV (1940) a nommé "roches mixtes" ces associations.

Seul ce dernier aspect doit être retenu dans l'étude pétrographique car il permet une meilleure analyse des faits.

- Dans les roches où les divers constituants détritiques se sont déposés par équivalence de sédimentation, c'est-à-dire en fonction de leurs formes et densités, il se présente des grains plats et légers tels les débris de coquilles associés à des grains ronds, lourds, nettement plus petits (oolithes).

Or les divers constituants ne sont pas présents systématiquement dans toutes les roches; pour éviter de créer de brusques sauts de classe dans la classification granulométrique suivant que l'élément prédominant est léger et plat, ou lourd et rond, il est nécessaire de définir l'élément dont la dimension sera considérée comme caractéristique de la roche.

En fonction des dimensions, les constituants détritiques déterminants sont :

- les granules pour les roches à grains $> 500 \mu$
- les oolithes 50μ à 500μ
- les grains de quartz 5μ à 100μ
- les minéraux des argiles $< 5 \mu$

Ces divers aspects de l'analyse de la série ferrifère sont retracés dans ce travail :

La partie pétrographique regroupe l'ensemble des données ayant trait à la constitution des divers types de roches. Dans une troisième partie sont consignées les données relatives à l'analyse stratonomique.

Enfin, les interprétations quant à la genèse de la minette et les conclusions d'intérêt pratique sont développées dans la partie finale de ce travail.

DEUXIEME PARTIE

Etude des roches et des mineraux

CLASSIFICATION PERIODIQUE DES ELEMENTS

(Conevas d'après R. Massain 1952)

TABLEAU 5

période	groupe I	groupe II	groupe III	groupe IV	groupe V	groupe VI	groupe VII	groupe VIII	groupe 0
1	H 1								He 2
2	Li 3	Be 4	B 5	C 6	N 7	O 8	F 9		Ne 10
3	Na 11	Mg 12	Al 13	Si 14	P 15	S 16	Cl 17		Ar 18
4	K 19 Cu 29	Ca 20 Zn 30	Sc 21 Ga 31	Ti 22 Ge 32	V 23 As 33	Cr 24 Se 34	Mn 25 Br 35	Fe 26 Co 27 Ni 28	Kr 36
5	Rb 37 Ag 47	Sr 38 Cd 48	Y 39 In 49	Zr 40 Sn 50	Nb 41 Sb 51	Mo 42 Te 52	Tc 43 I 53	Ru 44 Rh 45 Pd 46	Xe 54
6	Cs 55 Au 79	Ba 56 Hg 80	lanthanides 57 à 71 Tl 81	Hf 72 Pb 82	Ta 73 Bi 83	W 74 Po 84	Re 75 At 85	Os 76 Ir 77 Pt 78	Rn 86
7	Fr 87	Ra 88	Actinides 89 à 96 (Th)						

LEGENDE



Eléments fondamentaux



Eléments en faible teneur



Eléments recherchés sans résultats positifs (G. Turpin 1952)

CHAPITRE IV

Constitution de la minette lorraine

1. Introduction.

Dans ce chapitre j'ai été amené à regrouper un ensemble de données communes aux divers types pétrographiques.

Lors de l'étude des roches, divers niveaux de complexité apparaissent dans l'organisation des éléments ou constituants chimiques :

- les minéraux;
- les constituants minéralogiques : à côté de minéraux bien définis et aisément identifiables, des agrégats plus ou moins organisés d'espèces minérales sont de règle. Ces ensembles, que l'on ne peut résoudre en minéraux par des moyens optiques, présentent généralement des propriétés physiques et chimiques globales suffisamment constantes pour que l'on puisse les étudier séparément;
- les constituants pétrographiques : ce sont les constituants détritiques et le ciment.

2. Les constituants chimiques.

Parmi les différents éléments connus dans la minette (cf. tableau n° 5), une discrimination pratique permet de distinguer deux catégories : les éléments de dosage courant et les éléments en faible teneur. Alors que les

Tableau n° 6 - Composition chimique de quelques minerais lorrains.
(dosages de la "campagne de silice libre").

Nature du minerai	Origine du minerai	Fe	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	S	Fe ⁺⁺	MgO	P	Mn	CO ₂	H ₂ O
Calcaire	Sancy-grise	32,0	6,4	17,6	4,0	0,05	5,2	1,6	0,73	0,3	16,1	6,9
	Joeuf-jaune	30,9	6,6	18,0	4,1	0,08	7,4	1,7	0,68	0,3	17,5	7,14
	Boulange-grise	30,8	8,9	19,0	3,9	0,05	1,8	1,2	0,69	0,3	14,3	6,8
	Ottange-jaune	35,7	7,4	14,3	5,0	0,05	2,9	1,2	0,64	0,2	11,1	8,3
	Saizerais-calcaire	33,7	8,9	14,4	5,0	0,10	5,7	1,9	0,96	0,2	12,1	7,5
	Hayange-rouge	38,9	6,9	10,9	5,3	0,04	0,5	1,2	0,72	0,2	8,2	9,4
Neutre	Moyeuvre-grise siliceuse	35,2	9,2	11,0	6,1	0,09	10,0	1,6	0,95		12,3	7,7
	Godbrange-rouge	32,3	16,2	11,3	5,6	0,12	4,9	1,6	0,82	0,2	10,2	7,6
	Montrouge-verte	37,0	12,2	8,6	4,4	0,06	10,5	3,3	0,78	0,3	11,4	7,10
	Hussigny-rouge	35,2	16,9	7,9	4,7	0,03	6,0	2,1	0,72	0,3	8,4	7,8
	Angevillers-noire	30,6	20,6	4,9	4,8	1,07	18,6	3,6	0,66	0,4	18,2	4,0
Siliceux	Saizerais-siliceux	28,0	27,2	4,7	9,6	0,41	6,9	2,5	0,52	0,1	5,2	7,7
	Mt-St-Martin-siliceux	37,3	22,3	3,8	5,4	0,08	2,5	1,2	0,66	0,3	3,2	8,9

résultats de dosage sur les éléments majeurs sont extrêmement nombreux (plusieurs milliers), les éléments à faible teneur n'ont donné lieu qu'à quelques tentatives dispersées sans étude systématique sauf peut-être pour le titane.

a) Les éléments de dosage courant :

Les principes et méthodes de dosages des éléments majeurs ont été décrits par J. COLLELJORI et G. TURPIN (1957).

Dans l'ordre de fréquence des dosages, on trouve les éléments suivants : (tableau n° 6)

Fe total, SiO₂, CaO, Al₂O₃, S, Fe⁺⁺, MgO, P, Mn, CO₂, H₂O.

L'ensemble de ces éléments constitue en général plus de 99 % des éléments présents dans la minette. Cependant, et surtout pour les faciès riches en minéraux des argiles, la proportion peut être sensiblement plus faible du fait de l'abondance d'alcalins (3 à 5 % en moyenne dans les shales argileux, d'après F.J. PETTIJOHN 1957). Jusqu'à présent, ces éléments n'ont été dosés que rarement et dans les minerais où leur teneur est précisément très faible.

Les éléments de dosage courant sont le reflet de la composition minéralogique des échantillons. L'étude des variations des teneurs est donc directement liée à la nature de la roche. Elle sera développée au cours de l'analyse des types pétrographiques.

b) Eléments en faible teneur :

Très généralement la forme minéralogique de ces éléments est inconnue. Leur présence systématique ne peut être expliquée par la présence accidentelle de minéraux divers (cf. chap. IV-§3) mais plutôt par un "camouflage" (1) dans d'autres minéraux ou surtout dans les constituants minéralogiques.

(1) cette notion de camouflage couvre des types divers d'association : remplacement ionique dans le réseau d'un minéral, adsorption, etc....

DOSAGES D'ELEMENTS EN FAIBLES TENEURS SUR QUELQUES MINERAIS

TABEAU 7

Mine	Réf. ¹ Couche	TiO ₂ %				V %				C %				As %				Na	K	Ba	Zn	Pb	Cu	Ni	Co	Cr	Au	Ag	Cl	F	I					
		1	2	3	15	10	7	8	15	11	14	13	8	8	9	15	4	4	5	4	15	4	11	15	11	15	71	11	12	12	6	6	6			
Tucquegnieux	grise	0.22	0.35	0.17						0.04						500	700		290	55	70		100	42	102			480	830	1.1						
M ^e St Martin	L.5	0.23	0.50													360	1800		240	70	72		120	55	140			430	940	1.5						
Moulaine	L.4-L.2	0.18	0.35	0.18						0.04						500	1000		240	70	64		75	42	85			740	780	1.1						
Moulaine	L.5	0.27	0.35	0.30						0.034						580	1300		380	130	94		100	58	160			340	470	1.7						
Angevillers	Noire		0.27							0.03																										
La Mourière	Siliceux					0.05	0.08																													
Homécourt	grise									0.08												57	75	45	65											
Jerny	grise																									16	60									
Pienne	grise																									0	90	20	160							
Angevillers	grise magnétique										1.1																									
St Michel	rouge sup.				0.19				0.060						0.019					147		68		60												
St Michel	rouge moy.				0.19				0.062						0.019					145		61		69												
Langengrund	rouge princ.				0.18				0.056						0.020					100		40		61												
Mont Rouge	jaune				0.16				0.059						0.020					157		48		59												
Mont Rouge	grise				0.17				0.060						0.019					182		51		78												
Mont Rouge	brune				0.18				0.070						0.026					212		51		95												
Mont Rouge	noire				0.21				0.059						0.023					239		57		102												
Mont Rouge	verte				0.19				0.070						0.023					230		51		110												
Valeurs moyennes		0.22	0.36	0.22	0.18	0.045	0.03	0.05	0.062	0.045	1.1	0.50	0.75	0.02	0.04	0.05	0.021	435	1200	580	287	176	81	71	53	94	73	48	110	0.3	60.2	20	160	497	755	1.35

1. Laboratoire Pattinson et Stead 1949
2. Laboratoire Minerais et Metaux 1949
3. Laboratoire IRSID 1954
4. G. Laplace 1952
5. W. Engelhardt 1936

6. J. Aubry-G. Lepage et G. Turpin 1951
7. G. Eisecke 1950
8. P.E. Henry, J. Astier 1949
9. G. Turpin 1936
10. Laboratoire de l'Ecole des mines Nancy 1959

11. J. Aubry-G. Lepage 1952
12. A. Priester 1949
13. Laboratoire de l'Ecole des mines Nancy 1949
14. K. Hochne 1951
15. Sturper 1937. in M. Lucius 1945

Les principaux dosages qui ont été effectués sont regroupés dans le tableau 7.

Alors que la plupart des éléments n'ont pu être mis en évidence que par l'analyse chimique, certains sont signalés de longue date : en effet ils apparaissent concentrés dans les briques de revêtement des hauts fourneaux. M.A BRACONNIER signale en 1898 des concentrations notables de Ba et Zn métallique dans les maçonneries. Dosant alors les poussières des "appareils à air chaud", il trouve : 1,3 % de plomb et 3,3 % de ZnO.

La liaison entre un élément et un constituant minéralogique ou un minéral est particulièrement délicate à mettre en évidence et nécessite des dosages nombreux. L'analyse des liaisons s'effectue par étude de corrélations.

Cette méthode statistique a été appliquée au V % par P.E. HENRY et J. ASTIER (1949) :

sur 39 analyses les coefficients de corrélations ont montré des liaisons probables entre V % et Fe % ($s = 0,352$), peu probable entre V % et P % ($s = 0,032$), mais significative entre V % et As % ($s = 0,558$).

Ces études demanderaient à être développées, compte tenu de la classification des types pétrographiques. On peut cependant remarquer que le seul constituant abondant et régulièrement présent dans les échantillons analysés du tableau N°7 est la limonite associée dans le cas de Mont-Saint-Martin à des corps peu propices au camouflage d'éléments divers sauf peut-être K - Na - TiO₂ dans la phase quartz. Il semble par conséquent que la plupart des éléments à faible teneur sont camouflés dans la limonite.

3. Les constituants minéralogiques et les minéraux.

3.1 - La limonite.

a) Définition :

Le terme de limonite désigne actuellement pour de nombreux géologues, des produits mal définis à hydroxydes de fer prédominants.

La classification des hydroxydes de fer n'est pas encore entièrement établie; de manière courante on distingue les termes suivants d'après leur composition :

Composition	Nom	Couleur
Fe_2O_3 , 3 H_2O	limonite (1) stilpnosidérite (2)	jaune ocre
Fe_2O_3 , 2 H_2O	xanthosidérite (1)	↓
2 Fe_2O_3 , 3 H_2O	"limonite" (1)	
3 Fe_2O_3 , 4 H_2O	hydrogoethite	
Fe_2O_3 , H_2O	goethite lepidocrocite	brun rouge rouge vif à rouge brun
2 Fe_2O_3 , H_2O	hydrohématite turgite (1 - 3)	brun rouge

(1) D'après A.LACROIX 1901.

(2) N.M. STRAKHOV 1957. Pour A.LACROIX la stilpnosidérite désigne des "variétés colloïdes à éclat de poix de même teneur en eau que la limonite mais riches en P, silice soluble, etc...."

(3) Les auteurs russes ont pu montrer récemment que la turgite ou touriite représente un mélange d'hydrohématite et d'hydrogoethite.

Seules de ces espèces la goethite et la lepidocrocite peuvent être observées en masses minéralogiquement pures. Les autres termes ne seraient présents que dans des mélanges ou limonites : leur détermination est donc très délicate et largement influencée par leur cristallinité et la présence d'autres minéraux eux-mêmes non identifiés.

La direction actuelle de recherche semble tendre vers une distinction de deux lignées parallèles d'hydroxydes de fer, à partir des deux oxydes anhydres : l'hématite et la maghémite (N.M. STRAKHOV 1957).

Seules, la goethite et la lépidocrocite seraient les hydroxydes réels; les termes intermédiaires représenteraient des stades d'hydratation des minéraux dans certaines conditions de texture, et cela en particulier dans les limonites où la cristallinité est particulièrement ténue. Ces deux séries sont :

<u>Série de l'hématite</u>		<u>Série de la maghémite</u>	
Hématite	α Fe_2O_3	Maghémite	γ Fe_2O_3
Hydrohématite	α $Fe_2O_3 + aq$	Hydromaghémite	γ $Fe_2O_3 + aq$
Goethite	α $FeOOH$	Lépidocrocite	γ $FeOOH$
Hydrogoethite	α $FeOOH + aq$	Hydrolépidocrocite	γ $FeOOH + aq$

En pratique, seul le terme très général de limonite ne présuppose rien quant au minéral présent caractérise les constituants minéralogiques à hydroxydes de fer prédominants.

Les formes de la limonite de la minette sont :

- les oolithes,
- les divers concrétionnements autour des grains de quartz et des débris de coquilles,
- les "croûtes" des surfaces tarraudées littorales.

TABLEAU n° 8 bis

ORIGINE DES ECHANTILLONS DU TABLEAU n° 8

N°	Mine	Couche	coule à 3.6	oolithes fraction- nement	limoni- te fraction- nement	Divers
1	Anderny	grise	x			
2	Aubrives Villerupt	siliceux	x			
3	" "	calcaire	x			
4	Boulanges	jaune princ.				
5	"	grise	x			
6	"	noire	x			
7	"	grise		x		
8	"	grise			x	
9	Burbach	jaune princ.	x			
10	Bure	rouges		x		
11	Bure	rouges		x		
12	Bure	rouges			x	
13	Bure	rouges			x	
14	Godbrange	rouge (L.3)		x		
15	"	rouge (L.3)		x		
16	Hussigny	calc. pauvre				x
17	"	calc. pauvre		x		
18	"	calc. pauvre			x	
19	"	calc. pauvre		x		
20	"	calc. pauvre		x		
21	Micheville	calcaire		x		
22	Montrouge	noire	x			
23	"	brune	x			
24	"	verte	x			
25	Mont-St-Martin	L.4/L.5	x			
26	Ottange 1.3	rouge	x			
27	"	jaune	x			
28	Rédange	calc. pauvre		x		
29	Roncourt	noire	x			
30	Ste-Barbe	brune	x			
31	"	rouge	x			
32	"	jaune sauvage	x			
33	"	grise	x			
34	Saizerais	siliceux		x		
35	Tressange	grise		x		
36	"	grise			x	
37	"	crassin		x		
38	"	crassin			x	
39	"	jaune sauvage		x		
40	"	jaune sauvage			x	
41	"	jaune princip.		x		
42	"	pied de grise		x		
43	"	int. JS-R.P.		x		
44	Hussigny	calc. pauvre		x		

Tableau n° 8 - Composition chimique de la limonite (Teneurs calculées par élimination de quartz et de calcite = 1,785 x CaO % cf analyses d'oolithes tableau n° 16).

N° échan- tillon	Fe total	Fe ⁺⁺	S	SiO ₂	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	MgO	Mn	P	H ₂ O
1	50,7	4,53	0,057	4,52	6,2	1,65	0,22	0,50	11,75
2	53,2	2,04	0,091	4,0	5,92	1,30	0,27	0,83	10,8
3	53,2	2,05	0,082	3,78	6,4	1,03	0,40	0,82	11,75
4	51,0	1,42	0,040	4,62	8,15	1,42	0,24	0,73	12,1
5	51,7	0,45	0,021	4,61	7,22	1,7	0,28	0,89	
6	51,0	4,4	0,124	5,5	5,7	1,78	0,26	0,495	12,7
7	51,0	0,63	0,032	4,2	6,71	0,88	0,19	0,83	11,6
8	49,0	4,22	0,066	8,15	8,7	1,10	0,17	0,87	11,0
9	51,2	2,65		4,26	6,63			0,70	
10	52,0	0,87		3,98	7,2	1,04	0,15	0,88	11,9
11	50,6	2,78	0,06	5,35	6,95	1,39	0,16	0,87	11,6
12	51,6	2,27		6,15	8,9	0,86	0,17	0,59	10,4
13	47,5	7,8	0,105	9,45	9,85	1,68	0,13	0,68	9,75
14	49,5	6,15	0,041	4,56	5,69	1,38	0,28	0,67	11,5
15	49,0	9,3	0,052	4,61	5,23	1,85	0,37	0,67	11,3
16	53,3	1,04	0,044	4,4	3,88	0,73	0,12	0,40	14,2
17	51,8	0,41	0,032	3,8	6,32	0,71	0,18	0,85	
18	50,8	2,2	0,033	7,9	7,8	1,32	0,22	0,82	
19	52,2	0,41	0,051	2,7	5,9	0,30	0,25	0,66	12,2
20	51,5	0,32	0,053	3,18	5,88	1,16	0,18	0,98	12,4
21	51,0	0,15	0	4,95	7,0			0,81	
22	52,2	2,55		3,5	5,56			0,58	
23	52,2	1,22	0,10	4,25	6,4	1,26	0,19	0,61	12,0
24	50,0	6,72		5,5	5,1	1,12	0,26	0,57	10,8
25	52,2	2,85	0,03	4,32	10,1	0,96	0,33	0,64	12,4
26	52,7	2,03	0,034	3,92	6,95	0,95	0,19	0,66	11,7
27	52,6	1,83	0,035	4,24	6,6	1,37	0,19	0,66	12,0
28	49,0	0,87	0,044	6,18	7,95	1,21	0,22	0,92	13,4
29	52,6	3,7	0,028	4,6	6,7	1,33	0,19	0,66	12,1
30	51,5	1,82		3,85	5,99			0,63	
31	52,6	2,24	0,028	3,76	6,8	0,95	0,24	0,65	11,7
32	52,6	1,64	0,028	3,9	6,88	1,34	0,22	0,66	12,6
33	51,3	3,68	0,028	4,52	6,48	1,02	0,17	0,66	11,4
34	50,5	3,07	0,07	4,8	6,25	1,13	0,19	0,78	12,0
35	52,2	1,34		3,96	6,9	0,74	0,23	0,87	12,1
36	50,2	3,57	0,03	5,78	7,58	1,11	0,18	0,95	
37	51,3	1,44	0,03	3,96	6,4	1,13	0,28	0,75	
38	48,0	3,62	0,043	7,1	8,05	1,18	0,26	0,83	
39	51,8	0,84	0,025	4,4	7,05	0,68	0,20	0,77	12,1
40	50,6	2,25	0,032	6,32	8,82	0,63			10,8
41	51,8	2,96	0,02	3,95	6,35	1,34	0,20	0,75	12,5
42	51,4	5,48		4,30	6,12	1,26	0,23	0,63	11,1
43	50,4	2,98	0,036	4,85	7,0	1,13	0,25	0,84	11,9
44	50,1	4,26	0,03	4,62	8,05	0,84	0,16	0,95	12,5

Ce sont ces formes qui peuvent servir de base à l'étude de ce constituant minéralogique. Suivant la méthode d'isolement utilisée, les échantillons se répartissent en quatre catégories :

"coule à 3,6" : après broyage à 400 μ le produit est trié par une liqueur dense de densité $d = 3,6$. Le "coule à 3,6" n'est formé que d'oolithes sans noyaux, ou a noyaux très petits;

oolithes de fractionnement (1) : phase groupant toutes les oolithes d'un échantillon. Cette phase peut être souillée par la présence en faible proportion de shales argileux;

limonite fine de fractionnement : limonite associée aux débris de coquilles et libérée lors de l'attaque acide;

carapaces limonitiques des surfaces tarraudées.

b) Composition chimique de la limonite de la minette :

Les divers constituants pétrographiques à limonite prédominante contiennent toujours des débris de quartz et calcite, et accessoirement d'autres grains.

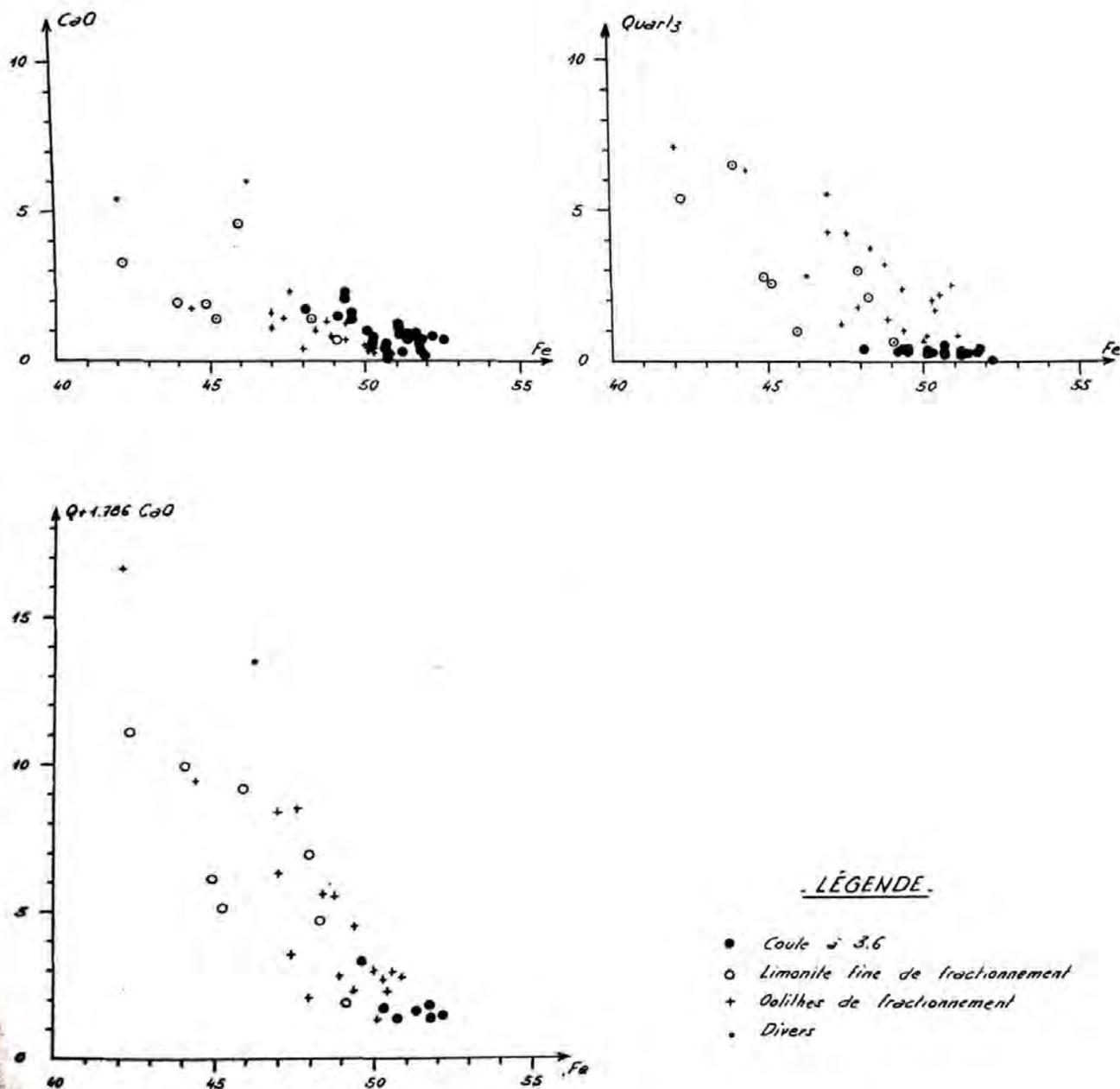
La purification pratique de cette phase est très délicate voire impossible. J'ai été, par conséquent, conduit à réaliser une purification théorique consistant à éliminer des analyses chimiques (cf. tableaux n° 8 et 8 b) le quartz et la calcite (élimination de quartz $\%$ + 1,786 CaO $\%$). Les diagrammes de la figure n° 10 traduisent le mélange de limonite avec des grains de quarte et des débris de coquilles et justifient le calcul précédent.

(1) La méthode dite de "fractionnement" consiste à libérer les constituants détritiques de l'arénite en dissolvant le ciment calcaire par attaque chimique ménagée à ClH. Cette méthode est décrite dans le paragraphe relatif aux constituants détritiques (chap. IV § 4).

FIG: 10

VARIATIONS DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES CONTENUS DANS LES ECHANTILLONS DE LIMONITE EXTRAITS DE LA MINETTE, EN FONCTION DE Fe TOTAL %

LES LIAISONS QUI APPARAISSENT TRADUISENT LE MELANGE ENTRE LA LIMONITE ET LES MINÉRAUX STÉRILES : QUARTZ ET CALCITE



La teneur moyenne que l'on peut calculer d'après ces analyses est entachée d'une part d'erreur provenant du salissage possible des échantillons par des shales argileux et se traduit essentiellement par une plus forte teneur en silice et en alumine.

Il est intéressant dans ce cas d'essayer de suivre les tendances des éléments les uns par rapport aux autres.

Pour ce faire, et compte tenu que les teneurs en fer sont assez peu dispersées (plus de 80 % des teneurs en fer entre 50 et 52,5 %) j'ai préféré utiliser les analyses brutes des échantillons définis plus haut (cf. fig. 11).

Il est évident que si l'hypothèse selon laquelle les corps étudiés sont un mélange de limonite et d'un salissage par le quartz, la calcite et les shales argileux, on doit constater une évolution parallèle des éléments de la limonite, et des liaisons inverses pour les éléments des corps qui viennent souiller les échantillons.

Au-delà d'un seuil qui devrait être la limonite proprement dite on observera alors des variations dues au mélange de minéraux que représente cette limonite.

- H₂O %

Le diagramme H₂O % en fonction de Fe % montre une liaison positive jusque vers Fe = 51 %. Au-delà, il semble y avoir décroissance (1).

- Al₂O₃ %

Les points représentatifs de l'alumine en fonction du fer présentent des dispersions assez fortes. En fait, on peut distinguer des comportements différents de chaque catégorie d'échantillons :

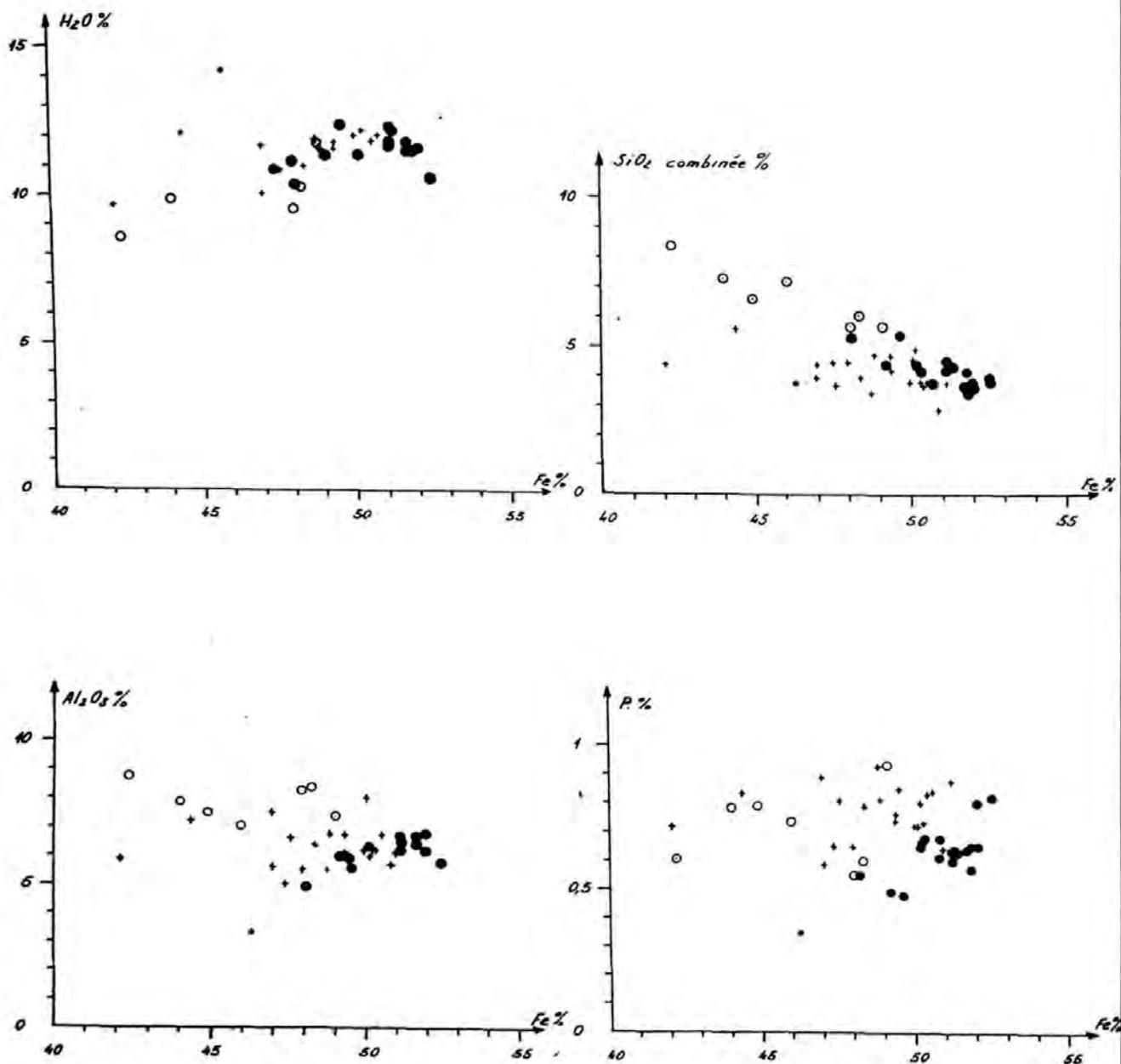
coule à 3,6 : la teneur en alumine augmente jusque vers 51,5 % de fer puis décroît.

oolithes de fractionnement : une partie de la population suit la loi des échantillons provenant

(1) deux points aberrants correspondent à des oolithes provenant d'un minerai d'affleurement. L'hydroxyde de fer prédominant est probablement de l'hydrogoethite.

FIG. 11

DIAGRAMMES ILLUSTRANT LES VARIATIONS DES TENEURS EN $H_2O\%$ - $Al_2O_3\%$ - SiO_2 COMBINÉE % ET P% EN FONCTION DE LA TENEUR EN FER DES ÉCHANTILLONS DE LIMONITE EXTRAITS DE LA MINETTE LORRAINE



- LÉGENDE -

- Coule à S. 6
- Limonite fine de fractionnement
- + Oolites de fractionnement
- Divers

du triage par liqueur dense. Cependant, et surtout pour les teneurs en fer faibles, les teneurs en alumine sont toujours plus élevées. Peut-être faut-il voir ici le salissage par des shales argileux qui, du fait de leur richesse en alumine sont susceptibles d'entraîner de fortes variations de Al_2O_3 % malgré leur faible quantité.

La limonite fine est toujours plus alumineuse que celle constitutive des oolithes.

- SiO_2 %

La silice spécifique de la limonite est prise comme la différence entre la silice totale dosée et le quartz dosé.

La tendance serait à une diminution constante de sa teneur pour des valeurs croissantes de la teneur en fer.

- P %

La dispersion des points est très élevée et masque totalement une variation possible.

On constate cependant une localisation des points suivant la nature de l'échantillon : les produits obtenus après attaque acide présentent, en effet, des teneurs sensiblement plus élevées que les produits obtenus par simple triage densimétrique.

- Fe^{++} %

Le fer ferreux ne montre pas de liaison avec le fer total. En fait, cet élément dont les teneurs peuvent varier dans d'assez grandes proportions, traduit l'état minéralogique de la limonite (cf. § 3.1.c).

- S, MgO, Mn, etc....

Ces éléments ne montrent pas de liaisons apparentes.

L'étude de la variation des éléments permet de dresser un tableau des teneurs les plus probables de la limonite :

Fe %	Al ₂ O ₃ %	SiO ₂ %	Mn %	MgO %	P %	H ₂ O %	S %
51,5	6	3,5			0,6	11,5	-
à	à	à	0,22	1,2	à	à	0,045
52	7	4,5			0,8	12,0	

Ce tableau montre que le rapport $\frac{P \%}{Fe \%}$ est voisin de 0,014. Il diffère en fait sensiblement des valeurs obtenues par J. BICHELONNE et P. ANGOT (1939) et celles de E. SEIBOLD (1955) qui étaient respectivement de 0,017 à 0,018 et 0,0167.

c) Etude minéralogique de la limonite.

Seule, et de façon certaine, la goethite (1) (α FeOOH) a pu être mise en évidence.

Cette détermination réalisée pour la première fois par J. BENARD, A. MICHEL et G. CHAUDRON (2) (1944) à l'aide de l'analyse thermique différentielle et des spectres de Rayons X, s'est vue confirmée par les essais ultérieurs d'autres chercheurs (M. DEUDON, H. NIKIFOROVA, M. ROUBY).

- (1) S. CAILLÈRE et F. KRAUT (1954) ont appelé "stilpnosidérite" un minéral, isotrope en lame mince, de formule Fe₂O₃, nH₂O donnant un crochet vers 100° à l'analyse thermique différentielle. Ce minéral constitutif de la limonite serait constitué de gels d'hydroxydes de fer.

Il ne semble pas cependant qu'il puisse exister de gels dans les roches sédimentaires (M. KERN (3)). D'autre part, le crochet obtenu fréquemment par ces auteurs peut fort bien s'expliquer par une perte d'eau d'humidité et surtout par l'équilibrage des chaleurs spécifiques, phénomène fréquent à cette température (M. ROUBY 1959 (3)).

- (2) les échantillons étaient les produits de densité supérieure à 2,8 pour certains, 3,3 pour la plupart, triés dans des minerais lorrains divers.
- (3) communication orale.

La limonite de la minette lorraine présente en poudre fine une teinte jaune-brun. En masses organisées (oolithes, granules) la surface extérieure est généralement brune. Cette teinte caractéristique de la goethite laisserait supposer que la dernière enveloppe est formée de ce minéral.

Cependant, lorsque les oolithes sont cimentées par une matrice pelliculaire de chlorites (cf. chap. V §4) la surface est très généralement plus claire.

La forme minéralogique des autres éléments chimiques n'est pas connue à ce jour. Cependant, l'analogie avec l'état du fer et de l'alumine dans les bauxites, et l'étude de la variation des teneurs des éléments chimiques, permet de poser les hypothèses suivantes quant aux autres minéraux :

gibbsite (1) : $Al(OH)_3$

forme inconnue de SiO_2

gypse (2) : $SO_4Ca, 2 H_2O$

Etat du phosphore -

Le phosphore est abondant et confère son originalité à la limonite. Malgré de nombreuses recherches, aucun fait ne permet actuellement d'attribuer une forme minérale au phosphore.

E. SEIBOLD (1955) constate que la liaison de P avec les hydroxydes de fer est très fréquente dans les roches sédimentaires. Il semble de plus en plus probable que lors de la précipitation du fer en $Fe(OH)_3$ le phosphore se fixerait sous forme d'ions PO_4^{---} par chémosorption sur le manteau formé par les OH^- des hydroxydes de fer. Cette hypothèse découle des travaux de W. NOLL 1931, O. SEITZ 1905 et C.W. CORRENS 1942.

-
- (1) Si on répartit toute l'eau dosée entre la goethite et la gibbsite en fonction des teneurs respectives en Fe et Al_2O_3 , on constate en effet que toute l'eau dosée est nécessaire et suffisante.
 - (2) Dans un échantillon (Hussigny calcaires pauvres) ce minéral a pu être mis en évidence (M. ROUBY 1959).

Le phosphore reste-t-il sous cette forme lors de la recristallisation en goethite des hydroxydes de fer ?

Pour G. TURPIN 1959, le phosphore soluble à l'attaque à Na_2S (1) proviendrait d'un phosphate de fer ou de manganèse. Le phosphore insoluble étant alors lié à la chaux. L'hypothèse d'une liaison avec la chaux est à exclure, la limonite ne contenant, en effet, que des traces de cet élément. De plus, d'après l'hypothèse de E. SEIBOLD, le phosphore adsorbé pourrait être également solubilisé par la méthode chimique.

Etat du fer ferreux -

Les teneurs en Fe^{++} des divers échantillons varient dans de grandes proportions sans affecter sensiblement la teneur globale en fer.

Pour les faibles valeurs, il est concevable que le degré de pureté du produit obtenu puisse expliquer cette anomalie (les shales argileux et surtout les leptochlorites contiennent en effet une forte proportion de leur fer à l'état ferreux).

Cette hypothèse n'est cependant plus valable pour les teneurs en Fe^{++} élevées.

En étudiant les propriétés physiques de divers échantillons obtenus par triage aux liqueurs denses de densité 2,8 et 3,3, J. BENARD, A. MICHEL et G. CHAUDRON 1944, ont constaté des variations extrêmement sensibles des paramètres en fonction de la teneur en Fe^{++} .

(1) 25 % du phosphore est ainsi solubilisé.

Origine de l'échantillon	Distances réticulaires			Température de déshydratation	Fe ⁺⁺ %
	a	b	c		
Val de fer	4,46	9,95	3,03	300°	0,8
Maron N 1	4,47	9,95		300°	1,3
Maron N 4	4,41	9,94		310°	4,6
Villerupt L 3	4,41	9,91		320°	3,8
Droitaumont	4,38	9,91	2,98	330°	8,3
Bazailles				350°	15,5

Cette variation semble graduelle et coïncide avec la transformation progressive de la limonite en leptochlorites (1).

En conclusion, la composition minéralogique moyenne de la limonite peut être résumée dans le tableau suivant :

Constituants de la limonite	Pourcentage calculé
Goethite : Fe ₂ O ₃ , H ₂ O	82,25 à 83 %
Gibbsite : Al(OH) ₃	9,15 à 10,7 %
Forme inconnue de la silice	3,5 à 4,5 %
Divers : P, Mn, Mg, S, ...	2 à 3 %

- (1) Cette hypothèse entraîne un déroulement des transformations inverse de celui admis couramment à savoir que la limonite dérive de l'oxydation de silicates ferrifères. L'étude des paragenèses des arénites a permis de mettre en lumière cette évolution (cf. chapitre V).

Remarque :

La texture de la limonite est toujours concrétionnée, c'est-à-dire formée de couches extrêmement fines alternées : ce sont les enveloppes des oolithes, et les microstrates des autres limonites. Cette hétérogénéité se traduit optiquement par des différences de teinte allant du jaune clair au brun foncé pratiquement opaque. Cette hétérogénéité se poursuit jusqu'à la limite résolution du microscope optique (pouvoir séparateur).

Cependant, et à très fine échelle, il apparaît de petites sphères de moins d'un micron de diamètre, de nature inconnue (S. CAILLERE et F. KRAUT 1948 (1), laboratoire de physique de l' IRSID 1955).

3.2 - Les chlorites.

a) Introduction :

On a beaucoup écrit sur les "chlorites" de la minette lorraine. Le peu de lumière projetée sur ces composés par les différents auteurs au cours de leurs études, provient d'une confusion extrême de la terminologie. Il est d'autre part impossible de savoir à quel constituant de la roche ces études se rapportent.

L'observation directe ou en lame mince de nombreuses roches de la série ferrifère lorraine montre des constituants de teinte vert-jaune à vert-foncé presque noir. Ces constituants présentent deux habitus fondamentaux : enveloppes des oolithes, et ciment des oolithes et des grains de quartz, associé le plus souvent à un ciment carbonaté.

(1) Ces auteurs pensent qu'il s'agit de phosphates calciques. La teneur en CaO très faible de la limonite semble infirmer cette hypothèse.

Dans le détail, et à très fine échelle (quelques microns à dizaines de microns), cette phase verte présente une hétérogénéité se traduisant par des enveloppes alternées de teintes différentes dans les oolithes ou dans les ciments pelliculaires. Pour le ciment en taches, cette hétérogénéité se résout en cristaux soit engrenés, soit en fibres parallèles cette fois de même teinte.

Pour le pétrographe, une première étape consiste à connaître les propriétés et la composition de cette phase globale et d'en définir la texture. L'étude minéralogique par contre, cherche à déterminer les espèces minérales; ce problème est en fait très complexe : en plus de la très grande variété de minéraux, la définition de la phase étudiée est fondamentale. C'est ainsi que certains auteurs ont cherché à ne définir qu'une chlorite dans une roche visiblement formée de deux types pétrographiques différents : une arénite à ciment pelliculaire de chlorites, et des shales argileux chloritisés : or, dans une telle roche mixte les silicates sont en nombre très grand : chlorites de l'arénite, minéraux des argiles et chlorites possibles des shales argileux.

b) Définitions :

Le terme "chlorite" a été utilisé pour la première fois par A.G. WERNER (1800) (1) pour des minéraux silicatés hydratés à Fe^{++} prédominant.

Ces minéraux ont ensuite été classés dans la famille minéralogique des "silicates phylliteux" du fait de leur structure en feuillets analogue à celle des minéraux des argiles.

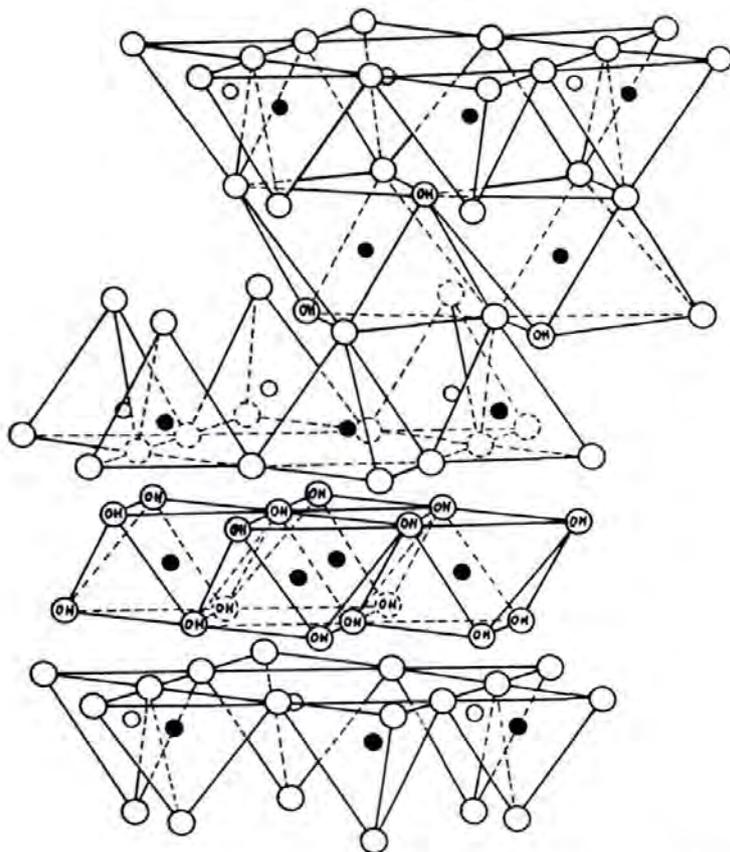
Les premières études structurales avaient défini un type structural unique pour toutes les chlorites (R.C. Mac MURCHY 1934). Des études postérieures ont pu montrer que bons nombres d'espèces ne cadraient pas avec le schéma proposé.

Le premier A.F. HALLIMOND (1939) isole l'antigorite du groupe. Puis l'amésite (Brindley 1951) et la chamosite G.W. BRINDLEY et K. ROBINSON 1951) montrent une structure différente. Parallèlement aux Anglo-saxons, les auteurs russes déterminent également deux types structuraux (N.M. STAKHOV 1957, E.V. TCHOUKROV 1955).

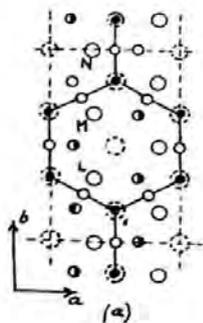
(1) in R.E. GRIM 1953.

STRUCTURE DE LA CHLORITE

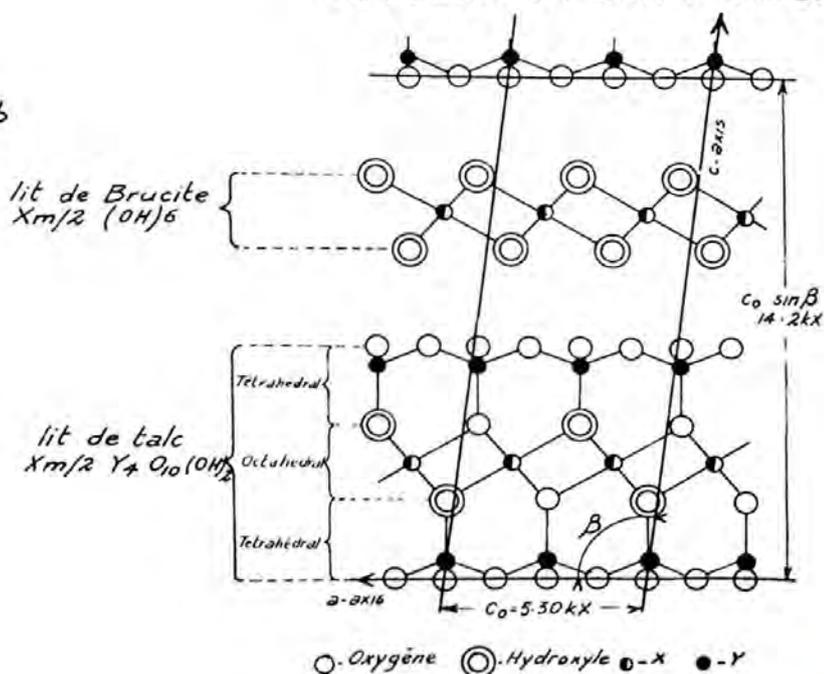
(D'après R.C. Mc MURCHY. 1934)



PROJECTION SUR PLAN a-b



PROJECTION SUR PLAN a.c



Ces deux types sont :

- les chlorites vraies,
- les pseudochlorites.

1) Chlorites vraies.

Ce sont les chlorites dont la structure répond au réseau de R.C. Mac MURCHY 1934, (cf. fig. 12).

Le feuillet de chlorite se présente en deux lits : l'un de mica, l'autre de brucite (R.E. GRIM 1953). Le lit de mica est du type biotite.

La composition des lits est la suivante :

- lit de mica $(OH)_4 (Si, Al)_8 (Fe, Mg)_6 O_{20}$.
- lit de brucite $(Mg, Al)_6 (OH)_{12}$.

Dans le lit de mica, il y a substitution des Si^{4+} par Al^{3+} compensant les excès de charge du réseau de brucite dus à la substitution de Mg^{++} par Al^{3+} .

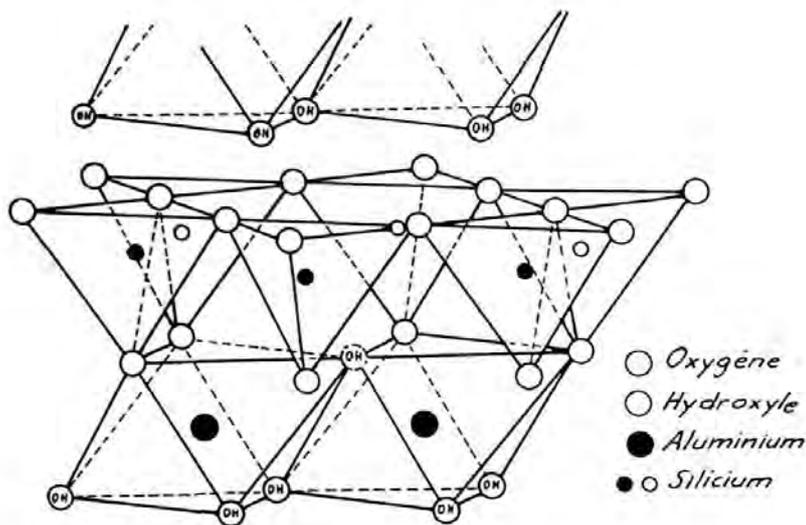
Les variations importantes observées entre les diverses espèces seraient dues aux substitutions, à l'orientation réciproque des lits octaédriques et des lits tétraédriques successifs, aux relations avec les lits de brucite, et à l'empilement des lits successifs, (R.E. GRIM 1953).

Les paramètres physiques du réseau ont été précisés par les travaux de L. PAULING (1930), R.C. Mac MURCHY (1934), L. BARSHAD (1948) et G.W. BRINDLEY (1951).

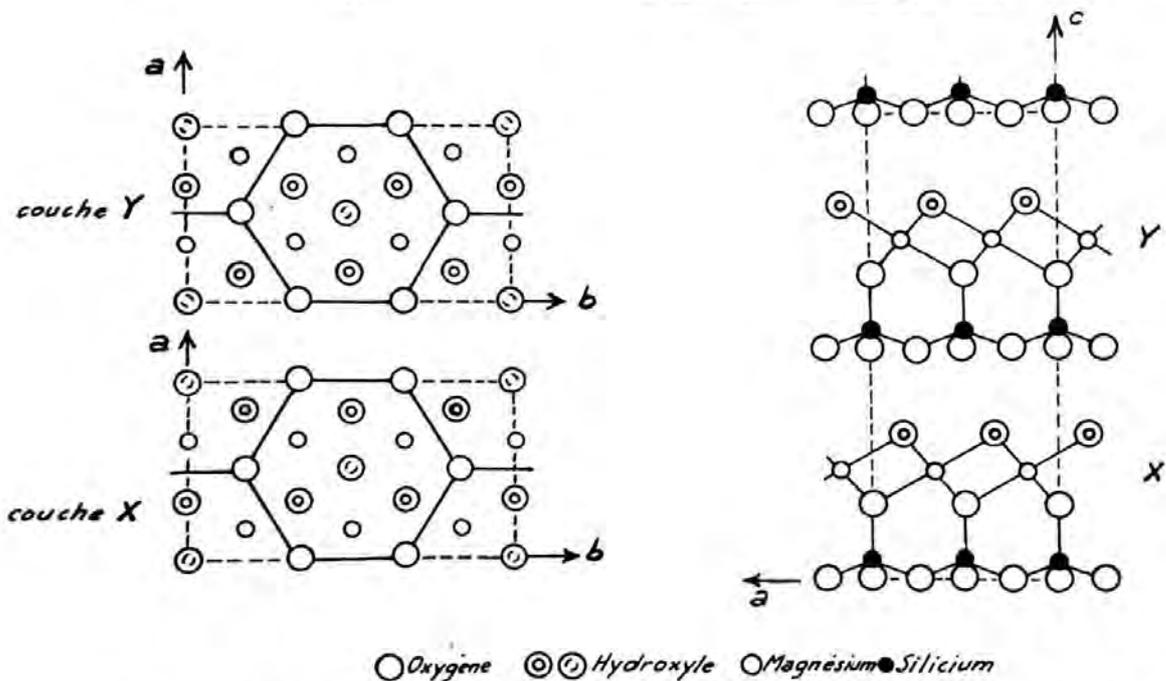
Paramètres du réseau		R.C. Mac MURCHY (1934)	G.W. BRINDLEY (1951)
Equidistances	a	5,3 A°	5,32 A°
	b	9,3 A°	9,21 A°
	c	28,52 A°	3 x 14,2 A°
Angle	β	97°,8	97°,8

STRUCTURE DE LA KAOLINITE

(D'après J.W GRUNER, 1932)



STRUCTURE DE L'AMESITE



PROJECTION SUR PLAN *ab*

PROJECTION SUR PLAN *a.c*

(D'après G.W. BRINDLEY, B.M. OUGHTON, R.F. YOUELL - 1951)

Les principales espèces à réseau de chlorite vraie sont :

Pennine (1), clinochlore (1), prochlorite (1), thuringite (1), bavalite (1 - 2), daphnite (1), phyllite de Soumont (2), métachlorite de Radauthal (2), "chamosite" de Chamoison (2) (Valais).

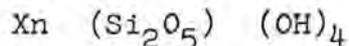
Remarque :

La "chamosite" de Chamoison a été découverte par P. BERTHIER en 1820(3) dans cette localité. Le nom a ensuite été étendu à de nombreuses espèces voisines. Grâce aux travaux de G.W. BRINDLEY et de K. ROBINSON, la chamosite dans son sens le plus général est devenue une espèce type du groupe des pseudo-chlorites. La chlorite de Chamoison n'est donc pas une chamosite au sens actuel du terme.

2) Pseudochlorites.

Cette catégorie de chlorites présente le type structural de la kaolinite : le feuillet est constitué d'un lit octaédrique et d'un lit tétraédrique, (cf. fig. 13).

La formule structurale devient



Les diverses espèces se déterminent par la nature de X qui représente les atomes à situation octaédrique.

Le facteur n présente les valeurs extrêmes :

n = 2 quand X est totalement trivalent.

n = 3 quand X est totalement bivalent.

On peut cependant observer une substitution des atomes Si^{4+} en situation tétraédrique par des Al^{3+} .

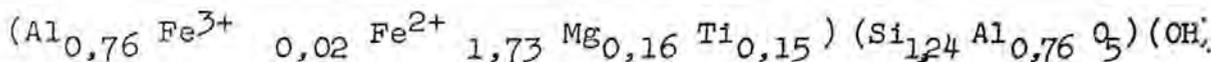
-
- (1) F.V. TCHOUKROV 1955
(2) S. CAILLERE et S. HENIN 1951
(3) in R.F. YUELL 1957

TABLEAU n° 9

Tableau des propriétés optiques de quelques espèces de la famille des chlorites d'après R.E. GRIM 1953 - W.E. TWENKOFEL 1950 - F.J. PETTIJOHN - L.B. ROUKHINE 1955 - N.M. STRAKHOV 1953 et 1957

Espèces	N	Ng	Np	ΔN	Extinction	Signe	2 V	Couleur	Pléochroïsme	Forme caractéristique
chlorites vraies	1,56 1,68	1,57 1,64	1,575 1,645	0,003 0,007	droite	±	faible	vert-foncé à incolore et jaune-clair	vert-brun	
chlorites ferrifères								vert-foncé à presque noir		
chamosite	1,62			<quartz			faible	gris-vert à noir	vert pâle incolore à vert olive noir	Cryptocristallin et oolithes
berthiérine								vert-noir à bleu-gris		
pennine	1,58 1,61			0 à 0,04		±	$\xi \rightarrow 0$			agrégats lamellaires
clinochlore	1,57 1,59			0,004 0,010	8 à 9°	+	0 à 50°			"
ripidolite	1,61 1,63			0 à 0,004		+	$\xi \rightarrow 0$			"
aphrosidérite	1,63 1,65			"		-	$\xi \rightarrow 0$			agrégats et oolithes
tharingite	1,65 1,68			0,004 0,010		-	ξ à moyen			cryptocristallin et oolithes
prochlorite	1,59 1,61			"		+	0			agrégats
amésite	1,58 1,61			0,015		-	ξ			agrégats et oolithes
greenalite	1,65 1,65			isotrope		amorphe	amorphe			grains collomorphes

Sur ce schéma, R.F. YOUELL, 1955, a pu reconstituer la formule structurale suivante d'une chamosite :



L'équidistance c des pseudochlorites est celle de la kaolinite, c'est-à-dire $C = 7 \text{ \AA}$.

Les principales espèces de ce groupe sont :

greenalite (1) $(Fe^{2+}_{4,5} Fe^{3+}_{1,0}) (Si_2O_5) (OH)_4$ (J.W. GRUNER 1937)

chamosite et amésite (G.W. BRINDLEY et K. ROBINSON 1951).

3) Propriétés communes aux diverses chlorites.

Sous leur aspect minéralogique, les diverses espèces de chlorites présentent des caractéristiques voisines.

Les "chlorites" cristallisent dans le système monoclinique à clivage 001 parfait et à angle $2V$ faible.

La réfringence varie de 1,56 à 1,68 et croît avec la teneur en fer (N.M. STRAKHOV), mais les birefringences sont toujours très faibles (voisines ou inférieures à celle du quartz), (cf. tableau n° 9).

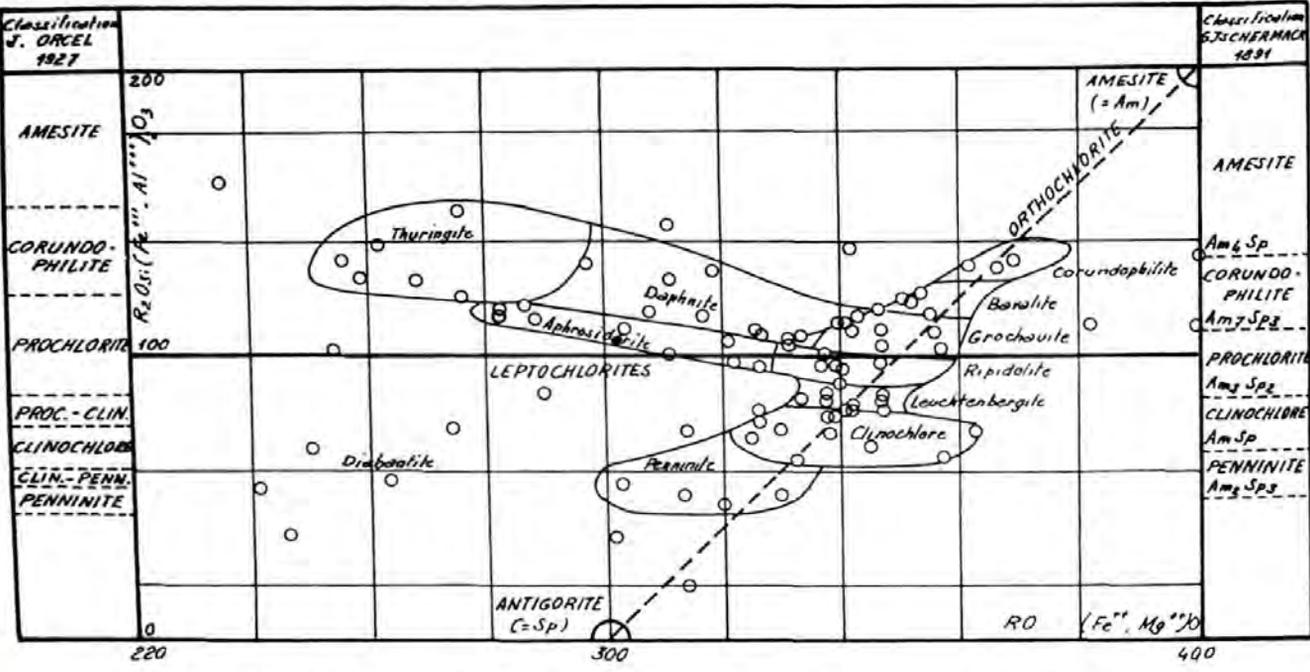
Les teintes observées varient énormément suivant le gîte (N.M. STRAKHOV 1957) : vert foncé à brun pour les chlorites des roches sédimentaires, les chlorites sont incolores à jaune clair dans les roches métamorphiques. J. MARTINET et A. MARTINET (1952) ont pu montrer à partir de données cristallochimiques que le pléochroïsme croît avec la teneur en fer.

(1) S. CAILLERE et S. HENIN 1951 ont pu mettre en évidence ce minéral à Port Arthur (Ontario).

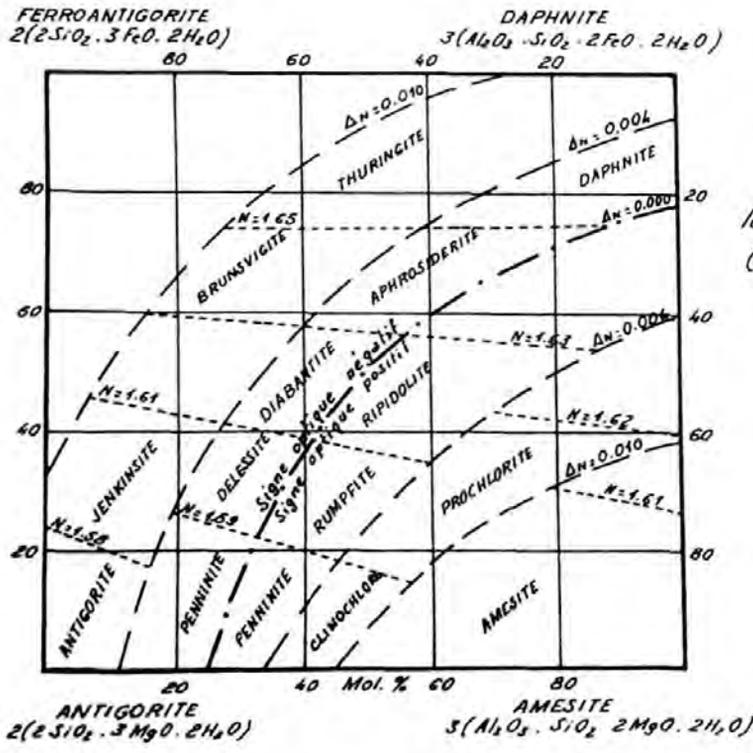
FIG. 14

CLASSIFICATIONS DES CHLORITES

(D'après G.W. BRINDLEY et K ROBINSON)
1951



Classification des chlorites basée sur les paramètres chimiques
(Diagramme construit avec RO et R₂O₃ pour SiO₂ = 200)
R dans RO = mélangé à l'état divalent
R dans R₂O₃ = mélangé à l'état trivalent



Classification des chlorites basée sur leurs propriétés optiques
(d'après A.N. Winchell - 1936)

Alliée à l'étude des propriétés physiques des chlorites, l'étude de la composition chimique a permis de dresser des diagrammes de classification des différentes espèces (G. TSCHERMAK 1891, J. ORCEL 1927, A.N. WINCHELL 1936, A.F. HALLIMOND 1939), (fig. 14). Ces diagrammes ne sont cependant qu'une première étape dans la connaissance des espèces de ce groupe.

Le mode de gisement des espèces chloriteuses est très varié et leur présence est fréquente dans les roches métamorphiques et les filons de basse température. Dans les roches sédimentaires et plus particulièrement les minerais de fer, les chlorites représentent la forme minéralogique réduite la plus générale du fer à côté de la sidérose et de la pyrite nettement moins fréquents. Or, parmi les premiers, les auteurs russes se sont aperçus que les silicates ferrifères des minerais de fer étaient des mélanges intimes d'espèces différentes. Par commodité, pour les pétrographes, ils ont adopté le terme général de leptochlorite (F.V.TCHOUKROV 1955). Les leptochlorites caractérisent ces mélanges ou participent des espèces de chlorites vraies et de pseudochlorites.

c) Les chlorites de la minette :

Diverses méthodes ont été utilisées pour isoler ces constituants :

- la méthode par électrodialyse (J. ORCEL 1951) : après broyage à 200 μ , le produit est purifié par électrodialyse. Le produit électrodialysé est ensuite séché à l'air, soumis à l'ébullition pendant 1/2 heure dans 20 fois son volume d'eau puis broyé au pilon. Par décantation on récupère une phase enrichie en "phyllites".
- la méthode par décantation : la méthode précédente donnant des produits très riches en Fe^{+++} , une nouvelle méthode a été utilisée (J. ORCEL 1954) : après broyage à 200 μ et ébullition comme précédemment, on ne récupère par décantation que la fraction $< 2 \mu$.
- la méthode par coupures densimétrique à $d = 3,6$ (M. DEUDON 1957) : les chlorites sont concentrées dans la phase de densité $d < 3,6$.

Tableau n° 10
Composition chimique de "chlorites" de la Minette

Mine	Couche	Ref ^{1e}	Fe	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	H ₂ O ₂	H ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	Nature
Angevillers	Noire	1	15,5	18,0	4,1	35,9	8,0	4,4	24,70	2,6	2,5				2,6	2,6	"chlorite gonflante"
Angevillers	Noire	3	22,5	20,1	10,9	26,3	9,9	4,6	11,4	2,4	7,0	2,3		2,1	1,65	0,65	"
Auboué	Verte	1	18,9	15,8	10,1	31,1	9,1	4,45	25,8	0,65	1,95	0,2	0,40				"
Mouline		1	32,2	38,7 20,9 ⁺	6,7	22,1	8,8	3,1	17,1	0,9	0,8	0,1	1,6	0,2	0,3		chlorite intermédiaire
Maron Val de Fer	Inf ^{1e}	1	37,1	45,6 (23,5)	6,7	16,5	9,9	2,5	16,3	0,3	0,5	0,1	1,6	0,2	0,3		thuringite
Hayange	Noire	1	28,8	20,0	19,0	27,8	11,8	1,05	16,0	1,35	0,8	0,1	1,2	0,15	0,25		Berthierine
Hayange	Noire	1	29,2	22,5	17,3	18,75	9,3	2,9	20,8	5,0	0,9	0,1	2,2	0,30	0,15		"
Ottange	grise	1		24,1	15,3	22,6	13,0	2,6	13,2	3,2	2,75	0,87	0,09	2,4			"
la Mourière	verte	1		44,8	6,7	14,9	9,95	2,7	14,0	3,0	1,05	1,3	0,2	1,3	0,10	0,10	"
la Mourière	grise	1		38,5	8,8	11,0	11,65	2,6	21,0	1,3	1,55	1,75	0,2	1,1	0,10	0,15	"
Tucquegnieux	grise	2		21,0													chlorite
Angevillers	grise	2		21,0													"

1 : Méthode par électrodialyse. Laboratoire du Muséum 1953-1954 + teneur calculée après
 2 : flotte à d = 3,6 M. DEUDON 1957 élimination de la goéthite
 3 : Méthode par récupération du produit < 2 μ. Laboratoire du Muséum 1953.

- Méthode par calcul minéralogique. Utilisée en 1955 par M. DEUDON pour mettre en évidence la chamosite à Ste Barbe dans la couche grise magnétique, cette méthode peut être étendue à d'autres minerais à condition que l'on connaisse la composition des autres constituants minéralogiques et minéraux présents. L'étude des paragenèses des arénites montre que ce calcul est possible.
- Méthode par concentrations successives. On constate dans les arénites sans shales argileux à ciment pelliculaire de chlorites (cf. chap. V § 4) que pour une dimension plus faible que 100 μ , les débris d'oolithes et le ciment vert sont libérés. Par traitement gravimétrique sur produit classé (50 - 63 μ) il est possible d'isoler une phase pratiquement pure de ciment vert. Cette phase contrôlée optiquement montre moins de 5 % de salissage par des débris limonitiques et quelques grains de quartz avec leur pellicule de sidérose de corrosion.

De la diversité des méthodes employées, il ressort que l'isolement des chlorites est un problème complexe et qu'il n'a pas encore reçu de solution satisfaisante. Avant toute chose il faut s'assurer que le produit que l'on étudie correspond à ce que l'on désire étudier.

Or, cette proposition n'est nullement vérifiée dans les trois premières méthodes d'isolement : tout d'abord, la phase que l'on nomme chlorite n'est pas nécessairement homogène : dans de nombreux échantillons en effet, en plus de la diversité des espèces de chlorites possibles cette phase englobe des shales argileux très différents par leur composition et par leur origine (1). Une seconde critique peut être formulée : les méthodes préconisées par le laboratoire du Muséum partent du principe que du fait de leur structure en feuillets les chlorites posséderont un comportement physique analogue à celui des minéraux des argiles. Les faits infirment cette hypothèse : les chlorites pelliculaires se brisent comme d'autres constituants du ciment et l'effet de l'ébullition est plus d'ordre chimique que physique.

Ainsi le tableau n° 10 fait apparaître des compositions chimiques très variables et pour un même échantillon, dépendant étroitement de la méthode utilisée pour l'isoler. En effet,

(1) Les minerais à shales argileux sont fréquents et principalement dans les siliceux : Moulaine, Maron Val de fer, Godbrange, etc....

pour une roche, telle le minerai de couche noire d'Angevillers, les dosages en fer et silice varient en sens inverses, ce qui semblerait indiquer un mélange de minéraux. Le cas de la phyllite extraite de la couche inférieure de Maron Val de Fer est plus caractéristique : la composition chimique de ce silicate est voisine de celle du minerai moyen de la couche (1) exploitée : cette analogie indique que les produits très fins de broyage ne sont pas très différents du produit de départ.

La détermination du type structural auquel appartiennent les chlorites isolées s'effectue à l'aide de diagrammes de diffraction des rayons X sur l'échantillon en poudre. La présence d'une raie à 14 \AA permet de conclure à une chlorite vraie. Si seule la raie à 7 \AA est présente on a affaire à une pseudochlorite.

Par ces méthodes, les espèces déterminées sont les suivantes :

- Groupe des chlorites vraies :

"chlorites gonflantes (2) " d'Angevillers;
"phyllites (3)" d'Auboué, Audun-le-Tiche, Godbrange;
"thuringite" de Maron Val de Fer couche inférieure (4);
"phyllites" de Moulaine (4).

- Groupe des pseudochlorites :

"chamosite de la Mourière (5)"
"berthierine de la couche nore d'Hayange (6)"
"phyllites (6) de la couche grise d'Ottange et de La Mourière, et de la couche verte de La Mourière".

(1) Campagne de silice libre M.503-14 : Fe 36,2 - Fe⁺⁺ 5,65 - SiO₂ 12,8 - Quartz 6,7 - CaO 8,45 - Al₂O₃ 6,14 - MgO 1,92 - Mn 0,22 - P 0,67 - CO₂ 8,9 - H₂O 8,5 - S 0,13.

(2) Cette terminologie est due à S. CAILLÈRE et F. KRAUT qui ont observé une augmentation des distances réticulaires après absorption de composés organiques. Cette observation a par la suite été mise en doute par M. DEUDON (1956).

(3) S. CAILLÈRE et S. HENIN 1951.

(4) Laboratoire du Muséum 1953-54.

(5) M. DEUDON 1957.

(6) Muséum 1953-1954.

Tableau n° 11
Composition chimique de deux échantillons de chlorite

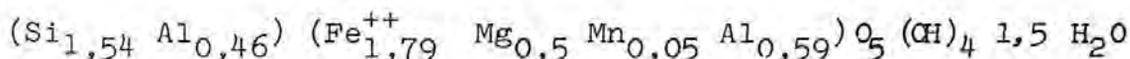
A : Calcul minéralogique (M. DEUDON 1955)

B : Méthode par concentrations successives contrôlées.

	Fe	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	H ₂ O +	CaO	MnO	P ₂ O ₅	CO ₂
A : minéral magnétique de Ste Barbe couche grise	27,8		35,6	25,5	14,9	5,6	17,4		1,0		
B : leptochlorite pelliculaire. Minéral chloriteux de Bazailles. couche I5	34,5	25,3	21,6	22,4	8,9	3,8	9,45	0,95	0,14	0,39	1,5

Quel degré de confiance peut-on attribuer à ces résultats ? L'étude pétrographique de nombreux minerais indique la présence fréquente de lutites : Godbrange, Maron Val de Fer, Moulaine, La Mourière, etc.... Le comportement de ces roches au broyage est une inconnue majeure : il est impossible en effet de préjuger du comportement des constituants en présence. L'étude des chlorites de la minette demande donc à être reprise sur de nouvelles bases compte tenu de la connaissance pétrographique des échantillons.

L'une des voies est le calcul minéralogique : cette direction de recherche a permis à M. DEUDON (1957) de mettre en évidence une chamosite dans la couche grise magnétique de Ste Barbe (cf. tableau n° 11), de formule



Le calcul minéralogique demande à être utilisé avec beaucoup de prudence pour les minerais de paragenèse plus complexe.

Une autre voie est celle qui consiste à isoler physiquement des fractions dont on peut contrôler optiquement la pureté. Je n'ai utilisé jusqu'à présent cette méthode que pour un échantillon de minerai de la couche L₄ de Bazailles : il s'agit d'une arénite sans shales argileux où les oolithes limonitiques et les grains de quartz corrodés par la sidérose sont cimentés de manière pelliculaire par des leptochlorites.

Cet échantillon homogène isolé avec 5 % d'impuretés environ (1) est relativement riche en fer (cf. tableau n° 11) : cette teneur est voisine de celle signalée par N.M. STRAKHOV 1957 pour les leptochlorites en ciment de minerais oolithiques limonitiques (Fe = 28 % à 36,5 %).

La teneur en Fe₂O₃ apparaît particulièrement élevée. Bien que les chlorites puissent contenir du fer à l'état ferrique en faible proportion, cette anomalie ne peut être interprétée ainsi (2). Il semble plutôt qu'il faille penser à un salissage mais à très fine échelle par de la limonite. Ceci a pu être mis fréquemment en évidence (PL 9-6) dans les c

(1) Détermination optique.

(2) On observe également une variation de teinte des chlorites au cours du séchage à l'étuve. S'agit-il d'une oxydation superficielle ? De tels faits s'observent également dans la mine : ainsi le minerai chloriteux de Bazailles présente une patine jaune de quelques millimètres de minerai altéré dans les galeries abandonnées depuis un an.

ciments chloriteux du type pelliculaire où la limonite n'est pas encore totalement transformée en leptochlorite et reste en très petits grains pigmentant le ciment. Il ne semble pas possible de séparer ces deux phases par voie physique. Il semble même que parfois l'association peut être intime au point de n'être plus directement observable. Aussi, dans la suite de cette étude, j'ai conservé le terme de leptochlorite seule pour ce ciment vert en spécifiant le cas échéant s'il contient encore des traces de limonite non digérée.

Remarque : Des études récentes de R.F. YOUELL (1957) ont montré, dans des minerais de fer oolithiques anglais, la présence de chamosites ferriques et ferreuses, avec des structures ordonnées pour les chamosites ferreuses devenant désordonnées pour les ferriques. Un phénomène analogue a pu être mis en évidence sur le minerai de Kertch (S.P. POPOV 1955).

Ces observations, dont le point de départ était des expériences de laboratoire (G.W. BRINDLEY 1953) ont été interprétées différemment par les auteurs :

Pour les Anglais, il y aurait oxydation supergène d'un minerai dont le dépôt primitif serait une chlorite de précipitation directe.

Pour les Russes, il y aurait réduction première des hydroxydes de fer à l'état de leptochlorites puis réoxydation supergène.

Cette deuxième hypothèse, étayée sur des données texturales et structurales semble plus conforme aux faits observés.

3.3 - La calcite.

La calcite est l'un des éléments les plus abondants et les plus caractéristiques de la formation ferrifère de Lorraine. Elle s'observe sous deux formes texturales : les débris de coquilles, et un ciment basal plus ou moins recristallisé.

L'immense majorité de la calcite semble d'origine détritique et les débris de coquilles en seraient l'état initial. Le ciment de calcite apparaît alors comme une différenciation postérieure, diagénétique (cf. V § 2).

Tableau n° 12 - Analyses chimiques de la phase "calcite".

Echantillons		Fe	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	MgO	Mn	P	S
calcite de fractionnement	Boulangé (grise)	0,69	0,24	51,3	0,33	0,11	0,15	0,30	0,03
	Bure (calcaires supérieurs)	0,72	0,17	52,0	0,15	0,36	0,10	0,09	0,05
	Bure (calcaires supérieurs)	0,53	0,22	52,5	0,25	0,29	0,17	0,27	0,04
	Hussigny (calc. pauvres)	0,63	0,29	54,0	0,76	0,64	0,13	0,40	0,03
	Hussigny (calc. pauvres)	0,83	0,32	52,9	0,42	0,45	0,15	0,12	0,02
	Rédangé (calc. pauvres)	0,29	0,36	51,2	0,85	0,22	0,18	0,05	0,03
	Tressangé (jaune pâle)	1,08	0,34	54,1	0,33	0,32	0,15	0,35	
	Tressangé grise	0,72	0,45	53,0	0,39	0,52	0,13	0,39	0,05
	Tressangé pied de grise	1,53	0,32	51,2	0,57	0,55	0,18	0,21	
	Tressangé jaune sauvage	0,57	0,39	56,0	0,39	0,44	0,07	0,43	0,07
	Tressangé pied de rouge	1,08	0,29	51,7	0,82	0,31	0,15	0,25	0,07
	Moyenne	0,78	0,31	52,72	0,48	0,38	0,14	0,26	0,04
Ostreidées de la base de la couche rouge (L3 de Rédangé)		0,50	0,15	55,2		0,26	0,03	0,04	

Il est très difficile d'isoler physiquement la phase "calcite", car, même après un broyage très fin (vers 50 μ), il se présente encore énormément de grains mixtes, et en particulier avec la limonite et les shales argileux.

Les analyses de la phase "calcite" obtenue au fractionnement permettent de se faire une première idée de la composition chimique des débris de coquilles (cf. tableau n° 12). Seuls, cependant demandent à être pris en considération les résultats obtenus sur des échantillons d'attaque rapide (1).

Les dosages de calcite de fractionnement montrent que cette phase entraîne quelques éléments chimiques, et en particulier MgO et P.

Si l'on reconstitue schématiquement la composition minéralogique de cette phase, on constate une certaine analogie avec les dosages de F.W. CLARKE et W.C. WHEELER (1922) (2) sur des tests de mollusques.

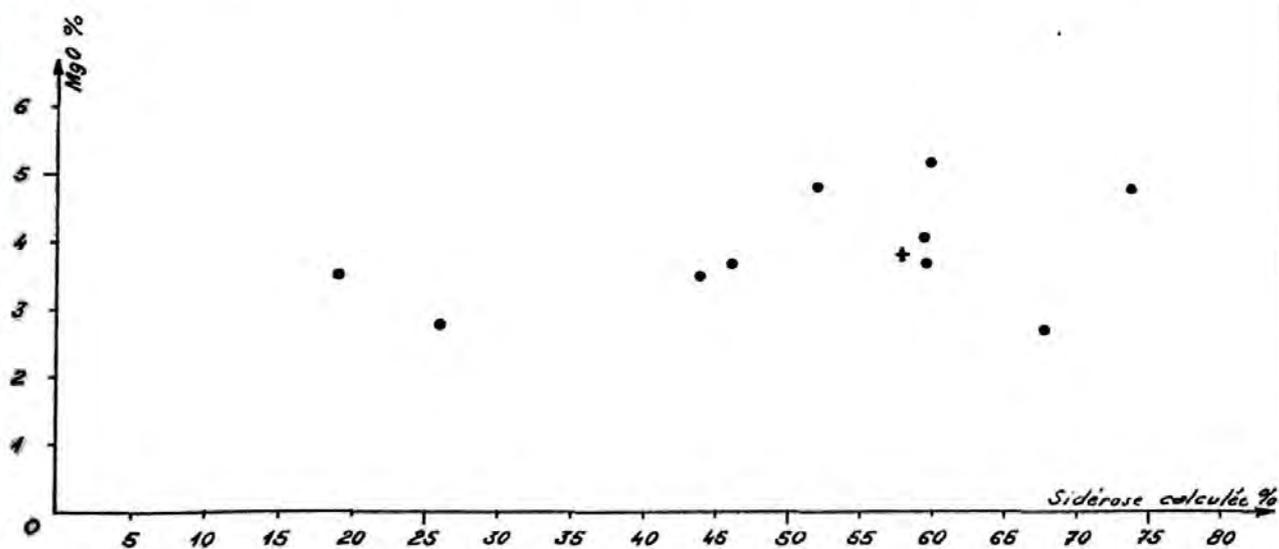
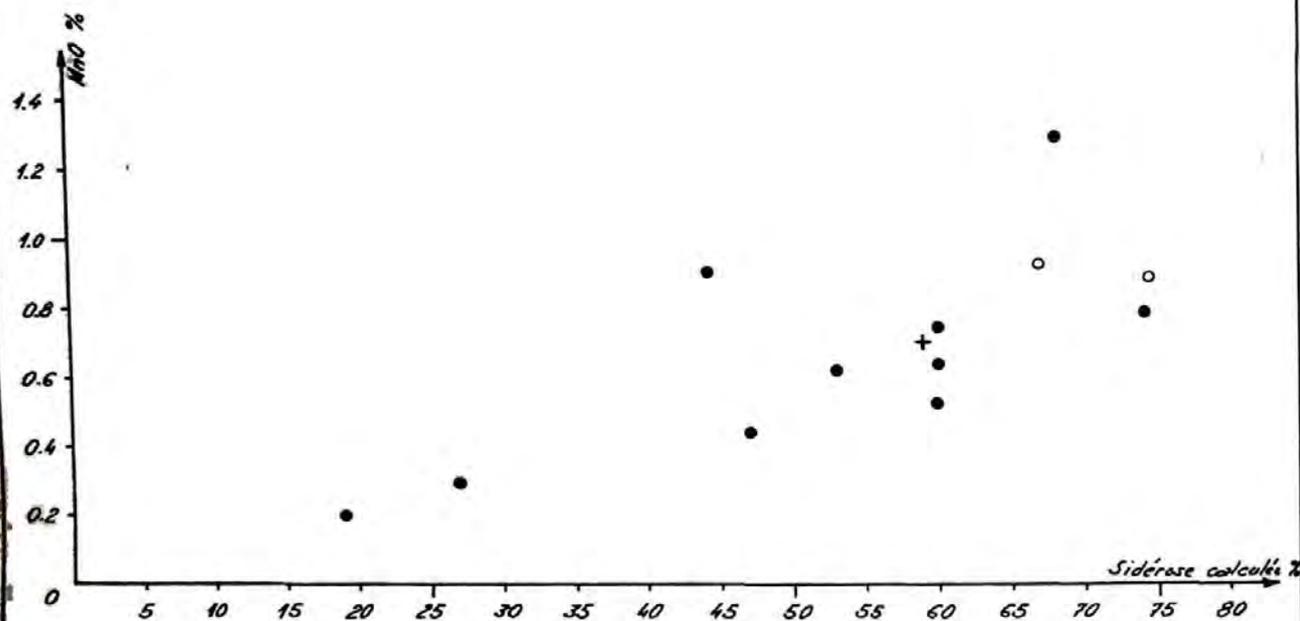
Constituants	Moyenne phase "calcite" de fractionnement	Tests de mollusques d'après F.W. CLARKE et W.C. WHEELER
Carbonate de calcium	93 %	94 à 99,9 %
Carbonate de magnésium	0,76 %	0 à 6 %
Silice	0,3 %	0 à 2,2 %
Phosphate de calcium	1,3 %	0 à 0,9 %
Sulfate de calcium	0,23 %	0 à 0,2 %
Hydroxydes Al, Fe, etc...	1,4 %	0,4 à 1,9 %

(1) Pour les roches à shales argileux, la libération ne peut s'effectuer qu'après des attaques répétées, ce qui amène un grand nombre d'éléments parasites en solution.

(2) in F.J. PETTIJOHN 1957

FIG. 15

LIAISONS ENTRE $MnO\%$, $MgO\%$ ET LA SIDÉROSE



- Concrétions sidérose - cf. tableau n° 23
- Analyses M. Deudon - 1956.
- + Fractionnement pied de grise Trassange.

Remarque :

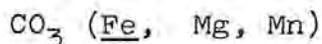
Par voie physique il a été possible d'isoler quelques coquilles d'huîtres présentes au mur de la couche L 3 de la concession de Rédange.

La composition de ces test d'Ostreidées, ne diffère des résultats précédents que par des valeurs plus faibles de P % et Mn %.

3.4 - La sidérose.

La sidérose apparaît comme un minéral néoformé, s'installant très tardivement avec corrosion des éléments détritiques antérieurs (quartz et débris de coquilles) et des éléments ferrifères. Elle peut donner des concrétions dans certaines roches réduites. Ces concrétions sont très précieuses car elles permettent de connaître la composition de ce minéral. A ces dosages viennent s'ajouter deux analyses chimiques de produits enrichis obtenus par M. DEUDON (1956) et une analyse d'un échantillon trié par la méthode du fractionnement.

Seuls des divers éléments chimiques, MgO et MnO (1) semblent varier en fonction de la quantité de sidérose (2). Portées sur un diagramme (cf. fig. 5), les teneurs montrent une tendance caractéristique d'une liaison. Ceci permet d'écrire la sidérose de la minette,



avec approximativement

FeO	=	58 %	(Fe = 45 %)
MgO	=	5 à 6 %	
MnO	=	1 à 1,5 %	

Il est intéressant de constater que le carbonate de fer du minerai aalénien du Northampton (Angleterre) présente une composition voisine avec semble-t-il un peu de CaO (J.H. TAYLOR 1950).

-
- (1) La liaison MnO - Sidérose a déjà été pressentie par M. DEUDON (1956).
- (2) La sidérose est calculée à partir du CO₂ restant après saturation de CaO dosé par la quantité adéquate de gaz carbonique pour former la calcite.

La composition relativement constante de la sidérose est remarquable. Ceci peut s'expliquer par la réorganisation des éléments présents dans la roche au cours de la réduction.

Remarque :

D'autres carbonates ont été mis en évidence à l'analyse thermique différentielle (M. DEUDON 1956). Ce sont la dolomie, l'ankérite et la breunnérite.

3.5 - Phosphates.

La présence fréquente de débris détritiques en phosphates de chaux avait conduit de nombreux auteurs à leur attribuer la teneur élevée en P de la minette : ces débris sont en général des éclats osseux. Quelquefois des grains anguleux formés d'une seul cristal et de dimensions voisines de celle du quartz ont été considérés comme constitués de ce minéral (M. DEUDON et H. NIKIFOROVA 1953, S. CAILLERE et F. KRAUT 1954). Dans les minerais très réduits on peut observer des phosphates néoformés en petits cristaux automorphes (H. NIKIFOROVA 1954) ou en ciment de pore. PL XII-3

Les espèces reconnues sont :

- Quercyte $\text{CaO}_2 (\text{PO}_4)_6 (\text{CO}_3) \text{H}_2\text{O}$ (J.D. DANA 1951)
- Dahlite (1) $2 \text{P}_2\text{O}_5, \text{CO}_2, 7 \text{CaO}, \text{H}_2\text{O}$
mis en évidence dans un os, du minerai de Moulaine.
- Francolite (1) $\text{CaF}_2, 3 (\text{PO}_4)_2 \text{Ca}_3, \text{CO}_3\text{Ca}, \text{H}_2\text{O}$
- Apatite $(\text{PO}_4)_2 \text{Ca}_3 \text{PO}_4 \text{Ca}_2 (\text{Cl}, \text{F}, \text{OH})$ cristaux de 10 μ dans le minerai de Ste Barbe couche grise, accident magnétique.

(1) S. CAILLERE et F. KRAUT 1948.

TABLEAU n° 13

Composition chimique de 2 échantillons de sulfure de fer. (Dosages effectués par le laboratoire Minerais et Métaux en 1960).

	S %	Fe %	As %	Cu %	Ni %	Co %	SiO ₂ %	Ag g/t	Au g/t
A	51	44,74	1,02	<0,01	0,03	0,065	2,7	3	<0,1
B	52,05	46,54	1,30	0,17	tr	tr	0,25	2	<0,1

- A : Mine de Jarny - Agrégats de pyrite dans le banc d'arénite bondiné de la couche grise "truitée". (Galerie de reconnaissance).
- B : Mine de Jarny - Marcassite de remplissage dans une diaclase de la couche grise à facies chloriteux. (PL XXII-4).

3.6 - Autres minéraux.

a) Sulfures.

- sulfures de fer :

La pyrite est très fréquente dans les paragenèses réduites généralement en agrégats ou filonnets.

La marcassite nettement plus rare s'observe parfois en cristaux allongés épigénisant le ciment, et de manière générale en remplissage de diaclases.

Du point de vue chimique, les sulfures de fer sont susceptibles de drainer les métaux basiques et l'arsenic (tableau n° 13) présents dans le minerai. Ceci s'explique par l'apparition tardive de la pyrite et de la marcassite au cours des réactions diagénétiques de réduction.

Remarque :

Les teneurs en Au et Ag très faibles infirmeraient cette hypothèse eu égard aux valeurs élevées trouvées dans le minerai (tableau n° 7). Cependant, les dosages de A. PRIESTER (1949) demandent à être repris car ils sont fortement dispersés.

- Chalcopyrite : ce minerai rare a été trouvé dans un os de Plésiosaure à Moulaine (S. CAILLÈRE et F. KRAUT).
- Galène : relativement fréquents, la galène cristallise dans les cavités des roches calcaires poreuses, ou dans les petites fissures aussi bien dans les paragenèses réduites que dans les arénites oxydées : c'est ainsi que ce minéral est très fréquent dans les fissures du calcaire pauvre d'Hussigny, et dans les joints de schistosité des lames de shales argileux de la couche L 5 de Bazailles.
- Blende : assez rare, en petites taches dans les cavités des calcaires.
- Chalcocite : ce minéral a été trouvé dans la couche grise de Doepschesgrund par S. CAILLÈRE et F. KRAUT.

b) Oxydes.

- Magnétite : la présence de ce minéral a déjà été décelée par L. CAYEUX (1922) dans la couche grise de Pienne, où il apparaît en cristaux de 50 à 100 μ .

Depuis ce minéral a été fréquemment trouvé dans de nombreuses couches (S. CAILLERE et F. KRAUT 1946, 1947, K. HOENNE (1957)(chap. VII §4) M. DEUDON (1957) sous forme d'anomalies locales ou "accidents magnétiques".

- Hématite : minéral souvent associé à la magnétite dans les accidents magnétiques.

Le long des affleurements, l'hématite est fréquente semble-t-il en remplacement des hydroxydes de la limonite, et parfois en remplissage de fissures où elle peut quelquefois se développer en petits cristaux de plusieurs centaines de microns.

- Maghémite : a été mise en évidence à Ottange où elle est associée à la magnétite (M. DEUDON 1956).

c) Sulfates.

- Gypse : ce minéral est très fréquent en altération, et préside le plus souvent à la mauvaise tenue des toits de shales argileux; il provient en effet de l'oxydation des sulfures de fer. Il apparaît en cristaux de plusieurs millimètres se développant entre les feuilletts du shale.

- Barytine : en masses cristallines roses à orangées, la barytine se dépose sur les parois des fissures en agrégats fibro-radiés plaqués aux épontes et peu épais (moins d'1 mm). Ceci est extrêmement fréquent notamment dans les minerais du bassin de Nancy et dans les "calcaires pauvres" du bassin de Longwy.

La barytine peut aussi se développer dans les cavités des calcaires coquilliers en masses orangées ou parfois en cristaux très plats incolores.

Dans les grandes failles riches en calcite et dans les cavités d'Ammonites principalement on peut trouver des cristaux pratiquement incolores de quelques centimètres d'arête toujours associés à de la calcite.

4. Les constituants détritiques.

4.1 - Généralités.

Les constituants détritiques sont ceux qui sont apportés dans le minéral avec des formes propres : leur genèse a débuté avant celle du dépôt; ils ont été apportés et sédimentés en fonction de leur compétence (liée à la forme, la densité, l'état de surface, etc...).

Une fois incorporés à la roche, ils ont évolué en même temps qu'elle et ont pu subir des réactions destructrices lors de la diagenèse. Cependant, dans presque tous les cas, la présence de reliques permet de reconstituer la phase détritique primitive, c'est-à-dire la forme sédimentaire des grains détritiques.

Les principaux constituants détritiques sont :

- les oolithes (1) et les granules ferrifères
- les grains de quartz et les minéraux lourds associés
- les tests d'animaux.

Ainsi que le signale NM. SRAKHOV (1957), "l'étude microscopique des textures présente un sérieux inconvénient : l'observation ne porte que sur une partie très limitée de la roche. C'est pourquoi certains traits de la texture d'une roche profonde peuvent passer inaperçus dans la description de lames. Dans d'autres cas, les particularités de texture ne peuvent être comprises, faute d'examen de grands échantillons".

L'étude de la texture ne peut donc être utilement abordée que postérieurement à une connaissance de la structure de la roche.

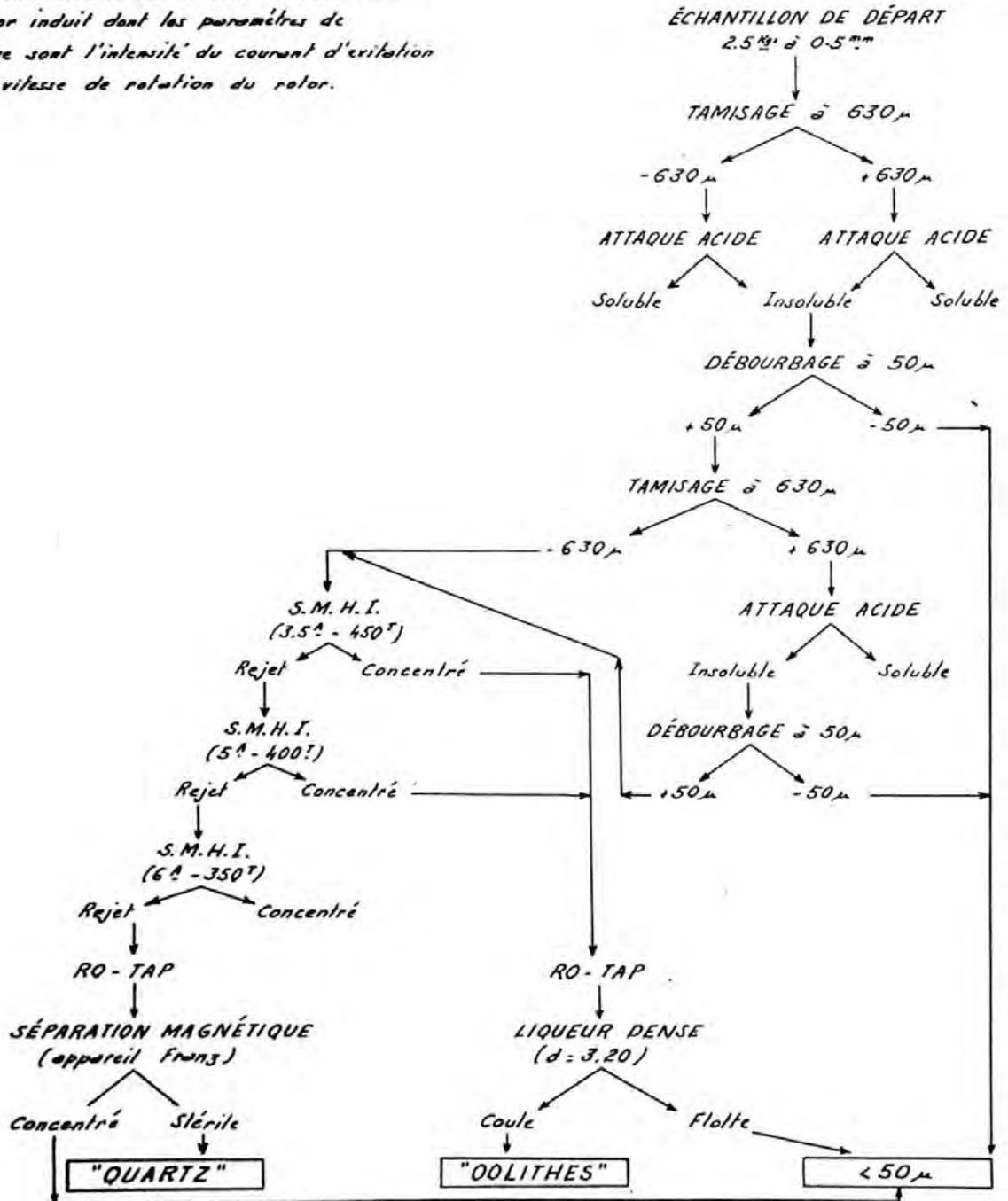
Si pour l'étude du ciment, seule l'observation microscopique est possible, l'étude des détritiques par contre peut être réalisée par des méthodes différentes, s'appliquant à de gros échantillons diminuant donc le risque d'erreurs.

(1) Le fait de considérer les oolithes comme constituants détritiques peut paraître un postulat, c'est-à-dire une hypothèse non étayée par des faits. L'étude des structures et des textures de la minette justifie cette hypothèse (cf. V § 2)..

FIG. 16

SCHEMA DE FRACTIONNEMENT D'UN MINERAL A CIMENT CALCAIRE

S.M.H.I. : séparation magnétique à haute intensité effectuée sur un séparateur à rotor induit dont les paramètres de réglage sont l'intensité du courant d'excitation et la vitesse de rotation du rotor.



a) Méthodes d'isolement.

Les premières recherches en vue d'isoler les constituants détritiques de la minette ont été réalisées par J. EBHARD, A. MICHEL et G. CHAUDRON (1944) : la méthode consistait à classer les grains obtenus après broyage fin, en tranches densimétriques. Une autre méthode plus récente a été utilisée par J. BARON (1949) : après broyage fin, les grains obtenus étaient triés suivant leur comportement sur un plan incliné.

Ces méthodes présentaient les inconvénients suivants :

- destruction d'une partie des grains détritiques,
- récupération limitée des constituants à étudier.

La recherche de la dissociation a été reprise plus tard par F.W. BOWDISH (1957). Développée puis simplifiée, cette méthode est utilisée actuellement couramment sous le nom de "fractionnement" (1) par le laboratoire de minéralogie de l'IRSID (M. ROUBY 1959).

Le principe de la méthode est celui de la dissolution sélective du ciment des détritiques. Partant en moyenne d'un poids de 2,5 kg répondant à des buts d'échantillonnage divers, on opère un broyage primaire ménagé granulante le minéral en morceaux de 5 mm de dimension maximum.

Ce concassage primaire n'altère pas sensiblement la texture des constituants que l'on désire libérer ainsi que l'on peut s'en rendre compte en attaquant directement un bloc de 2,5 kg : la longueur des attaques postérieures devient alors prohibitive.

Le schéma adopté ensuite dépend de la nature du ciment :

- ciment de calcite seule (fig. 16).

Le ciment de calcite est dissout dans une solution diluée (N/100) d'acide chlorhydrique dans l'eau. Les insolubles ainsi libérés sont débourbés (tamisés dans l'eau à 40 microns) séchés puis triés par séparation magnétique à haute intensité. On effectue ensuite une analyse granulométrique des constituants ainsi séparés.

(1) Ce terme ne doit pas être confondu avec celui utilisé en sédimentologie pour la méthode d'isolement et d'étude des minéraux des argiles de dimensions comprises entre 30 μ et 0,1 μ (A. VATAN 1954).

La pureté des produits est contrôlée à la loupe binoculaire et si besoin est, certaines tranches sont purifiées par triage aux liqueurs denses.

Cette méthode a été également appliquée, malgré certaines difficultés, à quelques échantillons contenant des shales argileux. L'interprétation des résultats demande alors à être conduite avec prudence.

- Ciment argileux.

Lorsque ce ciment n'est pas recristallisé, transformé diagénétiquement ou altéré, il est possible de lui rendre son individualité en le réhydratant. La méthode consiste alors à combiner une attaque à ClHN/100 et une agitation intense, et à recourir si besoin est à l'ébullition dans l'eau.

- Ciment non soluble ou de même nature que les détritiques.

Dans ce cas, seul le quartz peut être récupéré après attaque brutale de l'échantillon par ClH concentré à chaud.

Remarque :

Cette méthode, du fait de son principe même, ne permet pas d'isoler les détritiques solubles dans le liquide d'attaque. Elle doit être complétée par l'étude microscopique du ciment et des détritiques solubles.

b) Propriétés texturales des grains détritiques.

Les propriétés texturales des grains détritiques sont :

- la distribution granulométrique
- la forme, l'arrondi et l'état de surface
- le tassement et la fabrication.

Tableau n° 14

Série Tyler		Série AFNOR	
N° du tamis en meshes.	Côté de l'ouverture en mm	N° du tamis	Côté de l'ouverture en mm
	26,67		
	18,85	17	0,040
	13,33	18	0,050
	9,423		
3	6,680	19	0,063
4	4,699	20	0,080
6	3,327	21	0,100
8	2,362	22	0,125
10	1,651	23	0,160
14	1,168	24	0,200
20	0,833	25	0,250
28	0,589	26	0,315
35,	0,417	27	0,400
48	0,295	28	0,500
65	0,208	29	0,630
100	0,147	30	0,800
150	0,104		
200	0,074		
270	0,053		
400	0,038		

La définition de la distribution granulométrique des particules serait très simple si celles-ci étaient des sphères. Par contre, elle devient très délicate pour les grains de formes très diverses que l'on a à analyser. Ainsi que le signale W.C. KRUMBEIN et F.J. PETTIJOHN (1938), le "diamètre" mesuré correspond essentiellement au procédé adopté pour le mesurer. Les résultats n'auront de valeur que comparative.

Deux méthodes sont couramment utilisées suivant la dimension des grains : le tamisage et la classification dans l'eau.

- Le tamisage.

Le tamisage est obtenu par passage de l'ensemble des grains à travers une série de tamis d'ouvertures décroissantes, vibrés et secoués pendant un temps déterminé (1). On attribue aux grains recueillis sur un tamis la dimension moyenne entre ce tamis et celui de maille immédiatement supérieure. Le diamètre des grains de la tranche ainsi défini correspond aux dimensions maximum et minimum de passage dans ces tamis. Pour les oolithes de forme ellipsoïdales, les diamètres extrêmes semblent correspondre au diamètre moyen de l'ellipsoïde.

Deux types de séries de tamis à maille carrée sont couramment utilisés : (cf. tableau n° 14).

- Série Tyler : les côtés des ouvertures sont liés suivant une progression géométrique de raison $\sqrt{2}$
- Série AFNOR : les côtés sont liés suivant une progression géométrique de raison $10\sqrt{10}$

Les résultats obtenus sont des poids de grains par tranche granulométrique. Or, la probabilité de dépôt de ces grains est liée au nombre de grains; c'est d'autre part le nombre de grains par tranche que l'on peut estimer dans des

(1) La durée de cette opération a été fixée à 10 minutes lorsqu'elle est réalisée à l'aide du ROTAP.

FIG. 17

DISTRIBUTION DE LA DENSITE ET DE LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE
DES OOLITHES DU MINERAL DE COUCHE GRISE DE LA CONCESSION DE TRESSANGES

(D'après M. ROUBY - 1959)

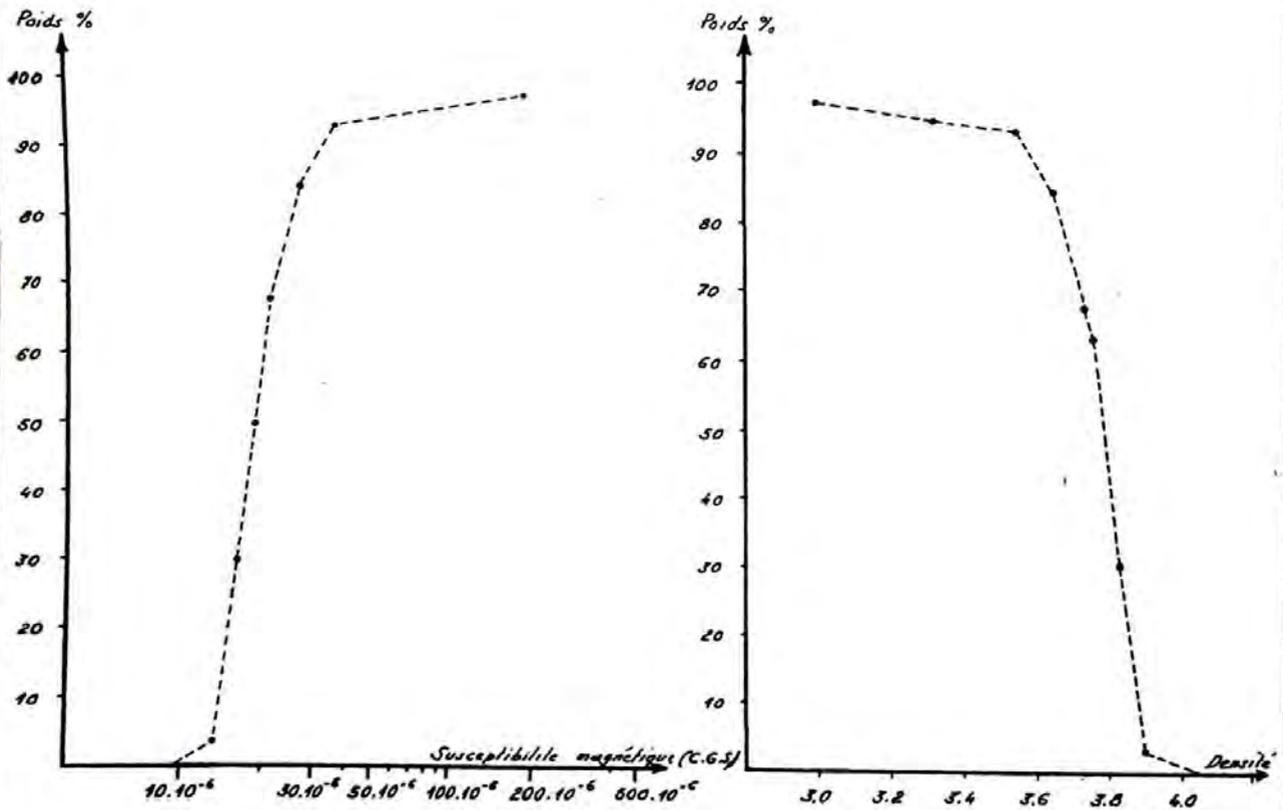


Tableau n° 15 - Tableau des coefficients permettant de calculer le nombre de grains par tranche granulométrique connaissant le poids de chaque tranche.

dimensions μ	Coefficients pour le quartz	Coefficients pour les oolithes
+ 1000		
800 - 1000	970	723
630 - 800	1 935	1 442
500 - 630	3 922	2 922
400 - 500	7 763	5 784
315 - 400	15 481	11 534
250 - 315	31 375	23 376
200 - 250	62 100	46 268
160 - 200	121 290	90 368
125 - 160	244 450	182 130
100 - 125	496 800	370 140
80 - 100	970 300	722 930
63 - 80	1 935 200	1 441 700
50 - 63	3 921 900	2 921 900
- 50		

lames minces (1). Pour convertir en nombre de grains les résultats pondéraux de l'analyse par tamisage, N.M. STRAKHOV (1957) propose de faire cette numération par le calcul. Ce calcul se fait sur la base d'une densité moyenne $d = 2,7$ pour les grains de quartz. Les oolithes présentent une distribution densimétrique dont la médiane est 3,8 (M. ROUBY 1959) (fig. 17). Ces valeurs permettent de construire un tableau de coefficients qui appliqués aux poids par tranche donnent le nombre de grains dans cette tranche (cf. tableau n° 15).

- La classification dans l'eau.

L'étude des fractions fines ($< 50 \mu$) sort du domaine du tamisage. On fait appel alors à des propriétés hydrauliques qui classent par équivalence et non par dimension. On dit que des particules sont en équivalence en sédimentation, lorsqu'elles présentent la même vitesse limite dans le même fluide et dans le même champ de force (A.M. GAUDIN 1939). Ainsi des sphères de même substance et de même dimension sont équivalentes. Des sphères de substances différentes ne peuvent être équivalentes que si le rapport des dimensions est convenable. Ces rapports diffèrent suivant le champ de force et la dimension des particules qui conditionnent le type de mouvement de la particule dans l'eau. Pour des particules non sphériques la forme joue un grand rôle en milieu turbulent.

En pratique, la principale méthode utilisée est l'élu-triateur : cet appareil travaille en milieu calme pour des particules inférieures à 50μ , (c'est-à-dire avec un régime d'écoulement non turbulent de l'eau).

L'utilisation des résultats de l'analyse granulométrique se fait de deux manières :

- la représentation sur des diagrammes,
- la caractérisation de la distribution par des estimateurs de la dimension moyenne et de la dispersion.

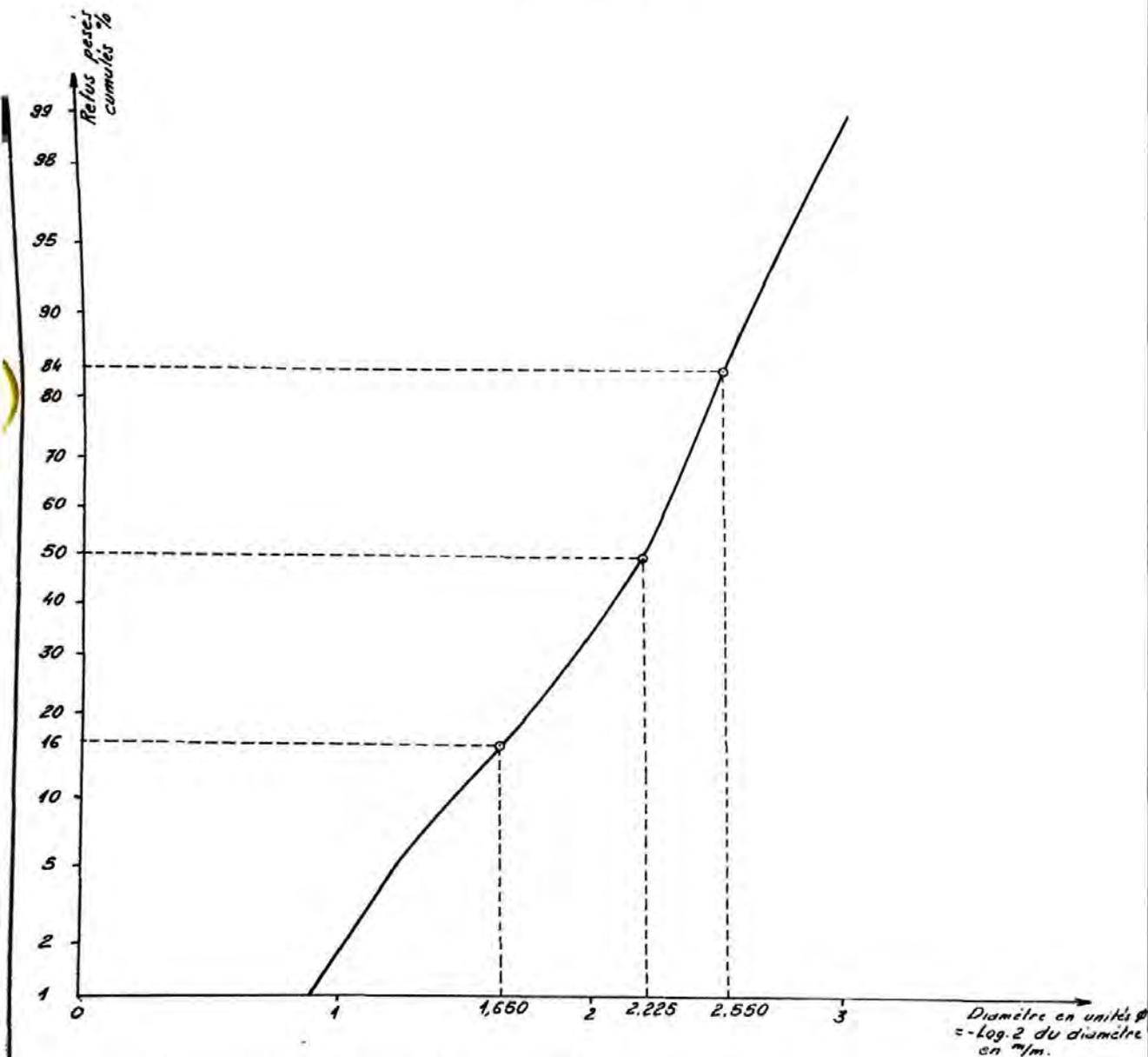
(1) La composition granulométrique que l'on estime par cette méthode est par défaut. La probabilité pour que les grains soient coupés suivant leur plus grande section est en effet extrêmement faible.

MÉTHODE GRAPHIQUE DE CALCUL DES PARAMÈTRES D'UNE DISTRIBUTION GRANULOMÉTRIQUE

(D'après D.L. INMANN - 1952)

CALCARÉNITE (TRESSANGE - PIED DE COUCHE GRISE)

PHASE OOLITHE



Médiane $Md \phi = \phi_{50} = 2,11$ d'où médiane = 230μ

Indice de classement $\sigma \phi = \frac{1}{2}(\phi_{84} - \phi_{16}) = 0,44$

Les représentations graphiques les plus classiques sont l'histogramme et la courbe cumulée. La construction des diagrammes s'effectue de manière courante en portant en abscisse les logarithmes des tamis : en effet, les dimensions des mailles étant en progression géométriques, les différents points représentatifs seront placés à des distances égales sur cet axe.

L'histogramme ou courbe de fréquence s'obtient en portant en ordonnée pour chaque tranche granulométrique le pourcentage pesé ou calculé de particules. Ce diagramme permet d'apprécier le degré de classement, l'asymétrie de la distribution, la présence de mélanges.

La courbe cumulée se construit en portant le "refus" ou le "passant" global à une maille donnée. Elle permet de déterminer graphiquement la médiane de la distribution, la médiane est la dimension pour laquelle 50 % du produit est plus petit et 50 % plus grand.

Ce mode d'analyse des distributions granulométriques permet une comparaison de phénomènes semblables se produisant à des échelles différentes (A. VATAN 1954, W.C. KRUMBEIN et F.J. PETTICOHN 1938). Il est cependant parfois plus commode de ramener les résultats de l'analyse granulométrique à un petit nombre de valeurs caractéristiques ou estimateurs.

Les estimateurs principaux sont la moyenne et l'écart-type. Diverses méthodes sont équivalentes et reposent sur le fait qu'un grand nombre de distributions naturelles sont très proches de distributions lognormales.

Une méthode plus pratique et applicable dans un plus grand nombre de cas permet de définir graphiquement les paramètres de la distribution (D.L. INMAN 1952) (fig. 18).

Les dimensions des tamis sont transformées en unité $\phi = -\log_2$ des diamètres en millimètres. Les pourcentages cumulés sont portés sur un diagramme en probabilité, en fonction des valeurs ϕ . Les deux paramètres principaux de tendance moyenne et de dispersion sont :

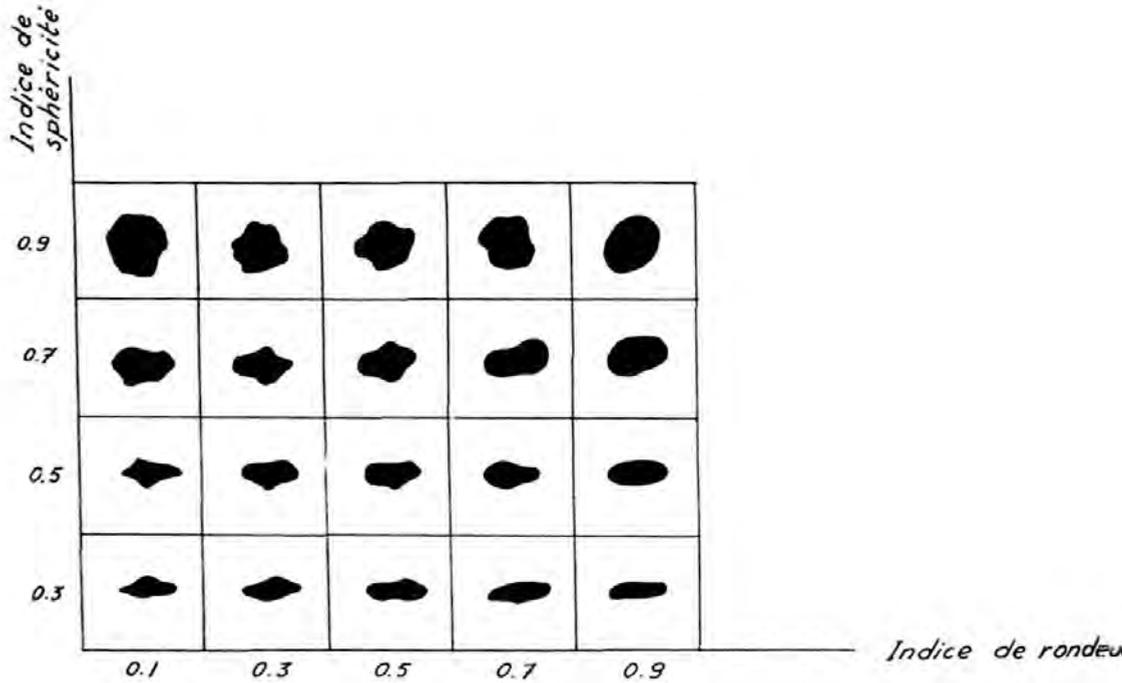
$Md \phi = \phi_{50}$ ou médiane. Se définit graphiquement par la dimension pour laquelle il y a 50 % de refus.

$\sigma - \phi = 1/2 (\phi_{84} - \phi_{16})$ est l'indice de classement.

Indépendamment de la facilité d'application, cette méthode présente l'avantage de ne pas tenir compte de la nature de la distribution. Elle est particulièrement intéressante pour les distributions polymodales.

TABLE POUR L'APPRECIATION A L'OEIL NU DE LA RONDEUR
ET DE LA SPHERICITE DES GRAINS

(D'après W.C. KRUMBEIN et L.L. SLOSS - 1951)



- La forme, l'arrondi et l'état de surface.

Si pour les galets il est possible de définir une forme par des mesures directes, pour les grains inférieurs à quelques centimètres, cette analyse devient illusoire. La définition de la forme ne peut s'effectuer qu'à l'aide d'abaques qui généralement ont été construits d'après des mesures effectuées sur gros galets (cf. fig. 19).

Les deux paramètres principaux que l'on peut distinguer sont :

- la sphéricité qui se définit comme le rapport $\frac{s}{S}$, où s est la surface de la sphère de même volume que le grain et S la surface du grain;
- la rondeur qui définit l'acuité des angles d'un fragment. Géométriquement, elle consiste en l'étude des rayons de courbure des aspérités.

Quelles que soient la forme et l'arrondi des grains, leur surface peut porter des marques diverses susceptibles d'altérer leur poli. Cette étude est d'intérêt limité pour les constituants de la minette : en effet les colithes sont parfaitement lisses et les divers autres détritiques présentent des surfaces généralement souillées de limonite.

- Le tassement et la fabrique.

Le tassement des grains correspond à la densité de rapprochement des détritiques dans la roche et peut se définir pratiquement par le nombre de contacts par grain. Ce tassement peut présenter divers arrangements à la manière des atomes dans une maille cristalline élémentaire.

La fabrique est l'orientation des détritiques. Pour les grains non sphériques, une orientation préférentielle peut se définir par rapport à la stratification générale, à la structure, etc... La fabrique des débris d'organismes est à cet égard particulièrement suggestif et peut renseigner sur l'état et l'orientation des courants.

4.2 - Oolithes.

Les oolithes (1) sont des grains ovoïdes concrétionnés formés de couches concentriques (enveloppes) autour d'un noyau central quelconque (grains de quartz, débris de coquilles, goëthite, phosphate, etc...) (Pl I-1).

Très souvent, les oolithes présentent des anomalies par rapport à ce schéma : le concrétionnement oolithique a pu s'effectuer autour d'une oolithe préformée ou d'un débris d'oolithe comme noyau. On trouve également des oolithes dont les enveloppes ne se sont développées que d'un côté, ou aussi à plusieurs noyaux (PL VII-5, PL VIII-6).

On n'observe pas d'oolithes inférieures à 80 microns. De même, elles dépassent rarement 500 microns, et les pisolithes, par définition de même structure mais de dimension supérieure à 2 mm (F.J. PETTIJOHN 1957), sont pratiquement absentes. Au-delà des oolithes vers les dimensions plus fortes on a des granules (§ 4.3).

La surface extérieure des oolithes est toujours rigoureusement lisse. Les enveloppes sont constituées de couches minérales de natures différentes, mais semblant homogènes à l'échelle du micron .

Quelle que soit la composition minérale des enveloppes des oolithes, l'observation optique montre constamment une orientation préférentielle des axes optiques des cristaux : en lumière polarisée en effet apparaît le phénomène de la croix noire. Cette observation ne permet cependant pas de savoir quel axe a une disposition radiale.

La couleur des oolithes est fonction de leur composition : elle varie du jaune brun au rouge ou au vert noir. Les constituants minéralogiques des enveloppes sont de deux catégories : le limonite et les constituants réduits du fer.

(1) Le terme "oolithe" est ambigu car il a été utilisé autrefois pour définir des roches du fait du suffixe lithe. Cette appellation s'est parfois conservée : oolithe de Jaumont, Great-Oolithe. Ainsi que le propose W.H. TWENHOFEL (1950), il est préférable de conserver le terme d'oolithe pour les grains formés d'enveloppes concentriques en utilisant l'adjectif oolithique pour la roche. Certains auteurs ont également utilisé les termes de ovoïdes et ovulites (L. DEVERIN 1945).

Tableau n° 16
Composition chimique de la phase "oolithe"

Mine	Couche	Na- tu- re	Fe _t	Fe ⁺⁺	SiO ₂	Quartz	CaO	Al ₂ O ₃ +TiO ₂	MgO	Mn	P	CO ₂	H ₂ O	S	Al ₂ O ₃	TiO ₂
Anderny	Grise	C	49,20	4,40	4,68	0,29	1,50	6,02	1,60	0,21	0,49	3,60	11,40	0,05		
Aubrives-																
Villerupt	siliceux	C	52,50	2,00	4,00	0,06	0,70	5,84	1,28	0,26	0,82	2,00	10,60	0,09	5,60	0,58
"	calcaire	C	52,00	2,00	4,10	0,40	1,00	6,25	1,00	0,30	0,80	0,60	11,50	0,08	5,60	0,31
Boulanges	Jaune ple	F	50,10	1,40	5,20	0,65	0,40	8,05	1,40	0,24	0,72	0,50	12,00	0,04		
"	noire	C	49,60	4,30	5,72	0,41	1,42	5,55	1,73	0,25	0,48	1,20	12,40	0,12		
"	grise	F	48,40	0,60	7,80	3,82	1,00	6,35	0,83	0,18	0,79	0,80	11,00	0,03		
Burbach	Jaune ple	C	50,30	2,60	4,50	0,40	0,69				0,68				6,10	0,40
Bure	calc. fer.	F	47,60	0,80	7,95	4,30	2,30	6,60	0,95	0,14	0,81	0,65	10,90			
Bure	" "	F	42,10	2,40	11,55	7,15	5,40	5,80	1,16	0,13	0,72	4,20	9,70	0,05		
Godbrange	Rouge L 3	F	48,00	6,00	7,30	1,85	0,40	5,55	1,34	0,27	0,65	2,75	11,20	0,04		
Hussigny	L2 inf.	F	50,40	0,40	5,40	1,70	0,30	6,20	0,70	0,18	0,83			0,03		
"	"	F	50,90	0,40	4,90	2,50	0,15	5,70	0,29	0,24	0,64	0,35	12,00	0,05		
"	calcaire	F	47,00	0,40	8,65	4,30	1,10	7,55	0,79	0,15	0,89	0,80	11,70	0,03		
Micheville	calcaire	F	50,20	0,15	5,70	0,80	0,45	6,95			0,80					
Montrouge	Noire	C	51,80	2,50	3,85	0,40	0,53				0,57				5,20	0,31
"	Brune	C	51,20	1,20	4,40	0,23	0,97	6,27	1,23	0,19	0,60	0,60	11,80	0,10		
"	Verte	C	48,10	6,50	5,76	0,44	1,70	4,93	1,08	0,25	0,55	5,80	10,40	1,29		
Mt-St-M.	Siliceux	C	51,30	2,80	4,56	0,30	0,60	9,94	0,96	0,33	0,63	0,80	12,20	0,03		
Moulaine	calcaire	C	50,20		3,40		0,50	6,10			0,67					
"	"	F	51,15		4,65	0,85		6,20			0,87					
Ottange	rouge	C	52,00	2,00	3,85	tr	0,85	6,85	0,94	0,19	0,65	0,60	11,50	0,03	6,10	0,33
"	jaune	C	51,75	1,80	4,50	0,34	0,78	6,48	1,35	0,19	0,65		11,80	0,03		
Rédange	calcaire	F	44,40	0,80	12,0	6,40	1,70	7,20	1,10	0,20	0,83	0,20	12,10	0,04		
Ste Barbe	Jaune sauv.	C	51,20	1,60	4,10	0,29	1,15	6,70	1,30	0,21	0,64		12,30	0,03		
"	Grise	C	51,20	3,60	4,80	0,36	1,00	6,35	1,00	0,17	0,65	2,60	11,20	0,03		
Saizerais	siliceux	F	49,40	3,00	5,70	1,00	0,70	6,10	1,10	0,19	0,76	1,90	11,80	0,07		
Tressange	Grise	F	50,60	1,30	6,05	2,20	0,40	6,70	0,72	0,23	0,84	0,20	11,80			
"	Jaune sauv.	F	49,40	0,80	6,60	2,40	1,20	6,75	0,65	0,19	0,74	0,40	11,60	0,02		
"	Pied de grise	F	47,00	5,00	9,50	5,55	1,60	5,60	1,15	0,21	0,58	3,60	10,10			
"	rouge	F	48,90	2,90	6,05	1,35	0,80	6,80	1,10	0,25	0,82	1,00	11,60	0,04		
Tucquegnieux	Grise	C	50,05	3,60	4,64		1,00							0,07		

C = fraction de densité > 3,6

F = fractionnement

a) Oolithes de limonite :

Ces oolithes sont sphériques, lenticulaires ou ellipsoïdales. Il semble que l'on puisse définir dans chaque banc une distribution des formes en fonction de la dimension moyenne des oolithes, dimension définie par la maille du tamis sur lequel ces constituants sont retenus.

L'hétérogénéité des enveloppes se manifeste par des teintes alternativement plus claires ou plus sombres dans les tons jaunes à bruns.

A l'échelle de quelques microns, cette hétérogénéité s'est montrée constituée d'enveloppes contenant de 76 à 86 % de goethite (J. PHILIBERT 1958 (1)). (PL I-1).

L'enveloppe externe est toujours plus épaisse et plus homogène. Sa teinte brune conduit à admettre qu'elle serait formée de goethite pure.

La composition chimique des oolithes de limonite est très proche de celle de ce constituant minéralogique. Elle dépend de la plus ou moins grande proportion de noyaux, et de leur nature (cf. tableau n° 16).

En moyenne, la teneur en fer oscille entre 45 et 50 %, les deux constituants principaux des noyaux étant le quartz et la calcite.

b) Oolithes formées de minéraux réduits du fer :

On observe le plus souvent des paragenèses où les leptochlorites et la sidérose s'associent à la limonite.

La structure concentrique des oolithes est conservée dans la paragenèse limonite-leptochlorites : les enveloppes sont alors alternativement constituées de ces deux minéraux (PL VIII-2, PL VII-5). De telles oolithes ont été signalées

(1) Essai effectué au microanalyseur à sonde électronique des laboratoires de l'IRSID. Une autre interprétation peut être donnée : il peut s'agir en effet de différences de porosité, la teneur réelle en goethite n'étant pas affectée.

dans un gîte analogue par L.N. FORMOZOVA (1959). Lorsque les leptochlorites deviennent prédominantes, les oolites deviennent très déformées : on parle alors de spastolites (F.J. PETTIJOHN 1957)^(°). Ce cas est très fréquemment signalé pour les oolites de chamosite (W.H. TWENHOFEL 1950, F.J. PETTIJOHN 1957, N.M. STRAKHOV 1957). Pour E. CLOS (1947) ces déformations seraient d'ordre tectonique. Il semble cependant que l'on puisse faire intervenir le seul rôle de la compaction.

Contrairement aux leptochlorites, le développement de la sidérose est nettement destructeur des enveloppes : dans la paragenèse limonite-sidérose, ce dernier minéral se développe en partant de l'extérieur en cristaux allongés, arrondis mais ne respectant nullement l'hétérogénéité des enveloppes : celles-ci sont tronquées au contact de la sidérose et parfois, et pour les enveloppes internes, légèrement déformées, comme comprimées. PL IX-3-4

La paragenèse leptochlorites-sidérose, par contre, montre des cristaux souvent sans forme propre de sidérose se développant n'importe où dans l'oolithe. Parfois même certains cristaux se poursuivent dans le ciment.

4.3 - Granules.

Les granules ou fausses oolites sont des grains qui ne possèdent pas la structure concentrique ou radiale; leur taille est généralement supérieure à 1,5 mm (H.L. JAMES 1954).

Ces constituants présentent une forme irrégulière à aspect de grains détritiques (arrondi moyen) mais toujours à angles très émoussés (PL I.2). Ils peuvent parfois représenter des remplissages de microfossiles ou des moulages de débris de macrofossiles.

On peut en distinguer trois types suivant leur composition : (PL I.4)

(°) PL IX-2).

Tableau n° 17
Composition chimique de la phase "Granules"

Mine	Couche	Fe	Fe ⁺	SiO ₂	Quartz	CaO	Al ₂ O ₃ +H ₂ O ₂	MgO	Mn	P	CO ₂	H ₂ O	S	Observations
Tressange	grise	49,56	1,18	5,14	1,66	2,11	4,97	0,94	0,19	1,22	0,62	1,79	0,10	Phase oolithes enrichie en granules.
Tressange	grise	24,00	2,00	16,80	12,80	1,940	4,20	0,95	0,15	5,20	3,80	6,60	0,02	granules avec quelques oolithes
Bure	calcaires Ferru.	51,90	5,00	4,00	1,05	0,50	5,45	0,43	0,19	1,06	0,80	11,70	0,02	
"	"	33,40	2,50	14,90	10,95	11,70	4,95	0,65	0,16	3,17	2,70	8,20	0,09	granules de d > 3,3 " de 2,9 < d ≤ 3,3
Bure	rouge silic.	39,80	1,28	7,20		12,05	2,73	1,08	0,15	1,05	8,21	8,65	0,10	gros granules de 10 m/m triés à la main

- a) granules de même composition que les oolithes mais sans leur structure concentrique. Leur surface extérieure est également lisse et semble constituée d'une pellicule de goethite. Leur structure est homogène (PL 1-2).

Ces granules rappellent par leur forme et leur structure interne certains noyaux d'oolithes. Ces grains fréquemment plats, présentent souvent sur une face des ondulations régulières rappelant étrangement la surface extérieure des tests de certains lamellibranches.

Dans cette catégorie de granules, il est possible par liqueur dense, d'en trier une phase relativement légère ($d < 3,3$) enrichie en P (tableau n° 17). Il semble que l'on puisse comparer ces granules parfois très gros (plus centimètres) à ceux présents dans le gîte de Peine-Salgitter (E. MEINECKE 1959). Les granules sont là suffisamment différenciés pour que l'on puisse trier deux produits dont l'un est nettement enrichi en phosphore ("phosphorite" à 10-12 % de P), l'autre représentant le concentré ferrifère et essentiellement constitué de limonite.

- b) Granules de lutite; ce sont des grains arrondis atteignant fréquemment plusieurs centimètres. Ils sont constitués d'une lutite homogène grise, jaune ou rouge. Les galets de lutite grise ne présentent jamais de patine externe limonitique (PL V-4).

Les granules ocres ou rouges sont très voisins d'aspect extérieur des granules à composition d'oolithes.

- c) Granules de morceaux de minerai préformé : ces granules sont constitués par des oolithes et grains de quartz pris dans un ciment soit de limonite ou leptochlorites, soit de shales argileux. Ce sont les "morceaux remaniés" de L. CAYEUX 1922, (PL 1-3). Ces granules sont souvent très arrondis. Leur dimension maximum se situe vers 10 à 15 mm.

Exceptionnellement, on peut trouver des morceaux remaniés atteignant plusieurs dizaines de centimètres (toit de la couche rouge siliceuse à Kirchberg). Ces galets très plats se montrent constitués d'une arénite à ciment calcaire et son analogues aux lits concrétionnés de la minette. Les angles arrondis traduisent une usure assez prononcée.

4.4 - Le "quartz".

La phase "quartz" est constituée des grains clastiques dont les dimensions observées vont de 10 microns à environ à 800 microns. Très rarement, les quartz peuvent dépasser 1 mm. La dimension maximum se situe à 5 mm. (Moyeuve crassin de couche grise).

A côté d'une majorité de grains de silice, on observe des feldspaths plagioclases et alcalins, et un cortège de minéraux lourds associés (S. CAILLERE et F. KRAUT 1954), (H. NIKIFOROVA 1956).

- tourmaline
- zircon
- rutile
- muscovite.

La phase "quartz" se subdivise en deux catégories suivant le type pétrographique qui la contient : dans les arénites, roches dont le grain moyen a une dimension de 100 à 500 microns, les quartz sont arrondis à indices de sphéricité de 0,7 à 0,9 (PL VI-1-3). Cependant, brutalement en-dessous de 125 microns, les grains présentent des formes quelconques à arrondis mauvais. Dans les types oxydés de roches, le quartz présente toujours une légère patine limonitique soit complète soit incomplète de quelques dizaines de microns d'épaisseur, améliorant l'arrondi des grains. Cette patine est constituée d'enveloppes concentriques alternées de limonite.

Remarque :

Lorsque cette patine se développe, on passe insensiblement à une colithe à gros noyaux de quartz (PL VI-1). Les cas intermédiaires assez rares dans les couches exploitées, peuvent, par contre, devenir prépondérants et constituer alors des couches pauvres en fer très siliceuses (rouge siliceuse de la concession Gustave Wiesner).

Tableau n° 18
Composition chimique de la phase "Quartz" (produits triés par fractionnement).

Mine	Couche	Fe	Fe ⁺⁺	SiO ₂	Quartz	CaO	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	MgO	Mn	P	CO ₂	H ₂ O	S
Boulangé	jaune	2,8	1,3	89,55	86,2	0,3	2,1	0,07	0,04	0,09	0,25	0,2	0,08
Boulangé	grise	2,1	1,6	92,35	86,7	0,90	1,10	0,25	0,02	0,06	0,7	1,0	0,02
Bure	calc. sup ^r	5,4	0,5	81,65	80,0	4,25	0,60	0,15	0,14	0,28	2,2	1,1	
Bure	"	2,2	0,6	93,8	87,6	0,40	0,90	tr	tr	0,05	0,2	0,8	0,02
Godbrange	rouge	5,9	2,5	86,9	79,9	0,65	0,50	0,51	0,08	0,11	1,5	1,45	0,05
Godbrange	rouge	3,35	0,95	91,1	87,9	0,60	1,70	0,18	0,07	0,06	0,58	0,92	0,10
Hussigny	calc. pauv.	3,30	0,20	92,2	88,5	0,20	0,83	0,20	-	0,09			0,01
"	"	2,80	0,40	87,6	83,0	2,75	1,85	0,21	-	0,13	2,2	1,2	0,02
"	"	2,6	0,30	92,2	88,8	0,8	0,92	0,50	0,01	0,09	0,7	1,2	0,02
"	"	1,2	0,20	96,0	91,4	0,5	0,33	0,14	0,02	0,07	0,40	0,60	0,02
Moulaine	calc.	2,95		90,9			1,0						
Rédange	calc. pauv.	3,0	0,5	90,0	88,2	0,4	1,5	0,30	0,05	0,10	0,4	1,2	0,04
Saizerais	siliceux	3,0	1,10	87,6	80,7	0,80	3,7	0,50	-	0,09	0,7	1,8	0,09
Tressange	jaune sauv.	3,0	0,4	91,0	87,0	1,8	1,4	0,07	0,02	0,06	0,65	1,10	0,01
"	JS - RP	3,0	1,0	89,75	85,7	0,85	1,75	0,58	0,02	0,03	0,60	0,90	0,03
"	"	3,0	0,5	90,1	82,1	0,80	0,83	0,21	-	0,05	0,40		0,03
"	grise	2,2	1,1	89,6	88,0	0,30	1,10	0,39	0,02	0,12	0,2	1,3	
"	calc. mar.	2,9	1,	87,	81,9	3,4	0,65	0,22	0,05	0,08	2,6	1,2	
"	pied degrise	4,5	0,6	82,3	85,1	1,0	1,25	0,36	0,01	0,20	1,4	1,5	
"	bouch	1,10	0,2	92,6	92,2	0,3	1,25	0,29	0,02	0,02	0,55	1,0	0,02

Bien qu'au microscope la majorité des grains de quartz apparaissent comme des monocristaux de quartz, ils se présentent des grains à extinction roulante ou des grains constitués d'une mosaïque de microcristaux de 100 microns environ à texture granoblastique. Ces derniers grains indiquent des cherts ou des jasperoïdes d'origine (A. ELIENARD 1960) (1).

La composition chimique de la phase "quartz" montre qu'elle ne contient que 85 à 90 % de quartz proprement dit avec environ 5 % de limonites de recouvrement, et 5 % de grains détritiques divers (tableau n° 18).

La réduction diagénétique s'accompagne d'une première corrosion des débris quartzeux par la sidérose; dans ce cas, la patine limonitique a complètement disparu.

Dans les shales, les dimensions des grains de quartz sont très petites de 10 à 50 microns maximum. Les formes sont cette fois quelconques sans figures d'usure. Dans les shales chloritisés, les grains de quartz sont fortement corrodés par la sidérose et très souvent complètement remplacés.

4.5 - La muscovite.

Ce sont des paillettes extrêmement plates dont la dimension maximum se situe aux alentours de 100 à 200 microns et l'épaisseur à quelques microns (PL XIX-5).

En toute rigueur, il conviendrait d'associer la muscovite à la phase quartz car ce minéral est toujours présent lorsque les dimensions des grains de quartz oscillent de 20 à 50 microns. Les paillettes de muscovite ont alors une longueur trois fois plus grande que la dimension moyenne des grains de quartz dans cette plage granulométrique. G. MILLOT (1949) avait observé des faits analogues dans les échantillons de lutites.

4.6 - Les minéraux des argiles.

Malgré la controverse actuelle sur l'origine détritique ou néoformée des argiles (G. MILLOT 1949), j'ai placé ces constituants dans la catégorie des détritiques: l'étude détaillée de leur nature sort du cadre de ce travail. Quelle que soit leur nature, l'héritage continental des éléments chimiques qui leur ont donné naissance ne fait aucun doute.

(1) Communication orale.

4.7 - Les fragments organiques.

a) Les débris de coquilles.

La majeure partie de cette phase est constituée de débris de tests Lamellibranches et de Brachiopodes. On peut cependant y trouver des Bryozoaires, des articles de Crinoïdes et des plaques d'Echinodermes divers ainsi que des débris de microfossiles.

Leur composition actuelle est uniforme et de calcite .

Pour les débris de Lamellibranches, les plus abondants, la cristallisation est de trois types : (PL VI-6)

- perpendiculaire aux bords (zone extérieure des tests de mollusques),
- parallèle aux bords (zone intérieure). La structure fibreuse de la calcite se traduit par un éclat nacré de la cassure sur les fragments les plus gros,
- en cristaux engrenés : cette texture provient d'une recristallisation de la calcite et s'accompagne généralement de nourrissage (cf chap. V § 4).

Les débris de coquilles de forme très souvent plates sont longs de 150 microns à plusieurs millimètres. Quelquefois, ils sont arrondis avec des traces évidentes d'usure sur les angles. Exceptionnellement observé sur des débris de rostrs de Belemnites, ce phénomène est plus fréquent pour les débris plats de Lamellibranches, et devient général pour le débris de Bryozoaires. Les articles de Grinoïdes, ou encrines, conservent leur forme propre quoique parfois ils puissent montrer des arêtes émoussées.

Une forte proportion des débris de Lamellibranches présentent généralement une patine contréitionnée de limonite surtout lorsqu'ils se trouvent dans les roches oxydées (PL VI-5). Cette patine est constituée par la leptochlorite dans les minerais réduits. En général, ce recouvrement est unilatéral et le plus souvent sur la face convexe des débris.

Cette patine peut dans certains cas présenter des microdigitations vers l'intérieur du débris comparables à des figures de corrosion. Il semble qu'il s'agisse d'un remplissage comme l'indiqueraient les figures fréquentes de remplissage par de la limonite des cavités de microfossiles ou des pores des tests d'Echinodermes. Les débris présentent dans ce dernier cas une texture ponctuée caractéristique (PL VI-2).

Remarque :

De même que pour les grains de quartz, les termes de passages existent entre des débris de coquilles à patine de limonite, et les oolithes à gros noyaux constitués de débris de coquille. Les accumulations des cas intermédiaires sont cependant nettement plus rares que celles d'oolithes à gros noyaux de quartz.

b) Les macrofossiles.

Ce sont les

- tests de Lamellibranches et Brachiopodes
- rostrés de Belemnites
- Ammonites, décrites par C. GERARD et J. BICHELONNE 1940
- os de reptiles : Ichtyosaure à Mont-St-Martin, Plesiosaure à Boulange, Bure, etc...

Il y a lieu de distinguer trois catégories de fossiles suivant le rapport entre le milieu où ont vécu les animaux et l'emplacement de leur fossilisation.

- Les fossiles qui sont sédimentés là où les animaux ont vécu et où ils sont morts.

Seules, apparemment les Huîtres creuses de la base de la couche rouge du bassin de Longwy sont fossilisées là où elles ont vécu. Il n'est pas rare en effet de trouver les deux valves d'un même individu sinon dans la position originale, tout au moins dans les environs immédiats, (quelques

centimètres). Ces repères de faciès traduisent un milieu aéré sans apports de sédiments pendant la phase d'activité vitale de ces organismes. Les dépôts susjacents, en l'occurrence la couche rouge (1) se sont formés en milieu relativement calme car ils n'ont pas affecté sensiblement la position de ces fossiles.

- Les fossiles qui sont sédimentés au point de chute.

Il s'agit là de tests d'animaux nageurs vivant au sein du milieu marin. Après leur mort, les tests sont tombés sur le fond où ils ont été incorporés au sédiment quel qu'il soit. Ce sont essentiellement les Ammonites (PL XXII-5), les rostrés de Belemnites et également certains microfossiles planctoniques (PL I-6). Ces fossiles sont plus fréquents dans certains niveaux lithologiques et en particulier les faciès riches en lutites.

La fréquence de ces fossiles dans les roches est fonction de la vitesse de dépôt (2). La distribution préférentielle dans les niveaux à lutite confirme le fait que ces roches se sont constituées dans un milieu moins alimenté en sédiments. A ce titre, certains niveaux résiduels entre la fin d'un cycle de dépôt ou séquence et le début du cycle suivant, niveaux passant latéralement à des points voire des surfaces de stratification (cf. chap. VIII § 2), sont extrêmement riches en rostrés de Belemnites et tests d'Ammonites disposés en lits avec des grains ferrifères non classés et des lutites litées.

- Les fossiles qui ont été transportés après leur mort en d'autres points du bassin où ils ont été déposés comme des éléments détritiques (PL XII-5). Ce sont les tests de Lamellibranches surtout, mais également de Brachiopodes et des fragments d'Echinodermes, etc... Ces particules constituent l'essentiel de la calcite de la minette : elles se retrouvent avec des débris ferrifères et des grains de quartz, et les dimensions traduisent une équivalence de sédimentation (cf. chap. V. § 2).

-
- (1) Le faciès de la couche rouge est en fait une arénite fine à la base, à shales argileux abondants contournés.
 - (2) Statistiquement on peut supposer que le nombre total d'individus déposés dans un temps donné est indépendant de l'apport et de la distribution des sédiments sur le fond.

Remarques :

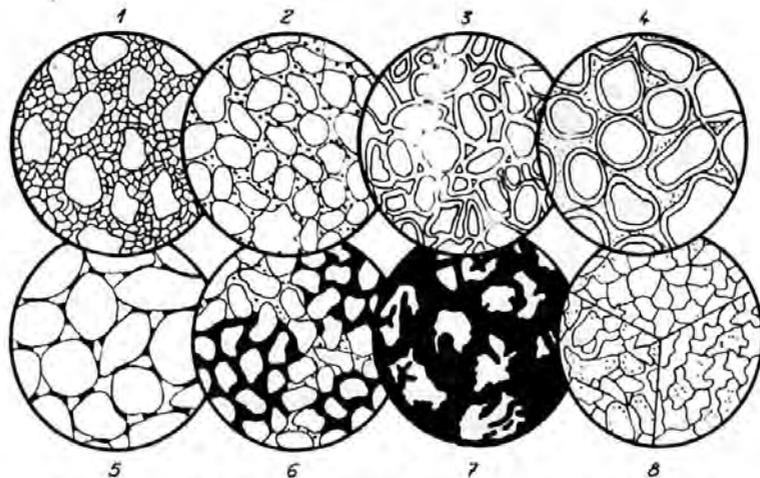
- 1) On observe parfois dans des niveaux résiduels des rostrés de Belemnites émoussés (PL 1-5) : ces fragments n'ont pas subi de transport comparable aux débris de coquilles, mais plutôt une usure par mouvement de l'eau là où ils se trouvent.
- 2) Il convient de classer ici les débris de végétaux de quelques millimètres fréquents dans les couches rouges de la partie Nord-Est du Bassin de Landres-Ottange.

Parfois des fragments importants de végétaux fortement émoussés et atteignant 1 m de plus grande dimension peuvent se rencontrer indifféremment dans les diverses roches (Sancy couche grise, Tressange couche brune, etc...). Ces débris ligneux flottés sont souvent silicifiés et très enrichis en sulfures de fer (1).

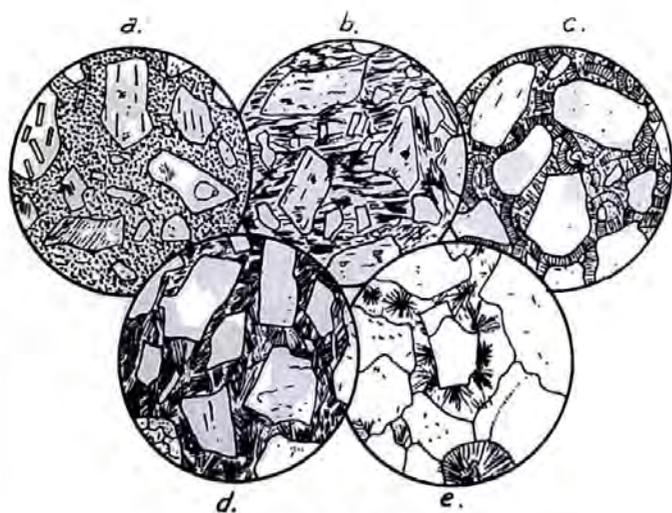
Exceptionnellement, des petits débris de bois de quelques dizaines de microns peuvent constituer des petits lits analogues aux points de shales argileux (base de couche Jaune sauvage à Bure).

Un fait important est à signaler à propos des débris de végétaux : quel que soit l'état oxydé ou réduit de la roche dans laquelle ils sont incorporés, de part et d'autre du fragment, on observe une réduction locale des éléments ferrifères conduisant à des minéraux plus réduits (photo 2 de la 1^{ère} avant-propos) : leptochlorite, sidérose, pyrite avec des figures texturales de développement analogues à celles observées dans les paragenèses de réduction des roches (cf. V § 6). Ce phénomène traduit l'importance des réactions diagénétiques de réduction.

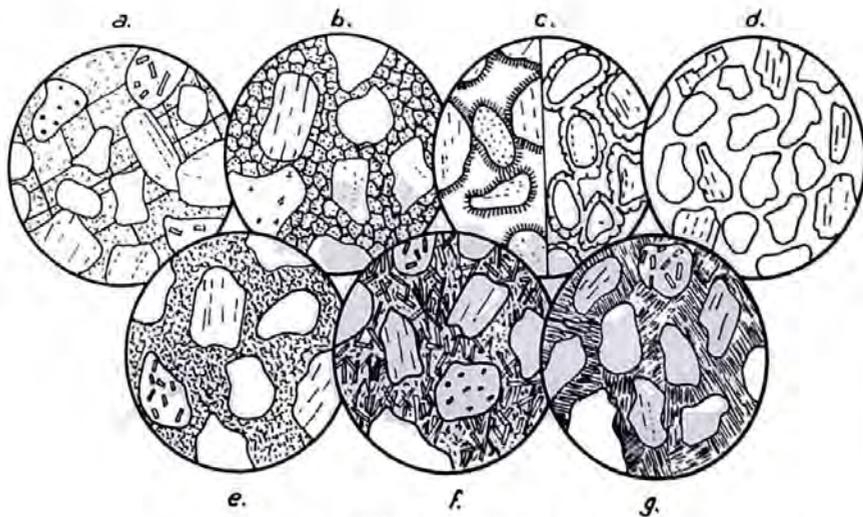
(1) Ceci explique qu'ils se conservent difficilement dès lorsqu'ils sont extraits du gîte.



MODES D'ASSOCIATION DU CIMENT ET DES GRAINS DÉTRITIQUES



CIMENT "ARGILEUX"



CIMENT "CHIMIOGÈNE"

5. Le ciment.

Il est difficile de séparer l'étude de la texture du ciment de celle de sa composition minéralogique et des néoformations minérales. Qu'il soit primaire ou secondaire, le ciment constitue le remplissage total ou partiel des pores existant entre les particules détritiques.

S'il est de dépôt primaire, le ciment a généralement recristallisé.

Lorsqu'il est secondaire, sa mise en place s'est réalisée par précipitation chimique. Suivant la nature minérale de cette matrice et des grains détritiques, les textures peuvent être celles d'un simple dépôt pelliculaire ou de pores, ou bien des figures de corrosion et d'accroissement secondaire.

Quelle que soit son origine, le ciment apparaît donc comme une néoformation minérale. Or, classiquement, on qualifie de néoformés les minéraux qui s'installent de manière automorphe avec destruction des grains antérieurs.

L'application de ces définitions entraînerait des distinctions arbitraires basées sur la morphologie.

La classification des figures texturales du ciment est due essentiellement aux travaux de L.V. POUSTOVALOV (1) et N.M. STRAKHOV 1957 (fig. 20).

La nature minéralogique du ciment conditionne dans une large mesure sa forme dans la roche. Cependant, il est possible dans tous les cas de définir la disposition du ciment par rapport aux grains détritiques. Les divers types texturaux d'association sont :

- 1 : ciment basal fondamental : les grains détritiques présents ne sont pas en contact. Le tassement est très faible.
- 2 : ciment de pores : le ciment comble les pores existant entre les grains.
- 3 : ciment pelliculaire : le matériel de cimentation est disposé en couche mince autour des détritiques. Une partie des zones poreuses demeure non comblée.

(1) in L.B. ROUKHINE 1953

- 4 : ciment poro-pelliculaire : correspond au cas précédent avec les pores plus ou moins complètement comblés par un autre minéral.
- 5 : ciment de contact : le ciment n'existe qu'aux points de contact des grains. Ce ciment est soit originel, soit plus souvent secondaire mais ne s'observera que rarement en lames minces du fait de la fragilité de la roche.
- 6 : ciment en taches : le ciment est inégalement réparti dans la roche. Il est le plus souvent combiné à un ciment d'un autre type.
- 7 : ciment de corrosion : ce ciment s'installe par corrosion partielle des grains et substitution par le matériel de cimentation.
- 8 : ciment de régénération : la cimentation s'effectue par croissance des grains détritiques.

D'après son origine les types de ciment peuvent être subdivisés en deux groupes :

- a) Le ciment argileux : ce ciment est apporté dans le dépôt sous forme d'une fine poudre terrigène, mêlée avec d'autres particules de dimensions fines. Si le classement est faible, ce ciment se conserve dans le sédiment, remplissant les intervalles entre les grains détritiques.

L' "aspect" minéralogique du ciment argileux ne s'établit qu'après la formation du dépôt au cours de la diagenèse et de l'épigenèse.

Suivant la nature de la cristallisation on peut distinguer :

- a) ciment microagrégé : la substance agrégée est faiblement recristallisée. Les différentes écailles ont des dimensions inférieures à 2 μ . Ce ciment polarise faiblement.
- b) ciment écailleux ou lamellaire : la substance argileuse est faiblement recristallisée en lamelles de 2 à 15 μ .

- c) ciment vermiculiforme : ce ciment est caractérisé par une accumulation de feuillets en agrégats vermiculiformes.
- d) ciment lépidoblastique : la substance argileuse est complètement recristallisée en séricite, chlorite, ou en mélange des deux minéraux en cristaux de 10 à 50 et même 100 μ .
- e) ciment en copeaux : recristallisation totale généralement en séricite.

Remarque :

Les types d et e de cristallisation sont caractéristiques de roches ayant subi l'action du métamorphisme initial.

- b) Le ciment chimioène : ce ciment se forme par précipitation de minéraux à partir de solutions comblant les pores. Ces minéraux qui prennent naissance aux divers stades de formation de la roche peuvent se remplacer métasomatiquement les uns les autres. Le ciment chimioène se trouve habituellement dans les grès relativement bien classés où la présence de substance argileuse ne contrarie pas la formation et le déplacement des solutions.

Suivant la nature de la cristallisation, on peut distinguer :

- a : le ciment poeciloblastique : le matériel de cimentation forme de grands cristaux dont chacun contient une plus ou moins grande quantité de grains détritiques;
- b : le ciment cristallogrené : les cristaux du matériel de cimentation présentent des orientations optiques différentes. La texture peut être équi- ou hétérogranulée.
- c : le ciment d'encroûtement : le ciment se place autour des grains détritiques sous forme de bordures à orientation optique uniforme ou très souvent aussi ces bordures sont constituées d'individus cristallins disposés perpendiculairement aux grains (encroûtement radial).

- d : le ciment amorphe : ciment sans texture cristalline.
- e : le ciment finement agrégé : le ciment est constitué d'une masse finement agrégée d'extinction inégale.
- f : le ciment lépido- ou nématobastique : individus cristallins allongés, ou en lamelles, disposés sans ordre.
- g : le ciment fibreux : ce ciment est constitué d'individus formés de fibres accolées.

Dans la minette lorraine, nombre de types texturaux sont présents.

J'ai préféré ne pas dissocier leur étude de celle des paragénèses. En effet, la composition minéralogique est le résultat, le stade actuel, d'un ensemble de processus physico-chimiques qui ont progressivement amené les éléments en présence en un équilibre (1). Cet équilibre est une association minérale ou paragénèse, où le ciment ainsi que les grains détritiques se présentent avec des figures texturales déterminées.

(1) Cet équilibre vers lequel tendent les corps chimiques est constamment remis en question dans le cycle d'évolution des roches. L'histoire peut en être partiellement ou totalement retracée par l'observation des formes que prennent les divers minéraux à une étape donnée.

CHAPITRE V

Les arénites.

1. Introduction -

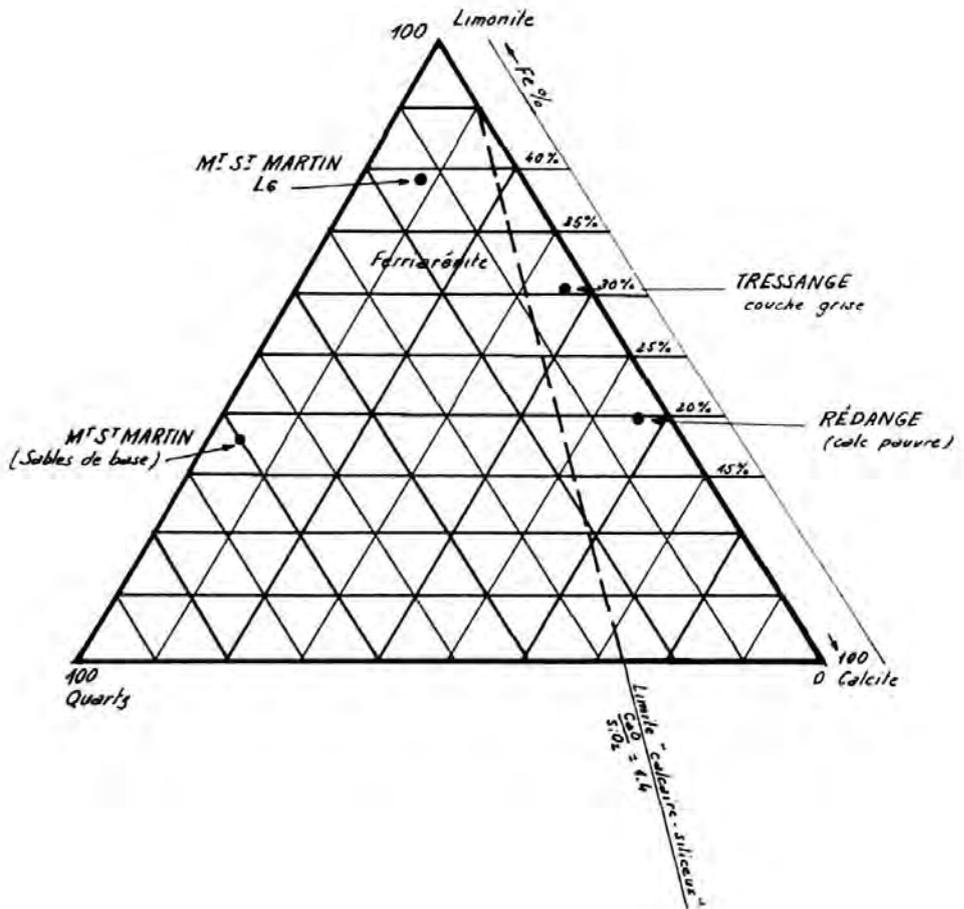
Les arénites étant arbitrairement limitées granulométriquement à 4 mm, en toute rigueur, il conviendrait de nommer rudites, certaines roches à grains détritiques grossiers constitués essentiellement de granules et de débris de coquilles ou de tests entiers de bivalves. Ces roches ne présentent pas cependant une individualité nettement tranchée, et tous les termes de passage aux arénites existent; la limite supérieure de la dimension des constituants de ces roches est de l'ordre de quelques millimètres. Il est donc préférable de considérer ces termes pétrographiques comme des arénites grossières plutôt que de les étudier en une catégorie indépendante.

Que les arénites soient de nature siliceuse ou calcaire et quelle qu'en soit la couleur actuelle, couleur qui a été retenue par J. BICHELONNE et P. ANGOT (1939) pour caractériser de nombreuses couches de la série ferrifère, les arénites présentent très généralement des structures en stratification oblique.

L'étude microscopique permet de distinguer plusieurs associations minérales, ou paragenèses, fondamentales. Le caractère commun qui en est la structure conduit à se poser la question suivante : quelle est l'affinité de ces divers faciès les uns vis à vis des autres ?

FIG. 21

CLASSIFICATION DES ARÉNITES OXYDÉES EN FONCTION DES TROIS
CONSTITUANTS MINÉRALOGIQUES FONDAMENTAUX : CALCITE . LIMONITE . QUARTZ



En anticipant sur les conclusions qui découlent de l'analyse pétrographique des arénites, les divers types pétrographiques dérivent par réduction postérieure d'un même état initial qui serait un dépôt détritique des trois constituants : oolithes de limonite, grains de quartz et débris de coquilles. Ce mélange peut être repéré sur un diagramme ternaire dont les sommets sont les trois constituants minéralogiques fondamentaux (fig. 21). Selon la proportion relative de ces trois composants, la roche est pauvre ou riche en fer, calcaire ou siliceuse. Dans le détail, cette classification se superpose à une réalité granulométrique. On constate en effet que les arénites grossières sont essentiellement calciques. Les arénites moyennes sont constituées d'oolithes, de quartz et de débris de coquilles. Ce sont ces arénites qui représentent l'essentiel des couches minéralisées de la formation. Les arénites fines sont fréquemment très riches en débris de coquilles, quelquefois uniquement constituée de grains de quartz. Les termes de passage aux lutites, les microarénites sont essentiellement quartzieuses : ce sont les microgrès.

2. Structures -

2.1 - Structures primaires.

Les arénites montrent toujours des figures où les unités élémentaires, ou laminae, sont disposées en paquets superposés. Dans chaque série de feuillets, les diverses laminae parallèles sont inclinées avec une pente déterminée. Ces figures sont des structures en stratification oblique et présentent donc trois niveaux de complexité (cf. chap. III, conclusions).

La caractéristique essentielle de ce type de dépôt est la pente des feuillets; on constate que celle-ci est liée à la dimension des grains détritiques du sédiment et d'autant plus faible que les grains sont plus petits. Par conséquent, plus la pente est élevée et plus petite est la surface des laminae. De toute façon, les paquets de laminae sont le plus souvent des unités de faible puissance.

Pratiquement trois variétés de structures primaires peuvent être distinguées :

- arénite grossière : stratification oblique
- arénite moyenne : stratification entrecroisée
- arénite fine : stratification ondulée oblique.

a) Stratification oblique : (PL II-1, PL III-2)

La stratification oblique consiste en plusieurs séries de feuillets inclinés vers les limites de séparation de ces séries. La formation d'une lamina élémentaire provient du dépôt de particules transportées par un courant. Ces particules sont traînées le long du versant en pente douce et tombent sur le versant raide en aval où elles se déposent. Le cycle recommence pour la formation de chaque feuillet d'une série, les autres conditions restant les mêmes. Une unité complète devrait donc présenter des laminae en S dont les bords supérieurs et inférieurs seraient asymptotiques au toit et au mur de la série (R.R. SHROCK 1948). Cependant, les mouvements alternatifs de l'eau entraînent l'accumulation des feuillets ou de séries de feuillets avec érosion possible des feuillets ou séries déjà déposées (N.M. STRAKHOV 1957). De ce fait, deux unités de stratification oblique reposent l'une sur l'autre, séparées par une surface d'érosion.

La stratification oblique que l'on peut observer en Lorraine a toujours trait aux arénites grossières, c'est-à-dire aux termes de fin de séquence (cf. chap VIII §3): le plus souvent les strates ne sont formées que d'une unité de 5 à 10 mètres de longueur et 40 à 60 centimètres de puissance et dont les feuillets présentent des pentes maximum variant entre 30 et 35°. Perpendiculairement à la direction d'apport, on constate que les laminae dessinent des lignes arrondies à concavité tournée vers le haut. Ces laminae sont constituées de débris plats de coquilles et de granules. L'orientation des débris de tests de mollusques est caractéristique : ces grains ont tendance à présenter leur face convexe vers le haut, les débris plus petits et plats par contre s'orientent de manière perpendiculaire à la lamina (PL III-2).

b) Stratification entrecroisée :

Signalée pour la première fois par L. CAYEUX (1922) cette structure est abondamment représentée. La majorité des couches de minerai exploitées, en effet, présentent la structure en stratification entrecroisée (PL II-2, 3, 4, 5).

Par définition, la stratification entrecroisée est une stratification oblique, dont chaque série de feuillet est caractérisée par une direction du courant d'apport différente de la série susjacente. Les variations locales de la direction du courant déterminent une imbrication des unités (R.R. SHROCK 1948).

Cette définition s'applique-t-elle aux figures observées dans la série ferrifère ? Lorsque l'on peut observer plusieurs bancs verticaux taillés dans les couches, autour des plis par exemple (cf Chap. III §1), on constate que la plupart présentent des strates imbriquées dont les feuillets se recoupent en biseau d'une unité à l'autre. Cependant, et de manière systématique, l'un des plans, de direction bien déterminée, ne montre que des feuillets à même direction de pendage. Il s'agit donc d'une stratification oblique constituée de nombreuses séries supersposées. Classiquement, la direction moyenne du courant d'apport peut être déterminée à l'aide d'un canevas de Wulff sur lequel on porte pour chaque série de feuillets, la pente et la direction du pendage des laminae. Pour la minette, cette méthode s'avère inutile : la direction est déterminée par le plan vertical où les diverses laminae présentent des pendages de même sens. Cette direction a pu être déterminée pour la couche grise du bassin de Landres-Ottange en quelques points : la direction définie est voisine de NE-SW (1).

La dimension des unités est assez variable : de 10 à 30 mètres de longueur pour une puissance de 10 à 30 cm. Dans chaque série de feuillets, les laminae se présentent en lames concaves vers le haut et parallèles aux limites inférieures de la série. Les pendages des laminae dans le plan d'apport sont de 10 à 25°.

Fréquemment, on observe un enrichissement en particules rondes et lourdes, en l'occurrence en oolithes, de la base des unités (PL III 1); cette anomalie apparente ne correspond nullement à un granuloclasement mais comme le signale F.P. KOPSTEIN (1959), au fait que les grains ronds roulent plus loin que les particules planes lorsqu'ils tombent sur le fond. Les particules planes se disposent en travers de la direction de progression.

Classiquement cette structure est déterminée par son "échelle" ou nombre de séries de feuillets au mètre. La puissance des unités semble en étroite corrélation avec la dimension des particules déposées et le pendage des laminae.

(1) Cette direction s'avère coïncider avec l'axe du bassin.

Quelques mesures effectuées ont montré que l'échelle variait de 8 unités par mètre pour des pendages élevés (environ 20°) à 16 unités par mètre pour des pendages nettement plus faibles : 15 à 20°. Or, la pente est liée à la dimension des grains. Il semble qu'il puisse y avoir là un moyen commode de connaître en première approximation la dimension des particules (1).

c) Stratification ondulée oblique :

N.M. STRAKHOV (1957) a défini cette structure comme le type de dépôt réalisant la transition avec la stratification horizontale des roches plus fines. Les laminae sont faiblement pentées mais fréquemment ondulées.

Les pentes des feuillets sont très faibles 0 à 10° et les unités présentent une extension horizontale très grande, souvent de l'ordre de la centaine de mètre. Comme d'autre part, ces roches très pauvres en fer ne sont qu'exceptionnellement recoupées par les travaux miniers, l'étude sur sondages en est très délicate : sur carottes cette structure se marque par des séries de feuillets assez peu épaisses (10 à 20 cm) composées de laminae ondulées ou horizontales (PL III-1)

Ces roches sont le plus souvent des calcarénites et parfois des microgrès.

d) Structures associées.

La principale structure associée à la stratification oblique est celle des rides de courant ou "ripple marks" (PL. III-4). Lorsqu'un courant glisse sur un sable avec une certaine rapidité, les particules se déplacent et se disposent en rides parallèles dissymétriques, leur direction restant perpendiculaire à celle du courant (R.R. SHROCK 1948).

(1) A ce titre F.J. PETTIJOHN (1957) signale les études de W. SCHWARZACKER (1953) très significatives : pour 25 points, un coefficient de corrélation égal à 0,58 a été trouvé. Les unités présentaient des puissances de 0 à 320 cm pour des particules dont la médiane variait de 0,200 à 1,2 mm.

Les paramètres caractéristiques de ces structures sont la longueur entre crêtes, l'amplitude ou hauteur des crêtes. Dans une même strate, les valeurs de ces paramètres sont très variables : certaines figures montrent des longueurs entre crêtes de 7 à 10 cm (Ste Barbe, couche grise), alors que d'autres présentent des longueurs de plus d'un mètre (Tressange, couche grise). Les amplitudes sont par contre toujours faibles et de l'ordre de quelques centimètres.

Cette structure n'est en fait observable que lorsqu'elle est le siège de dépôts détritiques très fins : lutites et microgrès. L'épaisseur de ce film est nettement plus forte dans les creux entre crêtes : 1 à 10 mm. Elle diminue sur les crêtes et peut être souvent absente (0 à 1 mm).

Lorsque ce dépôt est constitué de lutites, sur le versant amont peu penté, on observe fréquemment des lamelles plates orientées, parallèles à la pente, de muscovite détritique.

La structure en ripple marks est directement liée au type de dépôt détritique des arénites (1) elle se place toujours à la surface des séries de feuillets. Après le dépôt d'une série de laminae en effet, on note une rémission de la sédimentation soit par non apport de détritiques, soit par diminution de la compétence du courant. Ces deux facteurs permettent la formation de cette structure et lorsque la force du courant est suffisamment faible, le dépôt de détritiques fins; ces dépôts fins de lutites constituent des joints correspondant à une phase de stratification positive passive de la sédimentation (cf. chap.VIII).

Généralement, dans les arénites moyennes et grossières, ces joints sont relativement rares et discontinus, associés à certaines séries de laminae. Plus le dépôt est fin par contre et plus ces joints deviennent fréquents. Leur présence peut devenir systématique dans certaines microarénites :

(1) Les directions de courant déterminées par ces structures concordent en chaque point parfaitement avec celle indiquée par la stratification entrecroisée. Des faits semblables ont pu être observés par M. HYDE (1911) pour des sables de l'Ohio (in F.J. PETTIJOHN 1957).

de plus, les feuillets étant très étalés ces joints deviennent continus et peuvent être suivis sur de grandes distances (centaines de mètres).

Pour les arénites grossières et moyennes et dans certaines conditions de topographie du fond, latéralement les joints peuvent devenir plus fréquents et plus épais : ces faciès constituent les roches mixtes.

On observe parfois des structures dues à la chute de particules; les laminae sont déformées sur le passage du débris formé le plus souvent de lutites (PL V-3).

2.2 - Structures secondaires.

a) Les concrétions :

La structure secondaire la plus généralement observée est une structure de réorganisation chimique. Elle conduit à la ségrégation de la calcite en concrétions.

Les concrétions sont des masses sphériques, sphéroïdales ou aplaties, soit isolées soit plus ou moins fusionnées, (PL IV-1), de dimension oscillant entre 10 et 100 centimètres (1). Lorsque les concrétions sont rondes, elles portent le nom de "nodules ou rognons". Lorsqu'elles sont aplaties, les mineurs les nomment "barres". Dans certains minerais (Bazailles L 5) elles peuvent représenter plus de la moitié de la masse de minerai (Tressange grise).

On parle de concrétion lorsque le rapport $\frac{\text{longueur}}{\text{épaisseur}}$ est inférieure à 20 (PL IV.1.4), sinon on a affaire à un lit concrétionné (PL II-2, PL IV-2) (N.M. STRAKHOV 1957).

(1) L. CAYEUX 1922 en signale de plus de 1,5 m de diamètre.

Les concrétions présentent généralement leur grand axe parallèle à la stratification externe, c'est-à-dire pratiquement horizontal. Les lits concrétionnés sont par contre le plus souvent parallèles aux séries de feuillets.

Les boules recoupent indifféremment les séries de feuillets; leur centre se présente toujours comme une anomalie granulométrique et chimique par rapport à l'ensemble du banc : le plus généralement il est marqué par quelques laminae ou parties de laminae plus riches en coquilles, ou souvent par des joints de lutites ou des éléments détritiques ou brêchiques de lutites. La présence d'un joint de lutite dans l'arénite détermine fréquemment l'un des côtés de la concrétion. Bien que le contact entre la concrétion et la roche encaissante soit extrêmement brutal et se présente comme une surface de décollement parfaite, l'étude en coupe montre la continuité des laminae de la concrétion et de la roche environnante (PL IV,3). Dans la concrétion, les laminae sont très développées; dans la zone internodulaire par contre, elles sont très resserrées. La continuité des feuillets s'effectue avec contournement de ceux-ci dans la roche encaissante pouvant dans certains cas aller jusqu'à des microplicissements

Que représentent ces structures ?

La continuité de la stratification interne de la roche au travers des concrétions indique un développement postérieur de cette structure. Elle correspond à une ségrégation de la calcite. L'origine de ce phénomène est à voir dans les transformations subies par la roche après son dépôt et correspondant à une réorganisation des éléments chimiques. Ainsi que le signale H. RAMBERG (1952), du fait des différences d'énergie de surface, l'énergie libre de la substance concrétionnaire est plus faible lorsque cette substance est regroupée plutôt que dispersée. Or, la stabilité d'une espèce minérale est d'autant plus forte que cette énergie libre est plus faible. C'est pourquoi ce phénomène est fréquent dans les roches sédimentaires pour ses constituants mineurs (F.J. PETTIJOHN 1957).

Les concrétions se sont réalisées par déstabilisation du carbonate de calcium constitutif des débris de coquilles, migration vers les pôles d'attraction et par précipitation de calcite. C'est ainsi que lorsque les centres d'attraction sont peu individualisés, la ségrégation s'est opérée en lits concrétionnés autour de laminae plus calciques. Ces barres sont nombreuses, peu épaisses.

L. CAYEUX (1922) considérait les concrétions comme liées à une action dynamique de classement des matériaux : "plus la place réservée aux nodules est grande, et plus la part à faire aux agents dynamiques est importante". Cette interprétation était basée sur l'observation à débris détritiques grossiers. En fait, même dans un ensemble homogène on peut observer des concrétions : ce sont alors les lits concrétionnés.

L'étude de la composition chimique est particulièrement suggestive : E. SEIBOLD (1955) a pu montrer que seul CO_2 Ca a migré : ses éléments associés et plus particulièrement le phosphore restent dans les espaces internodulaires (1).

Remarque :

A côté de la calcite, dans les paragenèses à sidérose et pyrite, on peut observer des ségrégations de ces deux minéraux : la sidérose se présente en lits concrétionnés plutôt qu'en boules. Fréquemment des filonnets très contournés partent de la concrétion et s'estompent dans la roche encaissante. De manière très générale, un fait remarquable est à signaler : si l'arénite à paragenèse sidéritique comporte un joint de lutite, la ségrégation de la sidérose s'effectue dans ce joint : disloqué en de nombreux lambeaux alignés suivant la stratification interne de la lutite, ce joint montre une cimentation de sidérose recristallisée (2). On observe alors une importante augmentation de puissance du joint pouvant atteindre une dizaine de fois son épaisseur primitive.

La pyrite par contre s'observe en agrégats et plus rarement en filonnets. Les agrégats de 10 à 20 mm de diamètre, souvent fusionnés, se présentent le plus souvent dans un horizon privilégié de l'arénite. C'est ainsi que lorsqu'une arénite repose sur des roches riches en lutite, la ségrégation s'effectue dans l'arénite très près du contact des deux strates.

(1) Les concrétions calcaires sont nettement plus dures que la roche encaissante. Ainsi s'explique la différence très sensible des teneurs en fer du "fin 0-10 mm" et du "gros 10-200 mm" provenant du broyage à 200 mm du tout-venant. Le gros pauvre titre 26 à 28 % de fer. Le fin titre 33 à 36 % de fer.

(2) Ces ségrégations permettent de se faire une idée de la composition chimique de la sidérose (cf. § IV.3).

Il semble qu'il faille faire intervenir ici des considérations de porosité vis-à-vis des solutions intersticielles. Ces observations concordent avec celles effectuées par J. DEBYSER (1959 (1)) dans les sédiments actuels de la mer Baltique. La croissance de ces agrégats s'effectue aux dépens des constituants antérieurs qui sont complètement remplacés à l'exception du quartz qui reste en grains individualisés à l'intérieur de la concrétion.

b) Les stylolithes :

Quoique rare, cette structure apparaît dans les arénites trop riches en calcite pour qu'il puisse s'y former des concrétions.

Les stylolithes se présentent alors sous forme d'un joint dépourvu de calcite, constitué de quartz et oolithes, peu épais (5 à 10 mm) horizontal ou faiblement incliné présentant des digitations anguleuses vers le bas de quelques centimètres de longueur.

Remarques :

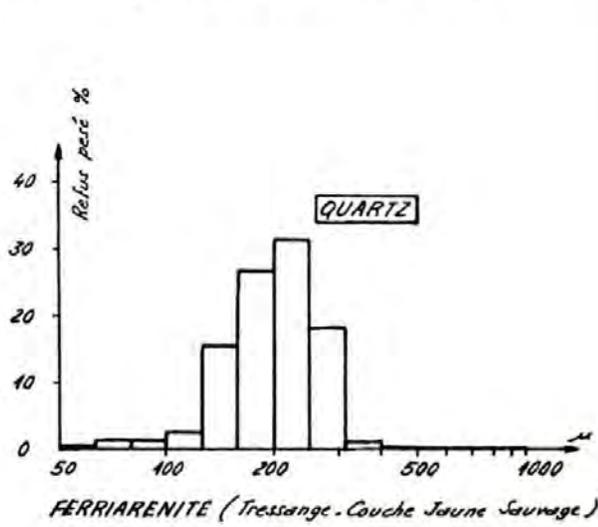
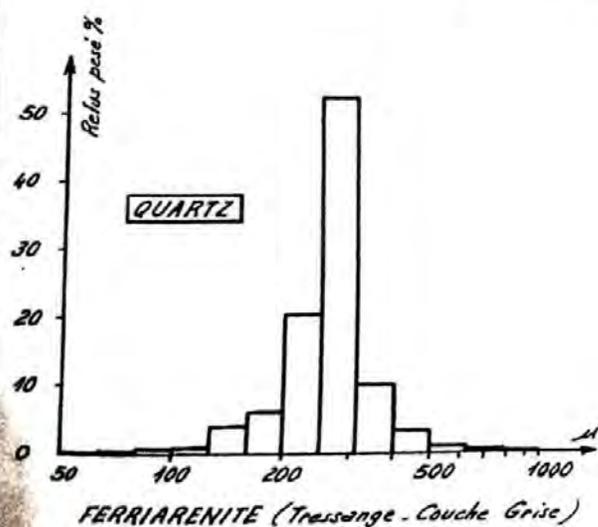
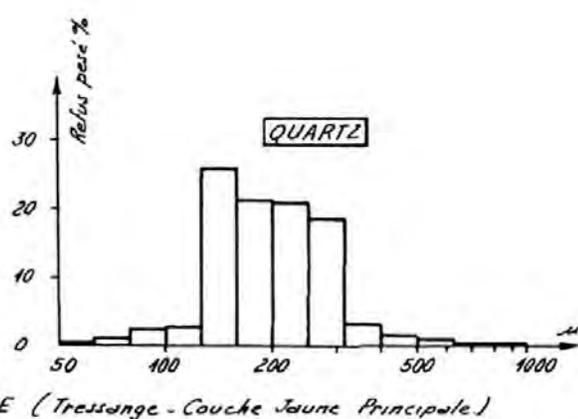
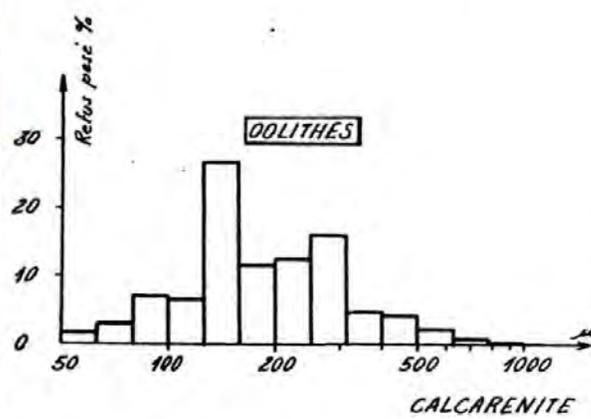
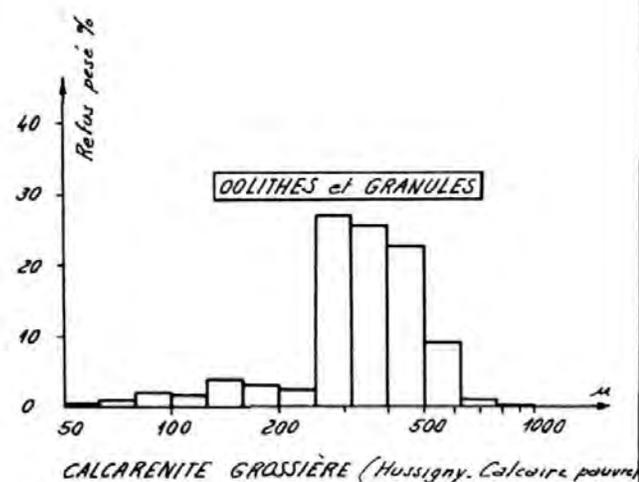
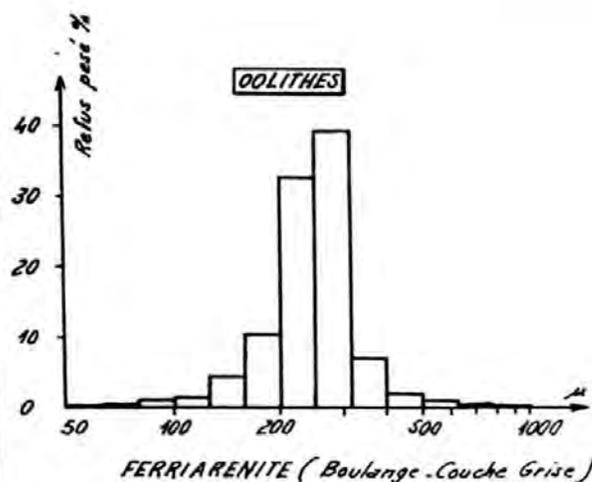
1) Les structures organiques sont très rares dans les arénites bien calibrées sans joints de lutite. Exceptionnellement, on peut observer des traces d'animaux fouisseurs qui ont brassé la roche sur leur passage. Ces traces sont des galeries à section elliptique de 1 cm environ de plus grand axe où les grains présentent des orientations quelconques. Les parois des galeries sont très nettes et le passage est brutal entre la roche désorganisée et la roche en structure primitive (PL v-2).

Ces déformations dues aux organismes peuvent être datées comme antérieures à la formation des concrétions.

2) La présence de joints de lutite dans les arénites crée une hétérogénéité mécanique. Lors de la compaction, des déformations conduisent à des contournements puis des pseudo-brèches. Ce phénomène prend toute son ampleur dans les roches mixtes (cf. chapitre VII).

(1) Communication orale.

HISTOGRAMMES DES PHASES "OOLITHES" ET "QUARTZ"
OBTENUES PAR FRACTIONNEMENT



3) A côté des déformations fluantes de l'arénite résiduelles autour des concrétions, on peut observer fréquemment une fissuration des boules. Ces fissures souvent en biseau sont partiellement remplies par le matériel constituant les espaces internodulaires. Le vide résiduel est comblé tardivement par une précipitation de minéraux divers. Les plus fréquents sont la calcite, la barytine, la sidérose et la pyrite (PL XXII-1). Ces figures indiquent une contraction de la roche. On peut leur rapprocher les stries de tassement fréquemment observées sur les corps rigides tels les coquilles.

3 - Textures.

- Texture des grains détritiques :

A quel niveau de complexité de la roche peut-on appliquer l'analyse granulométrique ? Pour être rigoureuse, l'étude doit être effectuée sur la plus petite unité homogène. Or, le prélèvement d'une lamina s'avère pratiquement impossible à réaliser. Force est donc de se reporter sur un échantillon plus important qui comportera nécessairement plusieurs feuillets, voire plusieurs séries de feuillets : aussi, bien que les laminae soient constituées de la même roche, elles diffèrent toujours légèrement quant aux dimensions et proportions relatives des constituants. Les résultats obtenus sur cet ensemble demandent donc à être interprétés avec beaucoup de prudence.

Lorsque l'échantillon de départ est prélevé dans un banc homogène nettement séparé d'autres types pétrographiques au toit et au mur, et homogène dans son ensemble, les distributions granulométriques des grains de quartz et des oolithes sont unimodales, mais toujours plus ou moins disymétriques : en effet, de part et d'autre du mode, les quantités de particules dans chaque classe granulométrique décroissent différemment : vers les fortes dimensions, la décroissance est lente. Vers les faibles par contre la tendance est à une disparition des grains (cf. fig. 22).

Tableau n° 19
 Estimateurs de la dimension moyenne et du classement
 des particules détritiques constitutives des arénites de la formation aalénienne.

Echantillons			caractéristiques granulométriques						
			oolithes			quartz			débris de coquilles
Mine	Couche	Nature	M ϕ 1	$\sigma \phi$ 1	M ²	M ϕ	$\sigma \phi$	M	M
Boulange	grise	ferriarénite	255 μ	0,46		241 μ	0,29		
Tressange	-	-	255 μ	0,42		260 μ	0,28		
Tressange	pied de grise	arénite calcaire	230 μ	0,44		253 μ	0,42		
Tressange	-	calcarénite	212 μ	0,53		227 μ	0,42		
Hussigny	calcaire pauvre	arénite calcaire	362 μ	0,37		298 μ	0,49		
Tressange	jaune sauvage	ferriarénite	184 μ	0,49		200 μ	0,39		
Tressange	jaune pple	calcarénite fine	172 μ	0,62		187 μ	0,45		
Rédange	Calcaire L1	calcarénite grossière			350 μ			350 μ	1000 μ x 200 μ
Rédange	Calcaire L2	calcarénite grossière			350 μ			350 μ	800 à 1000 μ x 200 μ
Rédange	base L2	calcarénite fine			-			150 μ	500 x 100 μ

- 1 : Indice de D.L. INMAN pour des particules séparées par fractionnement
 M ϕ : médiane, $\sigma \phi$: indice de classement (cf. fig. n° 18).
 2 : Mesures effectuées au microscope.

Cependant, dans la majorité des cas, ce phénomène n'est que peu sensible, et les distributions granulométriques s'avèrent très proches de distributions lognormales. En effet, portés sur un diagramme en probabilité les points représentatifs des fréquences cumulées décrivent des courbes très proches de droites (1), (cf. fig. 23).

a) Les oolithes :

Les oolithes triées au fractionnement à partir d'arénites minéralogiques présentent des distributions granulométriques centrées autour d'une médiane de 200 à 250 μ (cf. tableau 1952). C'est à cette dimension qu'apparaissent les plus fortes concentrations en oolithes. De part et d'autre, les oolithes deviennent rapidement absentes et sont relayées par les grains de quartz et les débris de coquilles.

Les valeurs de l'indice de classement de D.L. INMAN 1952 indiquent un bon calibrage de ces grains (cf. fig. 18). Le fait que les oolithes semblent moins bien classées que les grains de quartz s'explique aisément par la méthode avec laquelle ils ont été analysés : en effet, le fractionnement brise ces particules au cours de l'agitation mécanique dans des proportions non négligeables. Il faut ajouter aussi le fait que les oolithes sont souvent éclatées dans les espaces internodulaires (PL VII-2-3), la dissolution chimique du ciment libère les enveloppes décollées.

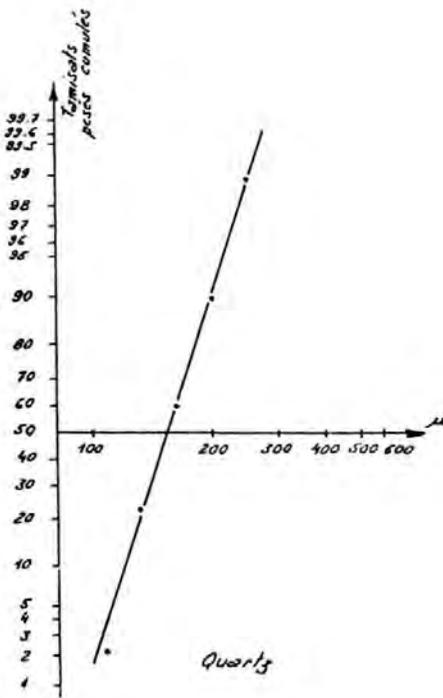
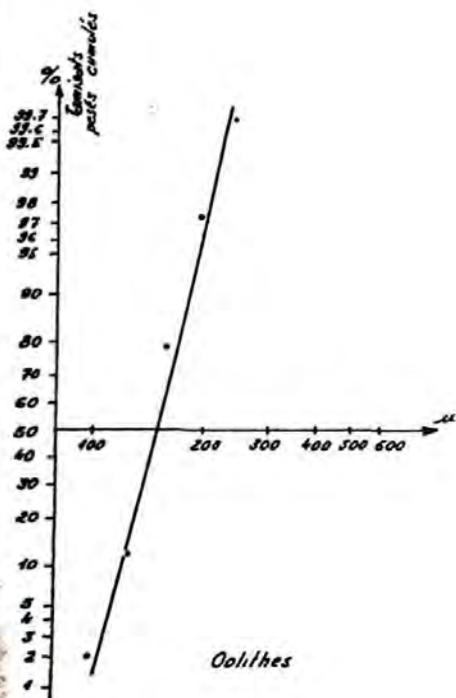
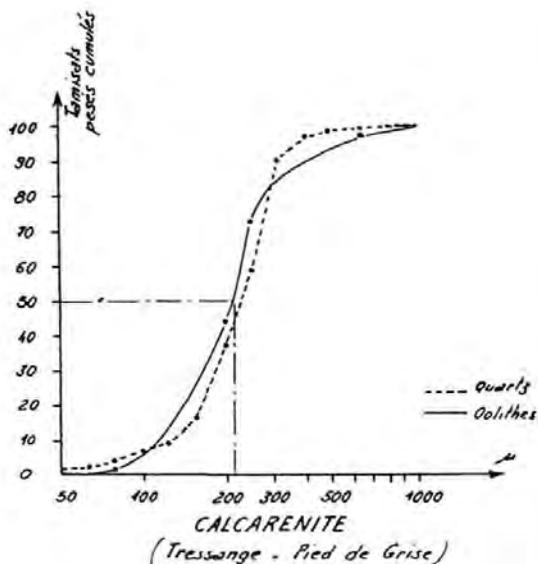
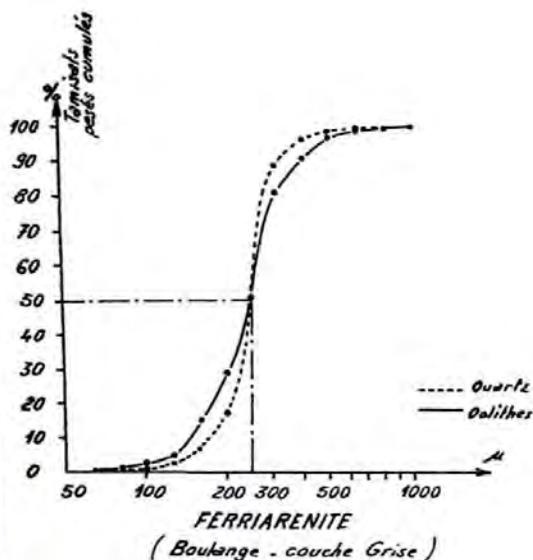
Les oolithes présentent toujours un arrondi parfait. Par contre, les formes sont très diverses à en juger par les indices de sphéricité qui varient de 0,5 à 1, et ceci souvent dans une même population (PL VII-6). Suivant les échantillons, les indices diminuent ou croissent avec la dimension, mais il n'est pas possible de définir une loi générale de variation.

La signification de la répartition des formes n'est pas très claire. Doit-on, en effet, attribuer une origine syngénétique ou différentes formes, ou bien ne sont-elles que le résultat d'une évolution postérieure ? E. CLOOS (1947) a pu mettre en évidence une déformation liée à la tectonique avec orientation des particules. Une telle hypothèse n'est pas nécessaire pour expliquer les cas de figures des oolithes de la minette, surtout du fait que, mis à part certains accidents cassants, les déformations tectoniques semblent pratiquement inexistantes.

(1) Dans ce mode de représentation, les droites dites de Henry, représentent des distributions lognormales.

DISTRIBUTIONS GRANULOMÉTRIQUES DES PHASES "QUARTZ" ET "OOLITHES"
D'ARÉNITES OXYDÉES

COURBES DE FRÉQUENCES CUMULÉES



FERRIARENITE
(Boulange - couche Grise)

Les distributions granulométriques sont très proches de distributions lognormales
(Les droites sont les droites de Henry)

D'autre part, les déformations nécessairement postérieures au dépôt entraînent des figures caractéristiques : ainsi les oolithes impressionnées, signalées par L. CAYEUX (1922), sont le fait de pressions s'exerçant entre grains : au contact de grains de duretés différentes, la particule la plus fragile se déforme et présente des figures en cupules. Ce phénomène ne semble pas uniquement mécanique et doit s'accompagner de destabilisation et migration.

Lorsque les oolithes sont constituées totalement ou partiellement de leptochlorite, elles subissent des déformations plastiques très poussées conduisant à des lames, des filets toujours fortement contournés, mais allongés dans un plan horizontal. Ce sont alors des spastolithes (PL IX-2).

Ainsi donc, la compaction conduit-elle à des formes très différentes des ellipsoïdes de révolution que sont les oolithes intactes des arénites. Il n'est pas exclu cependant que cette forme provienne d'une évolution diagénétique d'une forme sphérique sédimentaire. Les faits manquent pour conclure.

b) Les grains de quartz :

De médiane voisine de celle des oolithes, les distributions granulométriques indiquent toujours un calibrage meilleur des grains de quartz que celui des grains ferrifères (cf. fig. 22 et 23).

Les formes sont diverses, classiques pour des grains clastiques et peuvent être caractérisées par des indices de sphéricité variant entre 0,5 et 0,9. Les angles sont fortement émoussés et les valeurs des indices d'arrondi de 0,5 à 0,7 indiquent une usure des grains ayant nécessité un roulage relativement long. N.M. STRAKHOV 1957 pense même qu'un tel arrondi ne peut s'expliquer par un seul cycle sédimentaire. Il faudrait alors penser que les quartz de la minette proviennent d'une roche sédimentaire gréseuse érodée.

Cependant, et brusquement, pour les grains plus petits que 125μ , les indices deviennent extrêmement faibles. Les particules quartzeuses sont de formes quelconques et très anguleuses. Ces faits s'accordent avec les observations de G. MILLOT 1949 et F.J. PETTIJOHN 1956. Il semble que les particules plus petites qu'une certaine dimension limite, ne sont plus susceptibles d'être usées au cours de leur transport.

c) Les débris de coquilles :

L'analyse granulométrique directe des débris de coquilles est impossible, du fait de recristallisation du carbonate de calcium constitutif. Seules, les mesures effectuées au microscope permettent de se faire une idée des dimensions de ces particules (PL VI-1-6).

Les débris de coquilles sont très plats : leur longueur est de 3 à 6 fois plus grande que leur plus petite dimension, ce qui amène à des indices de sphéricité de 0,1 à 0,3. Il apparaît dans ce cas, très difficile de définir une dimension moyenne, et pour comparer des constituants avec les autres grains détritiques il est nécessaire de ne considérer qu'une des dimensions : à cet égard la plus grande longueur paraît la plus commode. De manière générale, les débris de coquilles ont des longueurs de 3 à 4 fois plus grandes que la dimension moyenne des grains de quartz associés. Quoique de forme aplatie, les débris de coquilles n'en possèdent pas moins un arrondi qui indique une usure parfois importante (indice de rondeur : 0,3 à 0,7).

d) Détritiques divers :

La muscovite est présente lorsque l'arénite est suffisamment fine pour contenir des quartz de quelques dizaines de microns. Plus généralement, elle est totalement absente.

Par contre, à la base des strates d'arénite en stratification entrecroisée, et reposant directement sur des roches plus fines (lutites et microgrès), très fréquemment on observe des galets arrondis, de plusieurs millimètres de dimension moyenne, de lutite (PL V-4) : ces fragments sont interstratifiés avec les autres détritiques dans les feuillets. On peut se demander s'il ne s'agit pas du bano sous-jacent non encore induré, repris dans la nouvelle sédimentation.

Cependant, le même phénomène se reproduit dans les arénites grossières au toit du banc minéralisé. Là aucune explication valable n'a pu être donnée.

Remarque :

L'étude des distributions granulométriques des grains de quartz et des oolithes conduit à une analogie certaine des deux populations : elles sont en effet très voisines dans un même échantillon, avec cependant un décalage pour les grains de quartz qui apparaissent le plus souvent plus gros que les oolithes. Ces faits s'accordent bien avec la considération des densités respectives du quartz (2,65) et des oolithes (3,7 en moyenne : M. ROUBY 1959 cf. fig. 17). On est ainsi conduit à formuler l'hypothèse d'une sédimentation parallèle de deux produits dans un même courant. Cette observation complète, si besoin est, celle des structures pour assigner une mise en place essentiellement détritique des constituants des arénites.

Cette conclusion est également valable pour les débris de coquilles, mais l'impossibilité de les isoler ne permet pas de comparer directement par les mêmes méthodes leur distribution granulométrique à celle des grains de quartz et des oolithes.

4. Les paragéneses -

La paragénesis est par définition l'ensemble des minéraux d'un même échantillon, dont l'association s'explique par la liaison génétique existant entre eux. Cette association peut être conditionnée par la formation simultanée ou successive des minéraux, ou par la formation d'un minéral à partir d'un autre par substitution (Breithaupt (1)).

Indépendamment de la proportion relative des constituants et de leurs dimensions, les arénites peuvent se classer en 6 paragenèses fondamentales caractérisées chacune par l'apparition d'un minéral. Ce sont : les paragenèses oxydées, chloriteuses, à sidérose, à pyrite et la paragenèse à oxydes de fer et la paragenèse d'altération. Quoique tous les termes de passage existent entre ces paragenèses, puisqu'elles sont le résultat d'une évolution graduelle, les nouveaux minéraux n'apparaissent qu'au-delà d'un seuil déterminé par les conditions physico-chimiques du milieu.

(1) in "Dictionnaire géologique", de l'Institut Recherches géologiques de l'URSS, 1955.

TABLEAU n° 20

Composition chimique d'arénites oxydées
(cf. figure n° 9 pour la définition minière de ces arénites)

Mine	Couche	Fe	Fe ⁺⁺	SiO ₂	Quartz	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	CaO	MgO	Mn	P	CO ₂	H ₂ O	S
Hayange	rouge	38,90	0,50	6,89	3,13	5,32	10,90	1,19	0,20	0,72	8,17	9,37	0,04
Bréhaïn		38,85	2,51	10,75	5,45	5,54	9,35	1,35	0,19	0,78	6,73	9,08	0,06
Montrouge	rouge sup ^{re}	37,85	0,85	7,28	3,65	4,94	12,95	1,17	0,19	0,72	9,48	8,41	0,03
Boulangé	rouge	35,80	1,30	8,52	4,40	5,18	13,55	1,45	0,21	0,74	10,06	7,91	0,09
Montrouge	grise	34,30	0,95	9,74	6,20	4,46	15,05	1,03	0,20	0,72	11,29	7,36	0,03
Errouville	grise	34,10	1,73	8,43	5,25	4,28	16,00	1,09	0,19	0,68	12,20	7,80	0,03
Bure	jaune princ.	33,45	2,35	8,60	4,25	5,10	15,45	1,18	0,19	0,76	12,37	7,48	0,03
Joeuf	rouge	33,35	2,00	5,81	2,10	4,30	17,65	1,20	0,24	0,72	13,86	7,27	0,09
Hettange-Grande	jaune sauv.	33,15	1,42	6,44	0,11	3,45	21,55	1,50	0,23	0,62	19,00	6,10	0,04
Loutiers	rouge	33,15	1,90	6,98	3,50	4,35	17,60	0,99	0,24	0,65	13,35	7,40	0,14
Aumetz	grise	32,40	2,40	7,30	4,25	4,00	19,50	1,15	0,16	0,71	15,60	6,80	0,04
Homécourt	jaune-rouge	31,15	1,90	8,73	4,09	4,73	17,90	1,04	0,26	0,63	13,76	7,66	0,05
Tressange	grise	30,90	1,90	7,00	3,85	4,20	20,40	0,75	0,18	0,64	15,00	6,80	
Boulangé	grise	30,80	1,80	8,88	5,70	3,93	19,00	1,17	0,27	0,69	14,35	6,83	0,05
Bure	jaune-sauv.	28,10	1,60	7,10	3,55	3,70	22,00	0,87	0,20	0,62	17,45	7,30	0,06
Burbach	rouge moy.	27,03	1,80	8,08	4,95	4,01	22,75	1,09	0,20	0,56	17,45	6,55	0,05
Aumetz	grise	26,30	2,10	7,25	4,10	3,20	24,65	1,45	0,25	0,51	19,00	6,00	0,10
Boulangé	grise	24,82	1,82	7,60	5,10	3,45	27,20	1,10	0,15	0,54	20,20	5,40	0,05
Bure	rouge princ.	22,20	1,20	4,10	2,00	3,20	30,20	0,61	0,18	0,52	23,35	5,20	0,04
Tressange	jaune princ.	19,70	1,90	6,00	3,60	2,90	31,60	0,75	0,20	0,49	24,50	5,50	
Bure	crass.de J.S.	17,90	1,60	3,35	1,32	2,35	35,30	0,65	0,21	0,43	27,00	4,40	0,03
Rédange	L2 infre	15,00	0,55	5,58	3,55	2,51	33,80	0,79	0,15	0,39	27,89	3,84	0,02
Rédange	L1	10,35	0,30	3,52	2,05	1,59	42,05	0,46	0,15	0,27	33,61	2,61	0,04
Rédange	L2 inf.re	9,80	1,90	5,79	3,45	1,66	40,90	1,04	0,19	0,34	33,02	2,77	0,02

Sur ces six paragénèses, deux s'individualisent nettement et correspondent à des faciès locaux d'altération supergène en bordure des affleurements ou d'altération profonde donnant la paragénèse à magnétite (cf. § X-4). Les quatre autres paragénèses correspondent à des stades successifs de la réduction.

4.1 - Paragénèse oxydée.

Cette paragénèse est caractérisée par la limonite (1), la calcite et le quartz.

La composition chimique (tableau n° 20) traduit ce mélange.

La structure secondaire en concrétions a créé une hétérogénéité qui se traduit par des figures texturales nettement différenciées suivant que l'on est dans les ségrégations de calcite ou dans les espaces internodulaires.

- a) dans les concrétions (PL VI-1-2), le tassement des grains détritiques est très faible. On observe généralement moins de 0,1 contact par grain. Ce faible tassement ne peut être syngénétique. Il faut supposer une dilatation des laminae au cours de la ségrégation du carbonate de calcium. Les grains intacts sont cimentés de manière basale par de la calcite. Cette matrice se présente en petits cristaux engrenés de tailles variables (50 à 200 μ). Très souvent les débris calciques et surtout les débris d'échinodermes présentent des accroissements secondaires : le grain primitif reste à l'état de reliques limonitiques à l'intérieur d'un seul cristal de calcite qui a souvent des dimensions largement supérieures.
- b) dans les zones internodulaires (PL VI-2-4) le tassement des grains détritiques est très important (0,7 à 1,2 contact par grain). Les oolithes sont souvent brisées : elles présentent des figures d'éclatement sous la pression des autres grains et en particulier des particules de quartz. Ce sont des fentes en biseau, ou des décollements d'enveloppes. Parfois certains grains montrent des figures d'impression. Tous ces constituants sont cimentés dans une matrice de limonite fine de distribution très irrégulière entre les grains, et les vides restant sont partiellement comblés de calcite finement recristallisée (10 à 50 μ).

(1) le seul minéral oxydé étant la limonite, le terme couramment adopté d' "arénite oxydée" se justifie.

Tableau n° 21
Composition chimique d'arénites chloriteuses.
(cf. fig. n° 9 pour la définition minière de ces arénites).

Mine	Couche	Fe	Fe ⁺⁺	SiO ₂	Q	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	CaO	MgO	Mn	P	CO ₂	H ₂ O	S
Amermont	grise	33,95	5,65	6,23	1,20	4,33	16,05	1,40	0,31	0,86	14,60	7,40	0,10
"	"	28,25	7,10	9,28	5,10	4,02	19,30	1,47	0,29	0,78	18,50	5,90	0,17
Anderny	grise	35,85	7,35	7,09	0,87	4,35	14,50	1,80	0,29	0,68	12,65	7,90	0,03
Angevillers	"	31,80	6,20	6,68	1,50	4,18	17,75	1,73	0,20	0,72	16,32	6,32	0,09
Bazailles	L4	37,30	10,75	18,23	9,13	4,68	5,25	2,85	0,39	0,63	7,31	7,58	0,08
"	L5	34,95	8,20	25,12	17,65	4,04	4,45	2,38	0,37	0,55	5,68	7,37	0,17
Boulange	noire	36,20	7,30	19,12	12,10	4,10	6,25	2,63	0,34	0,72	7,64	7,49	0,11
Bure	grise	29,85	4,95	6,76	3,30	3,80	20,25	1,35	0,25	0,82	17,66	6,38	0,02
Droitaumont	"	40,05	5,25	8,19	2,97	5,16	9,1	1,55	0,26	0,75	8,67	8,89	0,03
Giraumont	"	38,70	7,30	6,66	1,52	5,10	10,90	1,56	0,31	0,76	11,05	8,28	0,04
"	"	31,10	7,05	9,45	4,95	4,39	17,20	1,50	0,25	0,68	15,75	6,80	0,04
Havange	cr. de grise	19,60	5,00	5,85	2,20	2,85	31,80	1,35	0,17	0,45	25,00	4,20	0,06
Hettange G ^{de}	grise	30,10	6,11	5,74	1,65	3,59	20,30	1,45	0,22	0,86	18,50	6,25	0,03
Hussigny	noire	35,25	6,05	16,88	9,85	4,72	7,95	2,14	0,28	0,72	8,38	7,79	0,03
Jarny	grise	38,40	8,40	7,58	5,60	5,60	10,30	1,80	0,24	0,81	9,00	9,20	0,20
"	"	40,80	6,35	5,84	0,80	4,54	9,30	1,67	0,31	0,99	10,34	8,11	0,05
Joeuf	rouge	30,30	6,15	5,26	2,07	3,08	20,3	1,48	0,35	0,59	18,40	6,45	0,29
"	jaune	30,90	7,45	6,64	2,95	4,14	18,05	1,75	0,28	0,68	17,48	7,13	0,08
Joudreville	grise	34,03	7,55	6,31	1,23	4,30	16,27	1,48		0,71	15,13	6,89	0,12
la Mourière	noire	38,90	5,75	17,75	15,21	3,38	5,25	1,72	0,35	0,92	6,08	8,23	0,04
la Mourière	verte	35,00	5,90	25,03	17,65	4,60	4,85	2,10	0,30	0,83	4,67	7,68	0,07
Mairy	grise	39,25	10,25	7,71	1,5	4,70	10,65	2,10	0,30	0,74	10,50	7,90	0,07
Ottange I-III	jaune pl _e	32,15	6,95	6,47	3,00	4,46	17,60	1,51	0,24	0,78	15,80	7,00	0,12
St Pierremont	rouge	28,80	8,80	5,87	1,50	4,00	20,15	1,70	0,30	0,56	20,16	5,84	0,04
Sancy	grise	32,00	5,25	6,37	2,40	4,00	17,65	1,57	0,27	0,73	16,11	6,89	0,05
Tressange	inter B-G	11,24	2,85	5,33	3,58	1,74	35,34	0,61	0,17	0,21	28,44		

L'origine de la limonite fine du ciment est à voir dans le phénomène de ségrégation de la calcite. Les débris de coquilles présentent toujours en effet un recouvrement plus ou moins important de limonite. Lors de la migration du carbonate de calcium, la limonite reste sur place et cimente les autres particules. Les formes reliques de limonite de recouvrement de coquilles sont assez fréquentes (PL VI-2). S'ajoute également la limonite provenant du bris des oolithes.

Suivant les pourcentages respectifs des trois constituants fondamentaux de ces arénites, les teintes observées varieront du brun, jaune, rouge aux teintes très pâles, blanches ou blanc jaunâtre.

4.2 - Paragénèse chloriteuse.

Cette paragénèse est caractérisée par l'abondance de leptochlorites en ciment, la limonite en oolithes, le quartz, la calcite, et la sidérose peu abondante. L'analyse chimique (tableau n° 21) accuse la présence de leptochlorites par une plus forte proportion de FeO et MgO par rapport aux arénites oxydées.

La même dualité texturale subsiste entre les concrétions calcaires et la roche encaissante.

a) Les concrétions : (PL VII-5-6).

Dans les concrétions calcaires, les oolithes se montrent constituées d'auréoles alternées de leptochlorites jaune verdâtre et de limonite sans changer visiblement de forme (1). Les grains de quartz s'avèrent corrodés par une pellicule de sidérose (S. CAILLERE et F. KRAUT 1954) : ce ciment de corrosion conserve la forme extérieure primitive du grain, mais le remplace en suivant, semble-t-il, des directions privilégiées (PL XI-5). La sidérose se développe en cristaux très fins engrenés. Les débris de coquilles restent conservés, mais leur recouvrement primitif de limonite est partiellement remplacé par une pellicule de leptochlorite. Le ciment est constitué de tâches de leptochlorites vert-pâle constituées de petites fibres engrenées et de larges tâches de calcite en cristaux de plusieurs centaines de microns. Cette matrice calcaire est isogranulée.

(1) Des observations semblables ont été réalisées par les auteurs russes : L.B. ROUKHINE, SERDIOUTCHENKO, L.N. FORMOZOVA 1953, V.I. GRIAZNOV et D.P. KHOROICHEVA 1957.

b) Les zones internodulaires : (PL VII-1-2)

Dans la roche encaissante, les oolithes de limonite présentent les mêmes figures de bris que dans la paragenèse précédente. Les quartz sont ici plus profondément corrodés par la sidérose.

L'ensemble des grains détritiques est cimenté par une matrice pelliculaire de leptochlorite (PL VII-4) ce ciment de 50 µ d'épaisseur environ se montre constitué de fibres à disposition radiée par rapport au grain cimenté. Parfois il peut constituer de petits sphérolites à disposition en éventail des fibres cristallines de chlorites (PL IX-3). Cette chlorite pénètre dans les fissures des oolithes brisées et cimente souvent les enveloppes décollées. La texture pelliculaire de la chlorite ménage des pores où cristallise une calcite peu abondante. Cependant, et lorsque le tassement est très élevé, les diverses plages pelliculaires peuvent fusionner; la roche est alors cimentée par un ciment basal de chlorite, où les contacts entre les diverses pellicules se marquent par un liseré très fin mais repérable.

Dans cette paragenèse, il n'y a plus de traces de limonite fine. Celle-ci semble être à l'origine des leptochlorites : en effet, dans les termes de passage entre les arénites oxydées et les arénites chloriteuses, dans les espaces interconcrétions, on observe encore de la limonite fine; progressivement transformée, elle s'estompe dans les plages de chlorite qui se disposent alors toujours de manière pelliculaire (PL IX-6).

Les roches à paragenèse chloriteuse ont des teintes grises avec tendance au vert. Les concrétions calcaires ou les arénites plus calciques sont blanches avec une nuance verte. Certaines arénites de même paragenèse présentent des teintes "chocolat" (cf. minerai de grise, chocolat de Pienne) : au microscope ce minerai apparaît identique au minerai vert, mais le ciment pelliculaire de chlorite est très clair. La teinte rouge est due à la limonite des oolithes qui se voient par transparence au travers du ciment (1) (PL VII-3).

Remarque :

Déjà pour les arénites chloriteuses, les joints de shales argileux sont le siège de ségrégation de sidérose. Le développement de ce minéral s'effectue avec destruction de la lutite

(1) Les minerais chocolats ne s'observent qu'en bordure des accidents magnétiques.

Tableau n° 22

Composition chimique d'arénites sidéritiques et à pyrite.

Mine	Couche	Fe	Fe ⁺⁺	SiO ₂	Q	Al ₂ O ₃ +TiO ₂	CaO	MgO	Mn	P	CO ₂	H ₂ O	S
Anderny	grise	37,10	11,50	8,44	0,70	5,27	11,30	1,94	0,20	0,91	12,04	7,78	0,05
Angevillers	noire	30,65	18,60	20,60		4,76	4,90	3,65	0,40	0,66	18,18	4,01	1,07
Ida	calcaire	30,40	13,05	7,30	2,02	4,34	16,75	2,42	0,29	0,57	20,20	5,65	0,13
Rédange	grise L4	35,35	10,25	16,64	6,92	5,37	6,90	3,03	0,27	0,68	9,82	7,50	0,17
"	noire L5	32,35	24,00	17,24	10,00	5,12	4,35	4,04	0,35	0,73	17,64	4,32	2,85
Roncourt	noire	37,40	10,50	12,75	4,70	5,63	7,10	2,28	0,26	0,91	9,80	7,97	0,11
Tucquegnieux	rouge	37,80	10,10	5,64	0,85	4,70	11,70	1,88	0,31	0,68	14,00	7,50	0,04
Piennes	grise	30,80	12,45	6,88	tr	3,93	17,20	2,60	0,29	0,65	19,10	5,72	0,57

et la dislocation en résultant augmente jusqu'à 5 fois l'épaisseur initiale du joint. Quelquefois, au centre du joint apparaissent des cristaux néoformés de quartz avec des formes propres, bipyramidées. Le litage de la lutite est brutalement recoupé par certaines faces du cristal de quartz : mais la poursuite de la stratification interne à l'intérieur du cristal se marque par de fines inclusions opaques alignées. Sur d'autres parties du grain, le contact entre la lutite et le quartz est très flou, avec des figures d'interpénétration. Les sommets des prismes e_2 du quartz ont repoussé la lutite et le litage contourne ces angles.

4.3 - Paragénèse sidéritique.

Cette paragénèse est caractérisée par une deuxième génération de sidérose, indépendante de celle corrodant les quartz, et à développement abondant.

Les autres minéraux sont les chlorites, le quartz, la limonite. La calcite est souvent absente ou en voie de disparition. Cependant, certaines concrétions calcaires subsistent ainsi que les horizons coquilles grossiers où la paragénèse sidéritique comprend encore de la calcite.

La composition chimique (tableau n° 22) indique une forte proportion de Fe^{++} , MgO , CO_2 .

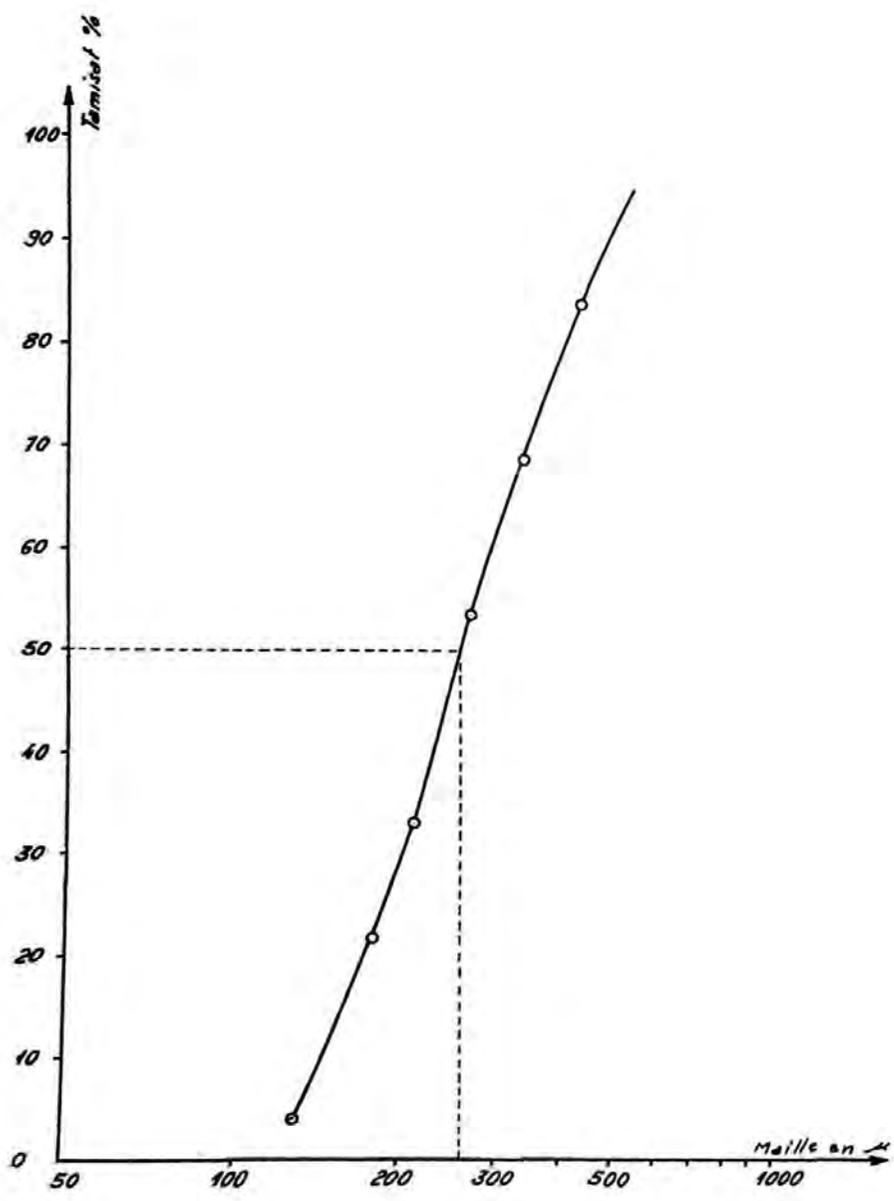
a) Concrétions calcaires et horizons coquillers : (PL IX-5). VII-6

Dans les concrétions calcaires et dans les horizons coquillers grossiers, les oolithes sont constituées de leptochlorites ou d'auréoles alternées de chlorites et de limonite. Elles sont peu déformées. Les grains de quartz sont partiellement corrodés par un ciment de sidérose microcristalline. Les débris de coquilles conservent leurs formes propres mais souvent avec des traces d'impressions dues aux autres grains et en particulier les oolithes. Ces débris calcitiques sont recouverts d'une pellicule de chlorite qui apparaît nettement sur une cassure. De manière très caractéristique, oolithes et débris de coquilles sont profondément corrodés par de la sidérose qui apparaît en petits cristaux à faces courbes,

FIG. 24

DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE DE LA SIDÉROSE

CALCARÉNITE DE L'INTERCALAIRE BRUNE-GRISE DE TRESSANGE



en forme de grains de riz, de 50 à 100 μ (1) de longueur (PL XI-4). Ces rhombes sont toujours sécants par rapport aux enveloppes des oolithes; l'un des côtés peut en épouser la forme ou bien le cristal peut se développer à cheval sur l'oolithe et le ciment (PL IX-4-5). Le ciment encore en calcite en larges plages se voit progressivement envahi par de petits cristaux de sidérose en rhombes identiques à ceux corrodant les oolithes. Dans les horizons coquillers, les tests calcaires sont épigenés partiellement par le carbonate de fer, mais cette fois les cristaux se disposent en agrégats hémisphériques radiés dont le centre est situé sur l'un des bords de la coquille (PL XI-2).

b) Zones internodulaires :

Différents types de textures peuvent apparaître : le plus fréquent montre des oolithes de limonite non déformées mais souvent éclatées, partiellement corrodées par des cristaux de sidérose : ceux-ci à faces courbes débutent toujours sur la partie externe de l'oolithe; cette face correspond exactement à celle de l'oolithe primitive; la seconde face du cristal est convexe vers le centre du grain corrodé. Dans le détail, les enveloppes de l'oolithe sont recoupées, brutalement par la face interne du cristal de sidérose. Cependant, et vers le centre du grain, les enveloppes semblent avoir été repoussées et contournent le cristal (PL VIII-3, PL IX-4).

Les grains de quartz sont fortement corrodés par une matrice microcristalline de sidérose. Les débris de coquilles en calcite sont très rares.

Les oolithes, les grains de quartz et les débris de coquilles sont cimentés par une pellicule de chlorite vert-noire peu épaisse (50 μ). On observe ensuite une seconde pellicule de même épaisseur constituée cette fois de sidérose. Fréquemment une troisième pellicule de chlorite peut apparaître. Les pores sont comblés de sidérose microcristalline ou de leptochlorites en cristaux allongés engrenés. Très souvent dans les pores, apparaît un minéral incolore microcristallin qui polarise dans les têtes du premier ordre. Ce minéral n'a pu être déterminé avec certitude jusqu'à présent, mais il est probable qu'il s'agit de phosphate de chaux (PL VIII-3).

(1) Dans une calcarénite, les cristaux de sidérose ont pu être isolés par fractionnement. Il convient de remarquer que leur distribution granulométrique est fort différente de celle des grains détritiques et obéit à une loi normale (cf. fig. 24). Elle infirme s'il en est besoin certaines théories avancées selon lesquelles la sidérose pourrait être d'origine détritique.

TABLEAU n° 25

Composition chimique de concrétions de sidérose dans les shales argileux

Mine	Couche	Quartz	Fe _{tot}	SiO ₂ [*] cb.	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	H ₂ O	CaO	CO ₂	Fe ⁺⁺	MgO	S	P	Mn
Hussigny	concrétion ds. marnes micac.	12,80	23,30	13,00	10,45	3,00	3,00	19,70	21,40	3,70	0,31	0,13	0,34
Errouville	Joint pied de grise	9,25	23,20	12,10	10,35	3,90	9,40	17,60	20,80	2,80	0,98	0,14	0,23
Jarny	grise truitée (joint)	2,06	33,30	6,69	5,25	1,90	3,30	30,80	31,10	4,80	0,27	0,14	0,61
Jarny	"	7,20	28,80	8,10	6,45	3,40	5,80	24,65	25,80	4,85	0,24	0,23	0,49
Ida	Joint ds. base rouge	6,50	23,00	16,95	15,25	7,20	2,30	9,05	23,00	3,55	0,64	0,16	0,16
Ida	Joint ds. crassin jaune	1,40	34,10	6,85	5,25	4,10	5,80	27,40	31,60	3,75	0,22	0,56	0,58
Moulaine	Joint ds. siliceux	0,60	38,40	6,35	3,35	2,80	3,00	28,05	35,40	2,75	0,21	0,52	1,00
Bazailles	Joint ds. L ₄	1,10	32,30	12,10	8,45	5,00	4,10	20,15	28,70	3,55	0,15	0,85	0,71
Maron Val de Fer	Joint ds. siliceux	5,95	31,00	9,35	7,35	3,40	2,60	24,70	28,90	4,13	0,46	0,16	0,41
Hussigny	Joint de noire	5,50	32,10	7,51	6,15	4,23	2,90	25,18	28,50	5,22	0,45	0,07	0,50

* SiO₂ totale dosée - quartz dosé

Cette paragenèse sidéritique est caractérisée par des concrétions de sidérose : ce sont des zones où la sidérose apparaît sensiblement plus abondante que dans le reste de la strate mais avec les mêmes figures texturales que celles décrites précédemment. Ces ségrégations sont rarement importantes et le plus souvent en lits concrétionnés de 5 à 10 cm de puissance. Parfois, et toujours à la base des bancs, des boules massives de sidérose peuvent se développer en détruisant pratiquement structures et textures (PL XIII-1-3).

Les joints de shales argileux représentent les centres préférentiels de concrétionnement de la sidérose (PL XIII-3) dont le développement peut disloquer la lutite jusqu'à augmenter de 10 fois l'épaisseur primitive du joint. Les analyses chimiques sont à cet égard particulièrement suggestives (cf. tableau n° 23) et indiquent une très forte proportion de sidérose dans la lutite.

La roche encaissante autour des concentrations de sidérose est alors fortement appauvrie en ce minéral, et les oolithes y apparaissent en leptochlorites. Dans ce cas, elles sont déformées et conduisent à des spastolithes. Ces oolithes et les grains de quartz résiduels sont très tassés et cimentés par une matrice basale de leptochlorites (PL IX-2).

Les contacts entre les concrétions et la roche encaissante sont toujours nets, mais au contraire des concrétions calcitiques, les contours sont souvent complexes : la concrétion présente des digitations contournées ou rectilignes qui s'estompent progressivement.

Les arénites sidéritiques sont vertes ou brunes avec des nuances plus pâles que les arénites chloriteuses. Les concrétions de sidérose apparaissent blanc jaunâtre, et la roche encaissante alors vert-noir.

4.4 - Paragenèse à pyrite.

Cette paragenèse présente les mêmes figures texturales que la précédente, mais on note de plus l'apparition de la pyrite qui cristallise en général en ciment (PL X-4). Rarement pigmentaire la pyrite a tendance à se concentrer en agrégats beaucoup plus gros (quelques millimètres) le long des joints de lutites (PL X-5, PL XII-4), et en filonnets de direction quelconque. Dans les ségrégations, la pyrite a le plus souvent remplacé tous les autres minéraux à l'exclusion

du quartz. Cependant, et pour quelques cas où la pyrite est relativement dispersée, elle apparaît en ciment et en cristaux fibreux qui corrodent les oolithes en débutant par l'extérieur du grain. (PL XII-2). Dans la roche encaissante, autour des agrégats de pyrite, le fer est essentiellement en leptochlorites (L. X-1-2).

Les agrégats sont limités extérieurement par des faces cristallines (PL X-5) qui sont le plus souvent celles du dodécaèdre pentagonal. C'est ainsi que, au pied de la couche grise de Tucquegnieux, des cristaux de pyrite en bordure d'agrégats présentent des faces pentagonales de plusieurs centimètres de largeur (L. FORICHON 1959) (1).

Les analyses chimiques traduisent une proportion élevée de S (tableau n° 23).

4.5 - Paragénèse à oxydes de fer :

Cette paragénèse est caractérisée par la présence de minéraux oxydés anhydres de fer : magnétite, hématite, maghémite.

Les textures que l'on peut observer sont très variables suivant les régions :

Ainsi dans l' "accident magnétique" de Pienne, les oolithes sont quasi-totalement en oxydes de fer à l'exclusion toujours d'une petite plage de chlorite vert-foncé. La matrice est essentiellement recristallisés en leptochlorites pelli-
culaires, en sidérose, en pyrite ou en marcassite (M. DEUDON et H. NIKIFOROVA 1956) (PL XXIII-1-2). Les grains de quartz ne subsistent qu'à l'état résiduel et sont presque totalement remplacés par la sidérose.

A Ottange I -III par contre, le minéral de couche grise magnétique contient des oxydes de fer localisés à la périphérie des oolithes. Les enveloppes de composition différente alternent hématite, magnétite, maghémite. L'enveloppe interne présente des cristaux à allongement centripète. Le cœur des oolithes est en limonite (M. DEUDON 1956) (PL XXIII-3-4).

(1) communication orale.

La paragé'nèse à oxydes de fer peut se résumer par la présence d'oxydes et plus spécialement de magnétite, associés à des minéraux où le fer est à l'état réduit : leptochlorites et sidérose avec éventuellement pyrite. Le quartz fait défaut. La calcite peut subsister en concrétions. On observe fréquemment la présence de petits cristaux (50 μ) néoformés de phosphates de chaux (M. DEUDON et H. NIKIFOROVA 1955) (PL XII-3).

Les couleurs des arénites magnétiques sont très variables : violet, noir, bleu, brun-violet, etc...

4-6 - Paragé'nèse d'altération :

Cette paragé'nèse n'existe qu'en bordure des affleurements (cf. p. IX-4). Elle est caractérisée par de la limonite jaune pulvérulente provenant de l'altération de minéraux réduits du fer.

Les grains détritiques avec les formes de la paragé'nèse primitive sont cimentés par de la limonite fine qui ne subsiste qu'au contact des grains (ciment de contact) ou parfois en poudre cryptocristalline dans les pores. La calcite est absente, sauf dans certains cas où elle constitue des concrétions résiduelles qui présentent toujours, sur leurs bords des figures de dissolution. Dans de nombreuses fissures apparaissent des croûtes noires très dures riches en goéthite (PL XXIV-2-3).

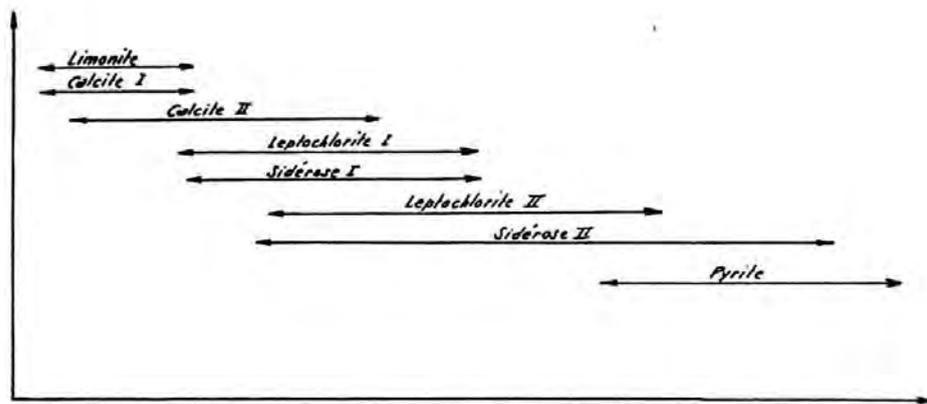
Ces arénites sont pulvérulentes et de teinte jaune.

5. Interprétations -

Quelle que soit la paragé'nèse des arénites, l'étude des structures permet d'assigner un comportement détritique aux constituants primaires. L'analyse des associations minérales fait entrevoir une évolution à partir du stade initial du dépôt.

TABLEAU 24

SUCCESSION PARAGÉNÉTIQUE AU COURS DE LA RÉDUCTION DES ARÉNITES



Les abscisses représentent la durée de mise en place et les ordonnées les quantités relatives des différentes espèces

REMARQUE: ce diagramme est un mode qualitatif d'expression de la succession des minéraux - A BERNARD, 1958

Les textures ne laissent que peu de doute quant au sens de cette transformation. En effet, l'hydroclassement des grains detritiques est incompatible avec le dépôt de ces particules dans un ciment préexistant : le ciment, et le concrétionnement de la calcite en est une preuve supplémentaire, s'est constitué postérieurement au dépôt. Il ne fait aucun doute d'autre part que les minéraux développés à cheval sur les formes préexistantes sont d'origine secondaire.

Ces faits conduisent alors à penser que le stade initial de cette transformation est une paragenèse oxydée. L'évolution de l'arénite après une cimentation calcitique conduit à une réorganisation minérale avec apparitions successives de lepto-chlorite, de sidérose, et dans un stade ultime de pyrite⁽¹⁾. Cette réorganisation présente deux aspects : un aspect minéralogique qui se traduit par la formation de minéraux réduits du fer, dont le développement s'effectue de manière spécifique pour chaque espèce, et un aspect chimique qui laisse apparaître des apports et départs d'éléments par rapport à des éléments invariants.

Schématiquement ces transformations peuvent être portées sur un diagramme, où la séquence paragenétique s'inscrit en fonction du degré d'évolution (tableau n° 24).

5-1. Interprétation de la composition minéralogique :

Les diverses figures texturales du développement des minéraux néoformés dans les paragenèses réduites, s'effectuent suivant les modes géologiques de croissance des cristaux.

Trois possibilités apparaissent (C.E. WEGMANN 1935 et "RAMBERG"1952).

a/ Croissance sécrétionnaire : Le minéral croît dans une fissure ouverte ou dans les petites ouvertures de la roche. Ainsi la forme pelliculaire de la chlorite indique une croissance par remplissage des pores ouverts, en se déposant sur tous les grains présents (PL VII-1).

Dans les concrétions par contre, la chlorite n'affecte pas de forme pelliculaire, car la roche ne contient que peu de pores. La cristallisation par plages (en tâches) correspond à une recristallisation générale de toute la matrice des concrétions y compris de la calcite (PL VIII-2).

(1) C'est au même ordre d'apparition des minéraux au cours de la réduction diagenétique qu'ont été amenés les auteurs russes N.M. STRAKHOV et ZALMANZON 1955, G.I. TEODOROVITCH 1954).

TABEAU 25

SCHEMA DE LA REDISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES CONTENUS DANS LA LIMONITE, LA CALCITE ET LE QUARTZ EN NOUVEAUX MINÉRAUX AU COURS DE LA DIAGÉNÈSE

Constituants primaires Minéraux diagenétiques	LIMONITE									CALCITE			QUARTZ	APPORTS	
	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	H ₂ O	P	Mn	MgO	As	Mélange barriques Cu, Ni, Co...	CO ₂	CaO	P	SiO ₂	MgO	S
LEPTOCHLORITES	+	+	+	+			+						+	+	
SIDÉROSE	+					+	+			+				+	
PYRITE	+							+	+						+
PHOSPH. CHAUX					+						+	+			
DEPARTS				+						+	+				

Chaque croix indique dans quel minéral secondaire l'élément chimique considéré est susceptible de se redistribuer

b/ Remplacement chimique ou metasomatose : Le minéral croît en remplaçant ion par ion, le minéral précédent par le même volume du nouveau minéral.

Le mode de cristallisation correspond à une germination dans un espace destabilisé et conduit aux textures de remplacement guidé (A. BERNARD 1958).

Ce mode de croissance est caractéristique de la sidérose. Ainsi, l'association quartz-sidérose indique une corrosion du quartz par ce minéral en conservant apparemment le volume initial du grain (PL XI-5).

Contrairement aux idées de L. Cayeux (1922) qui voyait dans cette texture l'apparition de quartz secondaire, la forme extérieure de l'association, les contours dentelés des grains reliques de quartz, et la présence fréquente de plages séparées de ce minéral présentant une même orientation optique ne laissent que peu de doutes sur le sens de la transformation. Il en est de même de la sidérose se développant au détriment de la calcite, des leptochlorites ou de la limonite (PL XI-XII) et ce mode de croissance se rapporte également au développement de la magnétite⁽¹⁾.

c/ Croissance concretionnaire : Le minéral peut se procurer le volume nécessaire en repoussant par force de cristallisation les grains minéraux environnants. C'est le cas très caractéristique du développement de la sidérose dans les joints de shales argileux (Pl X-6)

Ces modes de croissance sont spécifiques des minéraux dans un environnement donné. La texture n'est donc que la manifestation extérieure de la réorganisation des éléments chimiques en combinaisons minérales plus stables.

5-2. Interprétation de l'analyse chimique :

L'aspect chimique de la réduction peut être dégagé de l'étude des paragenèses en redistribuant de manière qualitative les éléments dans les minéraux néoformés (cf tableau n° 25). Ce schéma implique des apports et des départs de matière. Ceci s'explique très bien : en effet, la formation d'une nouvelle combinaison chimique nécessite les étapes suivantes : destabilisation du minéral antérieur, migration, précipitation. Cependant, tous les éléments libérés ne sont pas susceptibles d'être incorporés dans le nouveau minéral, soit que leur rayon ionique

(1) Ce développement correspond à un phénomène d'altération réductrice profonde de la roche, quelque soit sa paragenèse (cf chap. IX § 4)

soit incompatible avec son réseau, soit que l'état du milieu soit tel qu'ils restent en solution.

D'autre part, la formation de certains minéraux nécessite la présence d'éléments qui ne sont pas nécessairement présents dans les constituants détritiques, et en particulier MgO et S. Le rôle des solutions intersticielles comblant les pores apparaît donc primordial, non seulement comme la cause de la transformation, mais également comme vecteur des éléments.

Il est évident que l'analyse chimique reflétera cette évolution. Cependant, l'étude possible a pour base des dosages qui présentent toujours une certaine dispersion. De plus les analyses chimiques ne sont pas complètes, surtout en ce qui concerne les éléments en faibles teneurs.

L'étude ne peut donc être abordée que de manière statistique en recherchant des tendances. Il convient d'insister sur le fait que la méthode statistique n'apporte aucun résultat nouveau, mais vise à tester le degré de veracité de l'hypothèse proposée. Cette méthode pour être sensible, nécessite de nombreux résultats de dosages.

Or, durant les années 1957 à 1959, sur la demande de la Chambre Syndicale des Mines de fer, une campagne de dosages systématiques a été réalisée dans toutes les mines par couche exploitée et par quartier. Cette campagne dite de "la silice libre" avait pour but d'étudier l'incidence éventuelle de ce constituant sur la fréquence des cas de silicose. Une somme considérable d'analyses chimiques dites complètes a pu ainsi être recueillie. Ces résultats sont cependant très hétérogènes et s'ils sont abondants pour les arénites de paragenèses oxydées et chloriteuses, et les roches mixtes, ils sont par contre très nettement déficitaires pour les paragenèses sidéritiques, à pyrite, à oxydes et d'altération.

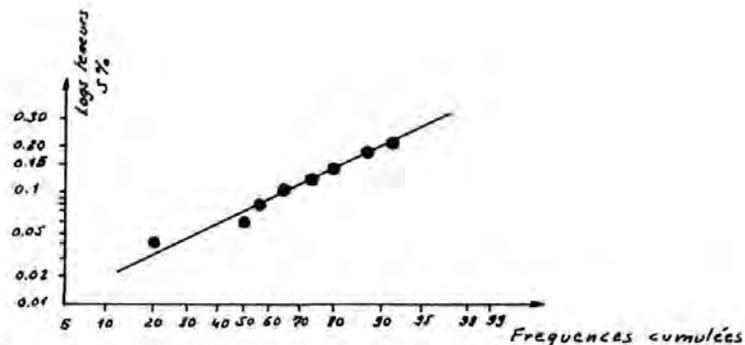
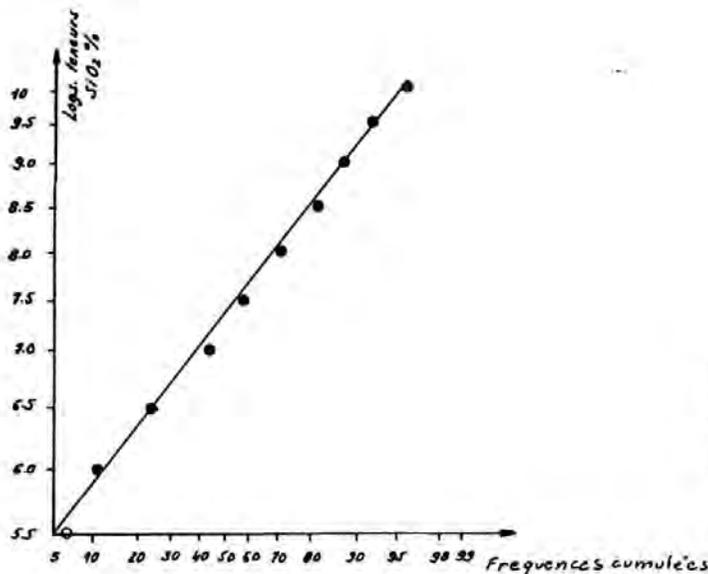
Les premières étapes de la réduction peuvent donc être testées efficacement, les étapes du développement de la sidérose et de la pyrite n'étant déterminées que très qualitativement.

Les éléments de référence, pour tester l'évolution chimique des arénites au cours de la réduction, sont ceux qui ne subissent ni départ, ni apport, c'est-à-dire les éléments invariants. Sur quelles bases peut-on les déterminer, puisque la somme des éléments a varié ? On ne peut que faire des hypothèses. En prenant ainsi le fer total comme référence, on constate qu'un certain nombre d'éléments chimiques, présentent des rapports numériques constants avec le fer quel que soit le stade de transformation atteint. Il semble a priori hardi de supposer qu'ils aient pu subir des variations en quantités étroitement associées. Seule l'hypothèse de l'invariance est raisonnable.

FIG. 26

DISTRIBUTION DES TENEURS EN S% ET SiO₂% DANS LES ARENITES OXYDEES ET CHLORITEUSES
DE LA COUCHE GRISE DU BASSIN DE
LANDRES-OTTANGE

les distributions appartiennent très
proches de droites. Ces droites
correspondent à des distributions
lognormales



Le fer total restant invariant, on constate tout d'abord que de la paragenèse oxydée à la paragenèse à pyrite la quantité de Fe^{++} augmente : de 0,5 à 1 % dans la paragenèse à limonite, la teneur atteint 25 % au dernier stade pour une arénite à 30 % de fer. Cette réduction du fer ferrique à l'état ferreux représente en fait le phénomène essentiel de l'évolution des arénites.

Par rapport au fer total, seuls apparaissent rigoureusement invariants : l'alumine, la silice totale, le phosphore, le manganèse. Le coefficient de corrélation entre l'alumine et le fer total est significatif $r = 0,69$ pour 83 dosages (fig. n°25). Pour le phosphore ce coefficient est très voisin $r = 0,65$ pour le même nombre de dosages (fig. n° 25).

La silice totale, primitivement sous deux formes, quartz et silice de la limonite, passe progressivement en silice combinée dans les leptochlorites. Dans une strate donnée, les faciès réduits présenteront moins de quartz ou silice libre que les faciès oxydés. C'est ainsi que pour la seule couche grise du bassin de Landres-Ottange où la teneur en silice totale varie de 6 à 8 % (fig. n° 25) la teneur moyenne en quartz de la paragenèse oxydée est de 5 % (22 dosages) et 2,3 % dans la paragenèse chloriteuse (53 dosages). Dans les arénites à sidérose, le quartz n'existe plus qu'à l'état de traces (7 dosages).

L'état du manganèse dans les paragenèses oxydées n'est pas connu, mais il est vraisemblable qu'il s'y trouve sous une forme très oxydée ? Cet élément a également subi la réduction (N.M. Strakhov 1957), et se retrouve en MnO dans la sidérose.

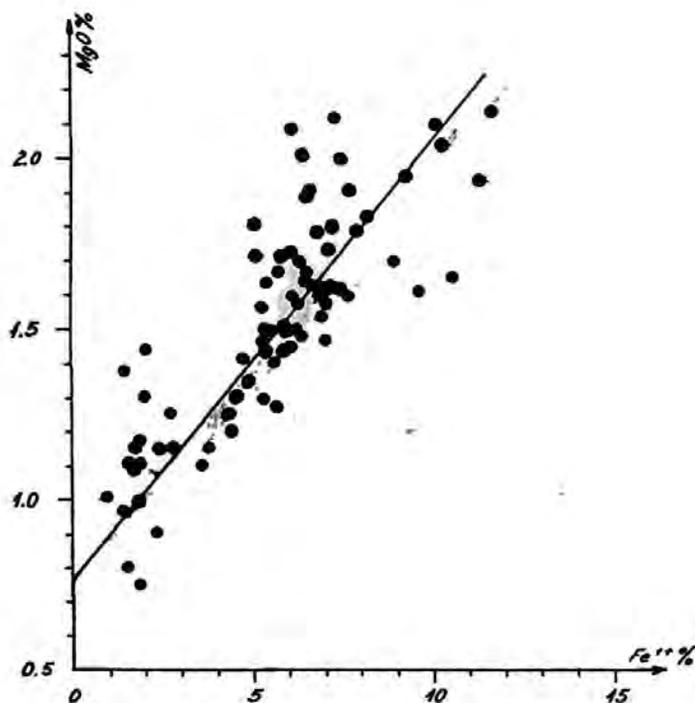
La magnésie est l'élément d'apport essentiel : cet élément peut être testé par rapport au fer ferreux. Sur 81 dosages de couche grise, la corrélation $MgO - Fe^{++}$ est particulièrement significative $r = 0,82$ (cf.fig. n° 27). Cet élément participe à l'édification des leptochlorites et de la sidérose. Bien que l'on n'observe pas de giobertite, la corrélation directe de MgO avec CO_2 en excès par rapport à la calcite est également très significative. Cette anomalie apparente ne tient plus si l'on étudie la corrélation multiple entre $FeO - MgO - CO_2$: dans ce cas, le coefficient de corrélation multiple $MgO - CO_2$ devient extrêmement faible $r = 0,1$ et l'hypothèse du carbonate de MgO peut être rejetée.

Le soufre apparait brusquement avec la pyrite; dans les paragenèses oxydées et chloriteuses, les teneurs en S sont très faibles ; sur 85 dosages, la médiane présente une valeur de 0,065% de S. La distribution des fréquences est très proche d'une distribution lognormale entre les paragenèses oxydée et réduite (fig. n° 26). Dans les arénites à pyrite, la teneur en

Fig. 27

DIAGRAMME ILLUSTRANT L'APPORT DE MgO AU COURS DE LA "RÉDUCTION"

Couche grise du bassin de Landres-Ottange
(arénites de paragenèses oxydée, chloriteuse et sideritique)



soufre croît brusquement et atteint des teneurs de 1 à 2 % voire plus.

L'élément de départ est la chaux. Les figures évidentes de corrosion attestent de ce départ (PL XII-5). Dans les paragenèses à chlorite et à sidérose, les coquilles présentent souvent des traces de dissolution et parfois il ne subsiste plus que l'empreinte, la calcite a totalement migré. Il est difficile de chiffrer ce départ.

- Une première méthode consiste à comparer les teneurs en CaO et Fe des arénites au cours de la réduction. Cette étude a été entreprise pour les facies oxydés et chloriteux de la couche grise du bassin de Landres-Ottange. A partir de 83 analyses chimiques, une liaison extrêmement étroite apparaît entre CaO et Fe : le coefficient de corrélation $r = 0,96$ est hautement significatif (cf. fig. n° 28). Mais en fait, cette liaison traduit deux phénomènes distincts. Un phénomène indépendant de l'évolution est celui des proportions relatives de constituants dans le stade initial de l'arénite. Or, la couche grise est une arénite très pauvre en quartz. La liaison mise en évidence correspond alors au simple mélange d'oolithes et de débris de coquilles. Le second phénomène est celui du départ de calcite : il est évident que plus grande est la quantité de chaux qui quitte la roche et plus la teneur en fer est élevée, ce qui, du fait de la faible teneur en SiO_2 revient à un mélange à deux termes. On constate ainsi effectivement que les points représentatifs des minerais chloriteux sont décalés vers les teneurs en fer les plus fortes.

- Une seconde méthode indirecte peut être utilisée : partant du fait que les débris de coquilles contiennent une certaine proportion de phosphore et que celui-ci est un élément invariant, on doit constater pour une teneur en chaux donnée des teneurs en P d'autant plus élevées que la paragenèse est plus réduite. Pour ce faire, il faut porter le rapport $\frac{\text{P}\%}{\text{Fe}\%}$ (1) en fonction de $\text{CaO}\%$ (cf. fig. n° 28). Le diagramme indique effectivement une distribution des points conforme aux prévisions, mais les points sont trop dispersés pour tirer des lois.

Ce départ de chaux est-il en réalité un départ de calcite ? Il ne peut être répondu à cette question car la sidérose nécessite la présence de gaz carbonique qui pourrait éventuellement provenir de la calcite, quoique le phénomène de réduction étant vraisemblablement lié à l'oxydation de la matière organique, du CO_2 se trouve présent dans les solutions intersticielles.

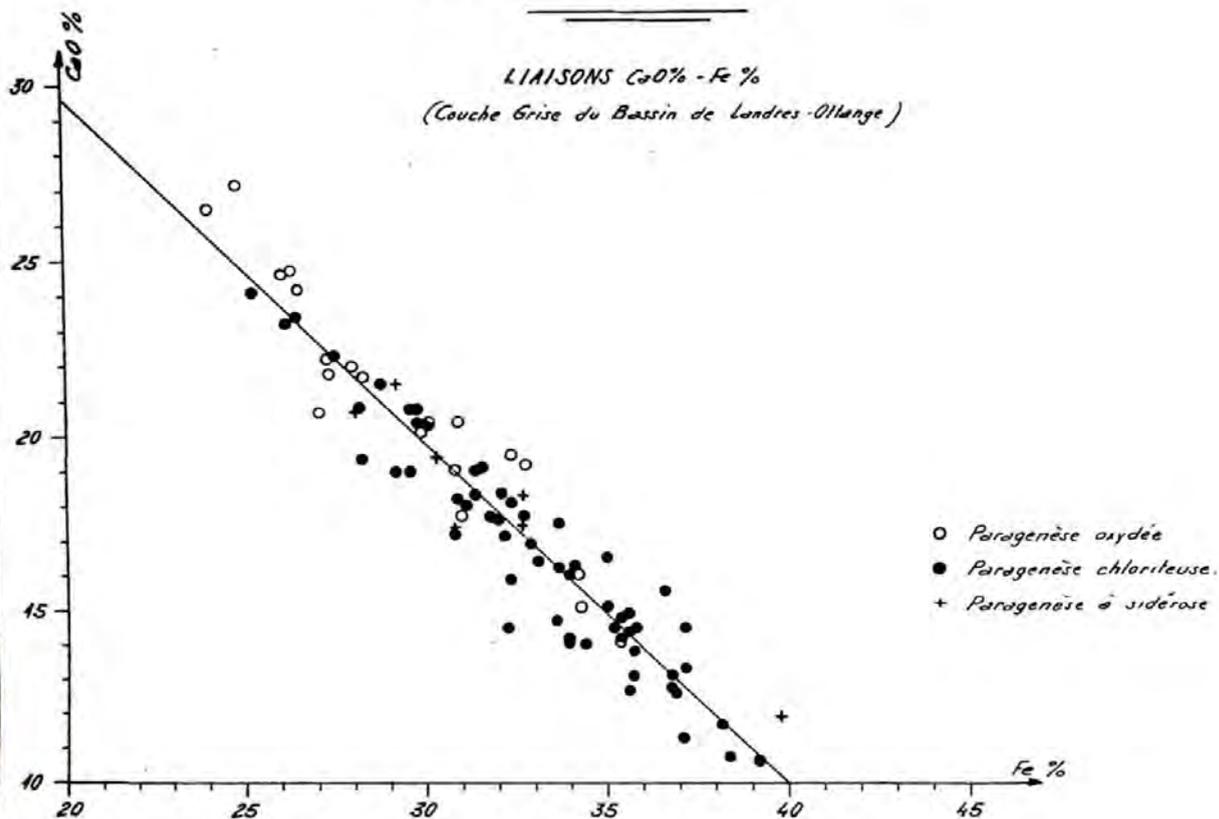
(1) du fait du phosphore également contenu dans la limonite.

FIG. 28

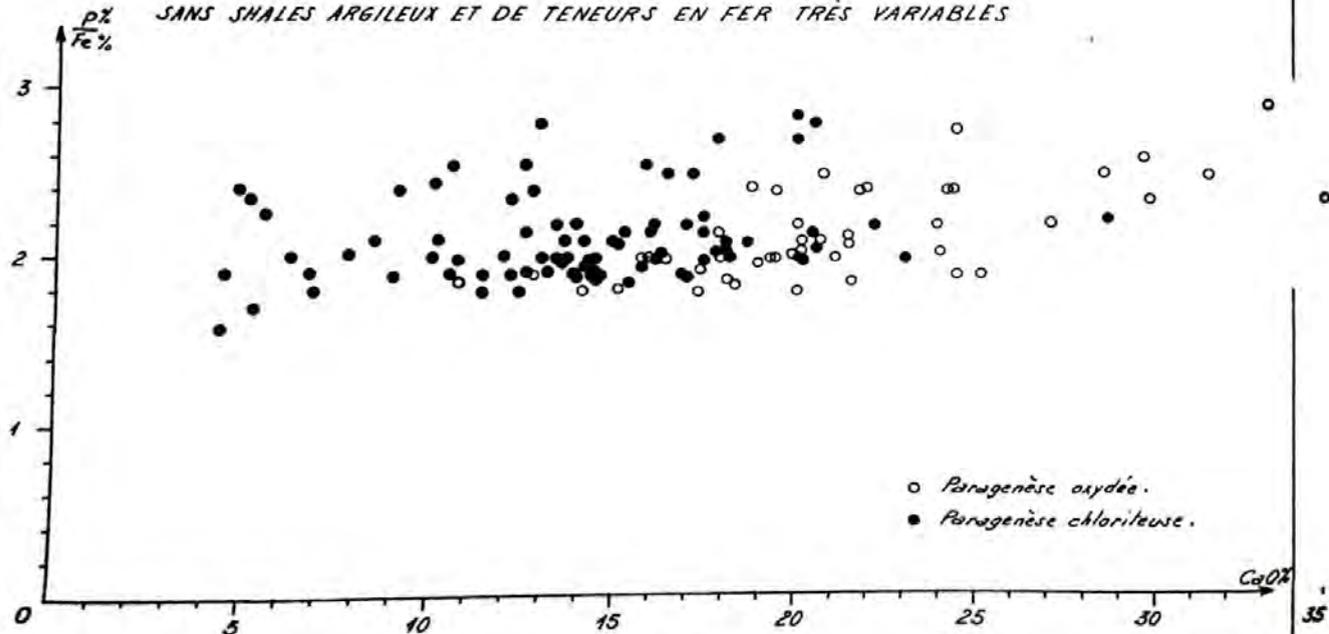
ETUDE DU DÉPART DE CaO AU COURS DE LA "RÉDUCTION"

ARENITES SANS SHALES ARGILEUX

LIAISONS $\text{CaO}\%$ - $\text{Fe}\%$
(Couche Grise du Bassin de Londres-Ollange)



LIAISONS ENTRE LE RAPPORT $\frac{\text{P}\%}{\text{Fe}\%}$ ET $\text{CaO}\%$ DANS DES ARENITES
SANS SHALES ARGILEUX ET DE TENEURS EN FER TRÈS VARIABLES



Les minéraux néoformés qui apparaissent au cours de la réduction sont tous sinon anhydres, tout au moins plus faiblement hydratés que la limonite. Ce départ d'eau apparaît si l'on étudie la variation du rapport $H_2O\%/Fe\%$ total en fonction des teneurs en $Fe^{++}\%$ (cf. fig. n° 29). Quoique faible, cette variation n'en est pas moins sensible pour la paragenèse chloriteuse.

Remarques :

1/ L'étude de la composition chimique des arénites à paragenèse à magnétite, montre les mêmes éléments invariants. Si on ne constate aucun apport ni de MgO ni de S , on peut noter par contre un départ important d'eau et souvent de calcite. L'arénite s'enrichit sensiblement en éléments invariants ; ainsi ce sont ces roches qui constituent les minerais les plus riches en fer de la formation aalénienne.

2/ La paragenèse d'altération se traduit sur la composition chimique par l'absence presque totale de Fe^{++} . L'arénite est également très appauvrie en calcite et MgO . Ce départ de bases peut être mis en évidence de manière indirecte : les eaux ayant percolé au travers du minerai, s'évaporent en période sèche et laissent précipiter dans les galeries désaffectées des croûtes cristallines blanches. Dosées, ces précipités s'avèrent constitués de carbonate de magnésium et de calcium dans les proportions respectives de $1/3$ pour $2/3$.

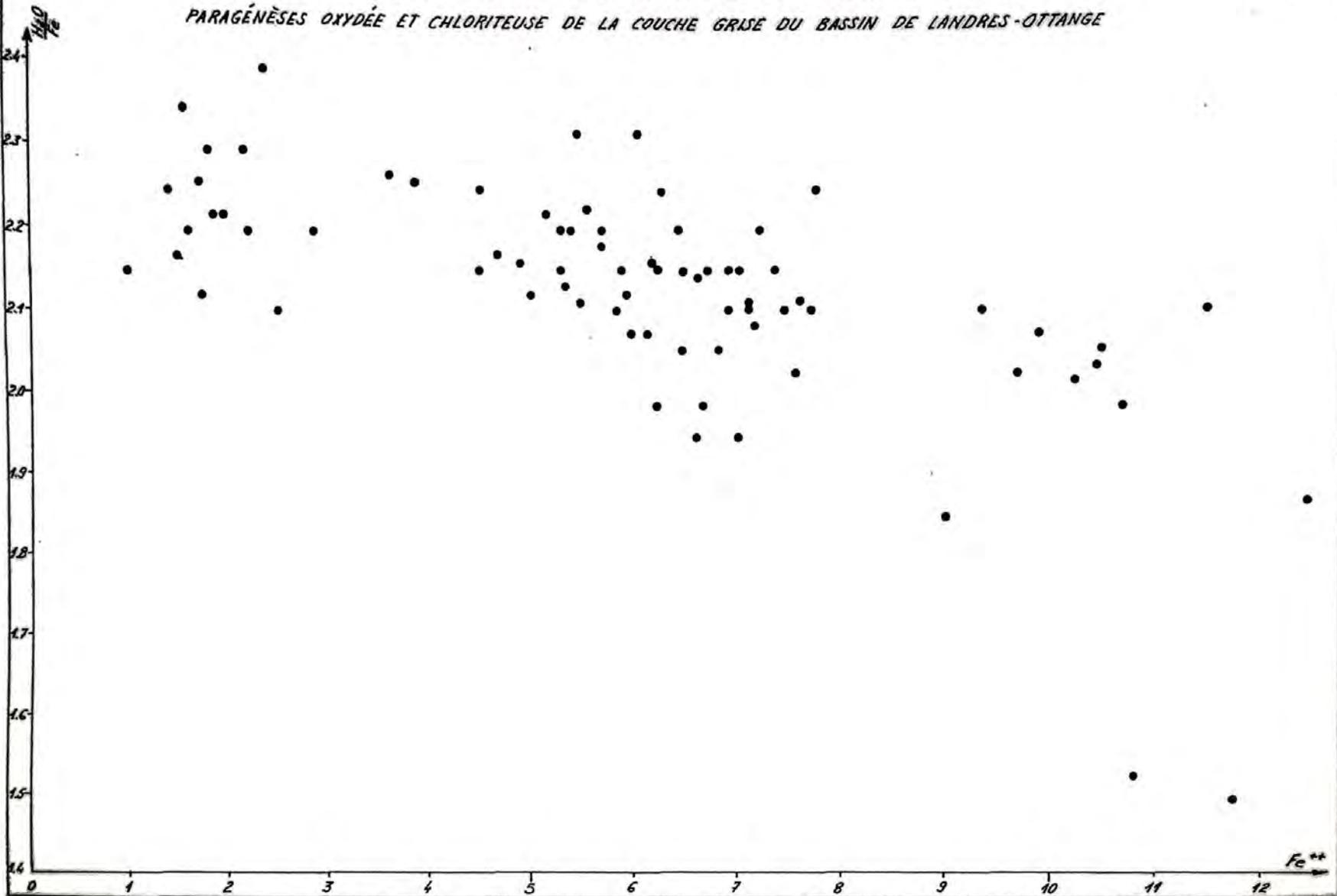
6. Conclusions

Les arénites représentent la majorité des minerais exploités. Or, ceux-ci peuvent être riches ou pauvres, siliceux ou calcaires. Ces faits sont d'interprétation aisée pour la paragenèse oxydée : en effet, les trois constituants fondamentaux qui président à la formation de ces roches sont les oolithes, les grains de quartz et les débris de coquilles. Ce qui revient à dire que, indépendamment de la texture, les arénites oxydées sont constituées de limonite, quartz et calcite. Il est alors possible de construire un diagramme ternaire basé sur les 3 constituants minéralogiques aux pôles (cf. fig. 21). Ce diagramme fait clairement apparaître le rôle des proportions relatives des 3 corps, qui déterminent la qualité du minerai.

Pour reporter les points représentatifs des arénites oxydées, il faut nécessairement calculer le pourcentage en minéraux à partir de l'analyse chimique. Cette détermination est très aisée : en effet, le quartz est dosé directement : la calcite est définie par la teneur en chaux à laquelle on ajoute les éléments en faible teneur associés (P , MgO etc..., cf. chap. V § 3), les éléments restants constituant la limonite. Ainsi

FIG. 29

EVOLUTION DE LA TENEUR EN EAU DES ARÉNITES AU COURS DE LA RÉDUCTION
 PARAGÉNÈSES OXYDÉE ET CHLORITEUSE DE LA COUCHE GRISE DU BASSIN DE LANDRES-OTTANGE



les teneurs en fer des 4 points portés sur le diagramme concordent parfaitement avec celles définies théoriquement sur le diagramme. Le fait que les arénites réduites dérivent d'arénites oxydées devrait permettre de les situer à leur état initial sur le même diagramme. Il suffit pour cela d'effectuer le calcul de la composition minéralogique actuelle, puis, compte tenu des lois de variations des éléments, de reconstituer le stade primaire du sédiment.

Un tel calcul nécessite des dosages très précis et plus particulièrement des éléments déterminants : quartz, Fe^{++} , CO_2 . Or, ce sont précisément les éléments où les erreurs d'analyse sont importantes : les leptochlorites sont en effet des minéraux très fragiles dont le fer est susceptible de s'oxyder facilement lors du séchage. Moyennant certaines précautions, ceci n'est pas redhibitoire. Il en va tout autrement pour le quartz : ces mêmes minéraux laissent, après attaque, un squelette siliceux, qui est alors considéré comme "silice libre". Le remède ne semble pas aisé à trouver. Le CO_2 est lui un élément de dosage délicat et les valeurs trouvées sont toujours assez distantes des valeurs réelles.

CHAPITRE VI

Les lutites

1. Introduction

Les lutites sont des roches dont le grain moyen est inférieur à 1/16 mm. Cette définition très générale de GRABAU (1904) est indépendante de la nature minéralogique des constituants bien qu'elle suppose une origine détritique du matériel constitutif de ces roches.

Certains auteurs ont cherché à créer des subdivisions plus fines parmi les différents termes de la famille.

- silt : lutite à grain compris de 1/16 à 1/256 mm (F.J. BETTI-JOHN 1957). Très généralement le constituant fondamental des silts est le quartz. Le terme de silt devient alors synonyme de lutite siliceuse. Avec des limites granulométriques légèrement différentes (0,01 à 0,1 mm), les auteurs russes ont adopté le terme de aleurite comme équivalent des silts (N.M. STRAKHOV 1957). Ces roches représentent les termes de passage aux microarenites.
- argiles ¹ : pour W.H. TWENHOFEL (1939), l'argile (Clay) est une roche dont les grains fins sont essentiellement des silicates d'alumine hydratés (minéraux des argiles) et dont plus de 50 % des particules ont une dimension $< 1/256$ mm. Pour les auteurs russes, cette limite est ramenée à 0,01 mm.

La phase silicatée de l'argile peut ne représenter qu'une relativement faible fraction des constituants de la roche mais ne doit pas être inférieure à 30 % (VIKOULOVA 1957)².

La deuxième caractéristique importante des lutites est leur état d'induration. La terminologie adoptée par W.H. TWENHOFEL 1950 distingue 4 étapes jusqu'aux termes indurés

1 Le terme argile est souvent utilisé dans un sens purement granulométrique. Il semble préférable d'utiliser le terme d'argilite pour ces roches.

2 in N.M. STRAKHOV 1957.

par métamorphisme. Dans les roches de la série ferrifère lorraine, seul le premier stade d'induration est le plus souvent représenté.

Non induré	Induré	Début de métamorphisme	équivalent métamorphique
Silt _____ ↘ + H ₂ O : Mud ↗ Clay _____	Siltstone _____ ↘ + fissilité = shale ↗ Claystone _____	} argilite	slate

Terminologie proposée par W.H. TWENHOFEL (1939) suivant l'état d'induration des lutites.

Dès les premières étapes de l'existence des lutites, peut apparaître la fissilité : propriété qu'ont les lutites de se déliter plus ou moins facilement en lames parallèles. Cette propriété est directement liée à la stratification interne de ces roches et lui est parallèle¹. En fait, il semble que la fissilité est fonction de la nature des constituants : les lutites argileuses conduisent par induration aux lutites les plus fissiles (H.L. ALLING 1945) ou shales² (A. BERNARD 1958, F.J. PETTIJOHN 1957). Les lutites siliceuses et calcaires conduisent aux lutites à structure homogène.

Suivant la nature, la structure et l'état d'induration, on peut dresser le tableau suivant des termes adoptés :

Structure Nature	Homogène		Litée	
	Initial	Induré (mudstone)+	Initial	Induré
Siliceuse	Silt	Siltstone ou siltite, aleurolithe, chert	Shales siliceux ou cherteux	
Argileuse	Porcelanite Argilite ⁺⁺	Marne	Shales argilo-siliceux Argilitelitée	Shale argileux Shale marneux
Carbonatée		Calcilutite		Shale calcaire dolomitique

+ INGRAM (1953) in F.J. PETTIJOHN

++ G. MILLOT (1949) et A. CAROZZI (1953).

1 Lorsque la fissilité est discordante avec la stratification interne, et ceci pour les termes plus indurés, on parle de schistosité.

2 Pour G. MILLOT (1949) ce terme est pris dans le sens plus étroit d'argilite litée.

Tableau n° 26

Composition chimique de quelques shales argileux

Mine	Couche	Quartz	Fe total	SiO ₂ cb 1	Al ₂ O ₃ 2	H ₂ O	CaO	CO ₂	Fe ⁺⁺	MgO	S	P	Mn
Joudreville	Toit de la noire	14,40	18,60	23,90	17,40	8,00	1,40	2,05	14,00	2,40	1,77	0,13	0,05
Hussigny	Joint ds. Calc. pauvre	13,55	12,00	11,50	10,35	6,00	2,24	13,8	1,20	1,15	0,12	3,95	0,04
MontStMartin	Joint ds. L5	20,10	14,00	23,40	20,75	7,70	1,00	0,50	8,80	1,35	1,05	0,26	tr.
"	"	20,00	14,40	23,10	18,65	7,40	2,60	0,05	3,80	1,65	0,20	0,47	0,05
Hussigny	Joint ds. calc. pauvre	22,60	11,60	25,70	19,00	6,20	1,80	0,30	1,60	1,80	0,02	0,14	0,03
Rédange	Joint ds. L2	12,80	20,00	20,30	15,55	7,40	5,60	2,10	4,80	1,95	0,08	0,86	0,07
Frouard	Marnes micacées	50,80	3,80	16,70	15,15	3,00	1,20	0,75	1,80	1,45	0,37	0,04	0,03
Tressange	Pied de Brune Ouest	15,50	20,40	22,70	17,05	6,50	2,00	1,40	13,80	2,00	1,27	0,13	0,02
Tressange	Joint de rouge sup ^{re}	38,60	6,30	16,90	18,15	5,20	3,00	3,60	3,70	2,25	0,44	0,21	0,02
Bure	Grès supraliasiques	37,10	9,20	7,20	5,30	2,50	17,80	14,35	7,90	1,55	0,35	0,38	0,08
Tressange	base de brune	14,60	19,90	23,15	18,35	7,60	1,60	2,85	13,60	3,35	0,98	0,12	0,05
Jarny	Sommet Grise truitée	11,10	22,90	19,65	17,90	9,20	2,00	1,95	15,40	3,25	0,86	0,11	0,05
Rédange	Pied de L1	21,30	13,10	14,70	14,70	5,70	12,0	8,35	4,30	1,55	0,73	0,92	0,07
Rédange	Pied de L1	11,90	8,00	14,45	12,45	5,00	23,80	8,30	1,70	1,23	0,14	4,47	0,05
Bure	Joint de Jaune Sauvage	24,80	13,40	12,95	16,05	4,30	9,10	5,75	7,40	2,05	0,64	0,91	0,05
Bazailles	Joint de L4		19,00	42,00 ⁺	16,90	8,00	1,20	1,70	12,30	2,35	0,45	0,09	0,04
Hussigny	Joint de L1	26,80	9,40	21,00	18,65	9,20	2,90	1,00	1,50	2,10	0,03	0,04	0,05
Pienne	toit de la grise	42,60	3,65	20,36	1,60	3,59	5,00	4,25	1,80	1,71	0,05	0,12	0,08
Hussigny	marnes micacées		5,15	58,62 ⁺	18,69	6,18	1,40	1,33	2,25	1,88	0,45	0,05	0,06
Concrétions													
Hussigny	marnes micacées	7,29	18,00	20,09 ⁺	7,27	3,28	9,60	16,74	16,00	3,27	0,32	2,38	0,29
la Marière	toit du faisceau siliceux		8,65	47,74 ⁺	15,07	5,27	5,45	6,02	5,40	2,62	0,50	0,88	0,09

1 : silice combinée = SiO₂ totale dosée - quartz dosé2 : en réalité Al₂O₃ + TiO₂+ SiO₂ totale

2. Etude de quelques échantillons

2-1. Manière d'être

Les lutites de la série aalénienne se développent rarement en bancs. Le plus souvent, elles se présentent en joints dans les arénites ou en mélange souvent très intime avec d'autres types pétrographiques. Ces roches mixtes, où le terme grossier peut aussi bien être une arénite à oolithes que des microgrès, constituent des strates importantes. La structure de telles roches est toujours fortement contournée (cf. V chap. VII § 2). C'est pourquoi l'isolement d'échantillons de lutite pure s'avère très difficile. Cet état de chose explique en partie le fait que l'étude de ces roches n'a été abordée que récemment, et n'a conduit encore qu'à peu de résultats.

2-2. Structure

Indépendamment du litage, les shales argileux contiennent fréquemment des concrétions : ce sont des corps ellipsoïdaux aplatis, de 10 centimètres environ de plus grande dimension formés d'un matériel granuleux jaunâtre ou gris très fin et très compact. Latéralement, le passage avec la roche encaissante est progressif. La continuité des plans de litage entre le shale et au moins les parties externes de la concrétion indique que celles-ci se sont développées postérieurement au dépôt, de manière diagénétique. Elles ont drainé la calcite, le fer et le phosphore de la lutite (cf. tableau n° 26).

Dans ce chapitre, il est intéressant de rappeler les ségrégations de sidérose étudiées en leur temps dans certains joints de shales argileux des paragenèses réduites des arénites (cf. chap. V § 4).

2-3. Composition

Les méthodes optiques d'étude classiques sont en défaut pour les lutites du fait de la grande finesse des constituants (PL XIX-1). Seuls le quartz et la muscovite peuvent être observés dans un ciment microagrégé de teintes diverses indissociable en particules élémentaires. Les quartz apparaissent en grains de 10 à 50 μ et la muscovite en paillettes extrêmement plates de 50 à 100 μ de plus grande dimension.

La composition chimique représente donc la principale source d'information (F.J. PETTIJOHN 1957).

D'autres méthodes classiques de laboratoire ¹ peuvent être utiles, mais l'interprétation des résultats est très délicate et surtout pour les minéraux silicatés. Il n'en reste pas moins qu'elles doivent être abordées.

Les analyses chimiques (cf. tableau n° 26) indiquent toujours une assez forte proportion de quartz. Il est difficile de savoir si l'échantillon étudié est un terme lithologique pur ou plutôt un mélange de microgrès et d'une lutite argileuse ; or, les distributions granulométriques des grains de quartz dans les deux hypothèses sont très voisines et ne peuvent servir de critère pour répondre au problème posé. Exceptionnellement l'observation macroscopique peut permettre de lever l'ambiguïté, l'échantillon montre alors des plages différenciées claires et sombres fortement contournées. Il s'agit dans ce cas d'une roche mixte. Dans le cas général, aucun critère immédiat ne peut être utilisé. Il semble cependant que l'on puisse considérer, avec P.D. KRYNINE (1948) que de nombreuses lutites siliceuses ne sont en fait que des roches de mélange. L'élément fin déterminant apparaît donc comme une argile, c'est-à-dire une lutite argileuse.

La phase argileuse contient l'essentiel des éléments tels la silice combinée, l'alumine, l'eau, la magnésie et également le fer. Parmi les minéraux argileux, l'illite a pu être mise en évidence dans une roche mixte à shales argileux rougeâtres de la série calcaire de la mine de Rédange (M. DEUDON 1958). Dans une argilite formée de 40 % de quartz et 50 % de minéraux des argiles ("marnes" du toit de la couche grise de Piennes), la kaolinite a pu être déterminée avec certitude. Il est très difficile de savoir si ces minéraux sont primaires ou d'origine diagénétique : en effet, les conversions sont fréquentes de montmorillonite et parfois de kaolinite en illite et bravaisite; l'élément K nécessaire se fixe par remplacement de Na et Ca et se trouvait primitivement dans les solutions intersticielles (F.J. PETTIJOHN 1957). Ces transformations authigéniques s'expliquent par la grande finesse des particules argileuses. A ce titre, la formation de chlorites est très fréquente à partir de ces minéraux des argiles par fixation de Mg sous forme de lits de brucite, $Mg(OH)_2$ (R.E. GRIM 1953) et par fixation de fer ferreux. C'est ainsi qu'il faut interpréter la grande quantité de Fe^{++} présente dans les lutites de la minette. Ces chlorites sont de composition vraisemblablement fort différente des leptochlorites dérivant de la limonite par réduction diagénétique. En effet, l'examen des analyses chimiques montre que Fe^{++} ne représente jamais plus de 20 % de l'ensemble des

¹ Ce sont l'analyse thermique différentielle, l'analyse thermopondérale et les spectres de Rayons X.

éléments susceptibles de former ces minéraux¹ : SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , H_2O . Seule une étude de détail permettra de mieux connaître cette phase.

Les lutites où la majorité du fer est sous forme réduite sont de couleur d'autant plus foncée que le fer y est plus abondant. Leur teinte est grise à noire. Cependant, certains joints de shales argileux, présentent l'essentiel de cet élément sous sa forme oxydée : ils sont alors de teintes rouges ou vertes.

Il est à remarquer que la teneur en fer des lutites de la formation aalénienne est particulièrement élevée. Les valeurs courantes dans les autres séries sédimentaires oscillent entre 0,5 à 5 % dans l'ensemble des lutites argileuses connues (F.J. PETTIJOHN 1957). Il est logique de penser que parallèlement à l'apport de fer sous une forme granulométrique élevée, en l'occurrence les oolithes, des détritiques fins, ferrifères, étaient sédimentés dans les lutites. A ce titre parfois dans certaines lutites, on peut observer des lits des petits fragments de limonite argileux de 10 à 30 μ .

En plus du quartz et des minéraux des argiles, les shales argileux contiennent souvent d'autres éléments dont l'influence peut être grande sur l'état d'induration de la roche. Ce sont la calcite et la sidérose, qui, lorsqu'elles sont abondantes rendent les échantillons extrêmement durs et peuvent oblitérer plus ou moins complètement le litage.

Parmi les éléments remarquables et dosés, des terres fines de la minette, le phosphore mérite une attention particulière. Il apparait, en effet, en teneurs très variables. Quoique la présence de phosphates de chaux ne soit pas à exclure des hypothèses possibles, W. OHLE (1938), M. WATTENBERG (1937) et F.F. KOCZY (1950)² signalent l'adsorption fréquente du phosphore sous forme de PO_4 sur les minéraux des argiles.

Si cette dernière hypothèse est valable au stade syngénétique s'applique-t-elle encore au phosphore présent dans les stades plus indurés ? Il est probable que l'essentiel du P se combine et recristallise sous forme d'un phosphate.

Des autres éléments, seul le soufre s'individualise à côté du manganèse présent en très faibles quantités. Les teneurs très variables en soufre ne sont pas pour étonner car elles retracent les conditions physico-chimiques des milieux de dépôt

1 FeO et MgO restant après formation de sidérose. A noter que les alcalins sont caractéristiques des minéraux des argiles. Leur dosage n'est cependant pas courant (cf. chap. IV - § 2)

2 in E. SEIBOLD 1955

et de diagénèse. Les conditions de dépôt des lutites impliquent un milieu calme nécessairement peu aéré. Un tel milieu est propice au développement de Bactéries anaérobies et en particulier des Bactéries sulfatoréductrices qui précipitent des sulfures de fer, forme sédimentaire très générale du soufre dans les shales argileux. En général dans les lutites massives, la forme minéralogique du soufre ne peut être observée optiquement. Cependant parfois on observe des petits cristaux de quelques microns d'apparence sphérique lorsque la paragenèse de la roche mixte contenant ce shale argileux est réduite au stade d'une paragenèse chloriteuse. A la base des strates entrecroisées où le fer est fortement réduit, la pyrite s'individualise en agrégats.

CHAPITRE VII

Les roches mixtes

1. Introduction

Les roches mixtes de la série ferrifère lorraine sont rarement constituées d'un mélange de plus de deux termes lithologiques, l'un grossier, l'autre fin se traduisant par des distributions granulométriques bimodales des grains détritiques¹. Si le terme fin est le plus fréquemment une lutite argileuse, le composant de plus forte dimension peut être l'une quelconque des catégories d'arénites.

Un autre facteur de complexité intervient dans l'étude de ces roches : le mélange peut être en proportions quelconques, et toutes les possibilités existent entre une arénite en stratification entrecroisée à joints de shales argileux discontinus et très accidentels, et des lutites massives à rares passées pseudobrêchiques d'arénite.

Faute de méthode de séparation des phases, il s'avère actuellement très difficile de quantifier le mélange. Seule la méthode descriptive permet de distinguer diverses catégories. Elle est basée sur le fait que jusqu'à un certain seuil dans les proportions relatives, la structure primaire reste conservée, seuil au delà duquel apparaît le contournement caractéristique.

Sur ces bases, les diverses catégories réperables sont :

- arénite en stratification oblique sans joints de lutite
- arénite en stratification oblique à joints accidentels de lutite
- arénite en stratification oblique à joints systématiques de lutite
- strates d'arénite en stratification oblique et de lutite alternée
- arénite à shales argileux contournés. La mesure directe des surfaces des plages respectives du terme grossier et du terme fin montre que ce cas de figure apparaît lorsque les deux roches sont sensiblement en proportions égales

1 Ceci n'apparaît que pour le quartz. Les oolithes en effet ne sont présentes que dans le terme grossier.

- shales argileux contenant des lambeaux d'arénite contour-
nés. Le contournement est ici nettement plus fin que dans le
cas précédent
- lutite à passées pseudobrêchiques d'arénite
- lutite massive litée.

A côté de cette série dont les divers termes sont aisément identifiables et peuvent être observés le long d'un passage latéral de faciès (cf. chap. VIII § 3), une autre catégorie de roches mixtes, assez peu représentée est constituée de lames de shales argileux lités alternées avec un ensemble de particules très mal calibrées, et où abondent les tests de Bellemnite d'Ammonites, de Lamellibranches. Ces roches rarement épaisses correspondent à des périodes calmes très longues et s'observent entre la fin d'une séquence et le début de la suivante (chap. VIII - § 3).

2. Structures

2-1. Structures de dépôt (structures primaires de F.J. PETTIJOHN 1956)

Quoique généralement oblitérées par les déformations postérieures, tout au moins au delà d'une certaine quantité de lutite dans la roche mixte, les structures primaires (relatives aux roches mixtes les plus abondantes) peuvent toujours localement être observées.

On constate alors que le dépôt s'est effectué en deux temps nettement distincts : l'arénite se forme par empilement de laminae hydroclassées obliques, conduisant aux mêmes figures structurales que celles de ce terme pétrographique seul (cf. chap. V § 2). Dans un second temps, se dépose la lutite en feuillets horizontaux plus ou moins épais moulant la surface du dépôt précédent. (Pl XIV)

Ainsi les roches mixtes apparaissent comme un dépôt alterné de deux roches différentes, sans termes de passage. La reprise de la sédimentation de l'arénite sur le banc de lutite non encore induré, s'effectue avec des figures d'arrachement ou d'interpénétration souvent complexes. Les masses d'arénite apparaissent plates sur la surface supérieure, mais lobées sur la face inférieure (PL XV-1). Ce sont les "flow-casts" de R.R. SHROCK (1948). A côté de ces figures de déformation plastique, le dépôt de l'arénite peut entraîner également la dislocation des shales qui devaient être alors déjà légèrement indurés : graduellement, latéralement, le banc lité intact passe à des galets anguleux séparés et désorientés puis plus loin à des galets dans la sédimentation oblique de l'arénite.

C'est ainsi que fréquemment, lorsque les strates de minéral reposent directement sur des roches mixtes, la première série de feuillets est particulièrement riche en débris de cette sorte (PL XV-4 et PL V-4). La structure des roches mixtes de "dépôt" résiduel est toujours litée ; qu'elles soient constituées de lutite ou d'arénite grossière, les laminae sont horizontales. Cependant autour des Macrofossiles ces laminae sont localement perturbées : il s'agit de déformations très légères du sédiment au moment de la chute des tests.

2-2. Structures organiques :

Ces structures dues à l'activité vitale de fousseurs sont très caractéristiques des roches mixtes. Dans les arénites moyennes ou grossières, à joints de shales argileux, on observe fréquemment dans les bancs de lutite des pistes d'animaux fousseurs. Ces traces ondulées se présentent en section sous forme de galeries elliptiques de 1 à 2 cm de grand axe. Le matériel de remplissage est fréquemment constitué de particules provenant de l'arénite encaissante et redistribué de manière quelconque (PL XVIII-1). Parfois certaines pistes apparaissent en section transversale formées d'un petit nombre de lames concaves emboîtées à concavité tournée vers le haut. En coupe longitudinale, l'aspect reste analogue. Il s'agit de terriers laminaires simples (E. DANGEARD et M. RIOULT 1960). Ces pistes ne montrent jamais de paroi individualisée ; mais bien que la limite entre le remplissage et le joint de lutite soit franche, les particules argileuses du shale sont orientées, et lorsque le terrier peut être dégagé, il se montre recouvert d'une pellicule argileuse brillante (PL XVIII - 2).

Lorsque la roche mixte est riche en lutite, et pour des dimensions relativement fines des constituants de l'arénite les galeries d'animaux fousseurs sont alors d'orientation spatiale quelconque : on assiste dans ce cas à un véritable brassage du sédiment jusqu'à oblitérer totalement la structure primaire, par une structure grumeleuse (N.M. STRAKHOV 1957) ou nebuleuse (L. DANGEARD et M. RIOULT 1960) (PL XVIII - 3 - 4).

Ces terriers sont de précieux critères sédimentologiques. En effet, qu'ils soient dus à des invertébrés à test rigide ou à carapace articulée, ou bien à des vers à corps mou et souple, ils indiquent de grandes périodes calmes, mais pendant lesquelles le milieu marin était tel qu'il permettait la vie de ces organismes, et par conséquent oxygéné. Or de telles structures s'observent dans les diverses paragenèses tant oxydées que réduites ; elles sont donc une confirmation supplémentaire d'une réduction postérieure, diagénétique du sédiment.

2-3. Structures mécaniques :

Les structures mécaniques secondaires sont faciles à dater. En effet, elles s'estompent vers le bas, alors qu'elles sont tronquées nettement par le dépôt suivant. Elles ont pris naissance par conséquent dans la roche immédiatement après son dépôt et avant la formation du banc sus-jacent (R.R. SHROCK 1948, W.H. TWENHOFEL 1950). Ce sont des structures de déformation pénécotemporaine (A. CAROZZI 1953, R.R. SHROCK 1948).

Les figures structurales que l'on observe sont :

- le plissement
- le boudinage
- le contournement

Ces structures dépendent étroitement de l'hétérogénéité du mélange et des proportions relatives des deux termes lithologiques constituant la roche mixte.

- Le plissement : assez exceptionnelle, cette déformation ne s'observe que dans les arénites à joints de shales argileux. La lutite se dépose en pellicules moulant la surface de l'arénite sous-jacente. Cette surface est ondulée et il se produit sur les pentes les plus fortes, quoique faibles ¹, des glissements du shale qui se plisse. Le dépôt grossier suivant fossilise cette structure, mais peut également l'éroder (PL XV-2).

- Contournement et boudinage : très générale dans les arénites à shales argileux, ces figures structurales conduisent aux roches "truitées" des mineurs.

Les lits de shales argileux sont disloqués et apparaissent en lames contournées, souvent concaves, à concavité tournée vers le haut, de quelques millimètres d'épaisseur et longues de quelques centimètres (PI XV-3, PL XVI-2).

La structure primaire de l'arénite est totalement bouleversée, et les particules sont orientées de manière quelconque (PL XVII).

La présence de certaines strates plus épaisses d'arénites, entraîne le boudinage : cette structure conduit à une succession de masses de section elliptiques d'une dizaine de centimètres de longueur séparées par des étranglements plus ou moins prononcés. Cependant, la position de ces lentilles reste rigoureusement plane (PL XVI (1 - 3)).

¹ Quelques degrés suffisent (A. CAROZZI 1953).

Ces déformations plastiques s'effectuent sans apparition de cavités, et généralement sans fracture des fragments rigides et en particulier les tests d'animaux. Parfois et pour quelques gros galets, le bris apparaît (PL XVI). Dans tous les cas de figure les cavités sont comblées par le sédiment.

Dans le détail, la lutite peut combler également les pores existants entre les particules détritiques de l'arénite. Cette intrusion ne pénètre que rarement profondément, et lorsque le contournement est fin et intense ; et ceci toujours dans les roches mixtes où le terme fin est prédominant.

L'origine du contournement est à voir dans les phénomènes de compaction. Après son dépôt, l'eau est progressivement expulsée et le sédiment se tasse sous la pression des couches sus-jacentes et sous le poids de l'eau du bassin. Or chaque catégorie de sédiment a son propre facteur de réduction de volume (A. LOMBARD 1956). Dans les roches mixtes, constituées de termes très différents, les différences de taille, de densité, etc... des particules créent une hétérogénéité entraînant une compaction différentielle de la roche. Le contournement est maximum pour des proportions déterminées des termes constituant le mélange. Lorsqu'un banc est plus épais, il subit le boudinage. Cette compaction peut être mise en évidence par l'étude de tests rigides de coquilles. Ainsi à la base de la couche rouge de Godbrange, un horizon coquiller est constitué de test en forme de calotte ellipsoïdale. Lorsqu'une telle coquille présente son axe vertical, on peut observer sur la paroi interne des stries d'autant plus accentuées qu'elles sont plus éloignées du sommet de la calotte (PL XVI-5). Autour, la roche encaissante est contournée mais les lames de shales se redressent brusquement le long du test. Un tel phénomène ne s'explique que par un tassement sans déplacements importants.

Remarque : A la base de la couche grise de la partie NE du bassin de Landres-Ottange, des figures structurales complexes apparaissent de manière constante dans les sondages. Il s'agit d'une calcarénite fine à joints de shales argileux fréquents mais peu épais. Cette roche mixte se présente en larges masses arrondies et à structure désorganisée de l'arénite. Du fait que les travaux miniers sont inexistantes dans cet horizon, l'observation ne portant que sur des sections très faibles (quelques centimètres) ne permet pas d'étudier cette structure. On peut penser cependant à des figures de glissements sous-marins analogues à ceux décrits par W.H. TWENHOFEL (1950). En effet, ce dépôt s'est formé au moment où la faille de Crusnes à individualisé les deux bassins de Longwy et de Landres Ottange (cf. chap. VIII-3). Cette secousse a alors pu mobiliser les sédiments fraîchement déposés et les faire fluer vers les points bas. Seule l'étude stratigraphique de détail permettra d'infirmer ou confirmer cette hypothèse.

Tableau n° 27

Roches mixtes
 Paramètres des distributions granulométriques
 des oolithes et quartz triés par fractionnement
 (médiane et indice de classement d'après la
 méthode de D.L. INMAN 1952)

Mine	Couche	oolithes ¹		quartz	
		M ϕ	$\sigma\phi$	M ϕ	$\sigma\phi$ --
Tressange	jaune principale	157 μ	0,91	183 μ	0,40
Tressange	pied de rouge p ^{1e}	144 μ	0,12	144 μ	0,29
Tressange	pied de jaune p ^{1e}	154 μ	0,29	137 μ	0,29
Tressange	intercalaire JS-RP	168 μ	0,36	134 μ	0,40
Saizerais	faisceau siliceux	195 μ	0,26	102 μ	0,57
Boulanges	jaune principale	137 μ	0,35	128 μ	0,40
Godbrange	rouge ou L ₃	158 μ	0,74	250 μ	0,50

1)

oolithes estimées en poids dans chaque tranche granulométrique.

3. Textures

3-1. Textures des détritiques :

La méthode d'isolement des phases par fractionnement a pu être utilisée pour certains minerais à shales contournés. Elle conduit alors à des opérations longues, répétées, et mal contrôlables. Les résultats demandent à être interprétés avec prudence.

Les faits essentiels qui ressortent des analyses granulométriques ont trait aux dimensions et au classement des grains. Plus mal classés, les grains constituants détritiques présentent le plus souvent des dimensions moyennes plus faibles que leurs homologues des arénites sans shales.

a/ oolithes :

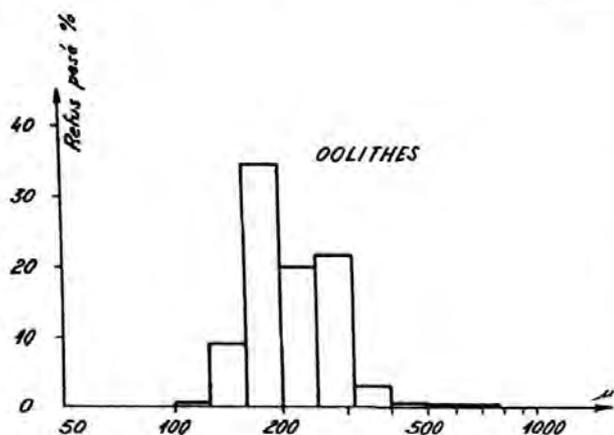
Les oolithes de forme générale assez aplatie (les indices de rondeur oscillent autour de 0,5) s'inscrivent toujours dans des distributions granulométriques unimodales (cf. fig. n° 30). Les dimensions moyennes dépassent rarement 200 μ (cf. tabl. n° 27). La phase oolithe contient en faible proportion (0,5 à 2 %) mais de manière constante, des granules de 500 à 800 μ , qui sont aisément repérables à l'oeil nu.

Ces particules présentent des indices de classement très variables, mais d'autant plus faibles que la médiane est plus fine. Ceci s'explique très facilement par l'absence d'oolithes plus petites que 80 μ . Plus les particules déposées sont fines, et plus la plage granulométrique représentée est resserrée. En fait, corrélativement, la quantité d'oolithes diminue par rapport aux grains de quartz ou les débris de coquilles dans les roches mixtes les plus fines.

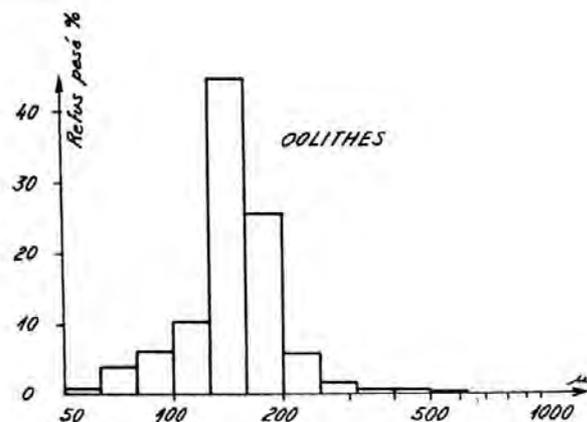
Les oolithes des roches mixtes oxydées sont jaunes : il semble que la dernière enveloppe ne soit pas constituée de goéthite pure mais de la même limonite que le coeur du grain. Cette observation est particulièrement importante : il apparait une différence de comportement de l'oolithe suivant qu'elle est entourée de shales argileux imperméables, ou qu'elle est associée aux autres détritiques dans un sable dont la cimentation s'est effectuée plus tardivement. Ceci conduit à penser que l'oolithe telle qu'on peut l'observer provient d'une évolution diagenétique à partir de l'oolithe sédimentée. Cette réorganisation conduisant vraisemblablement à une cristallisation des divers minéraux constitutifs de la limonite et éventuellement une redistribution dans les enveloppes.

FIG. 30

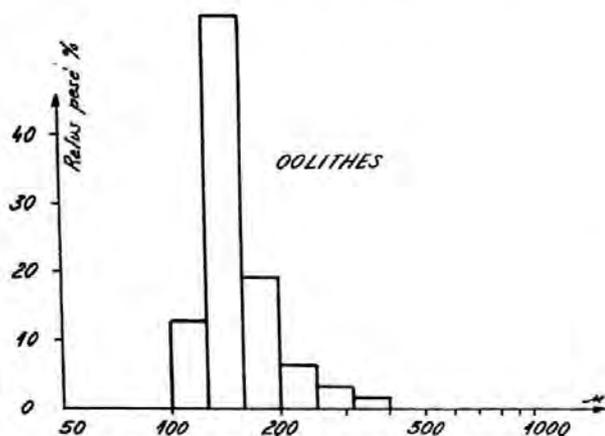
HISTOGRAMMES DES DISTRIBUTIONS GRANULOMÉTRIQUES
DES GRAINS DÉTRITIQUES DES ROCHES MIXTES



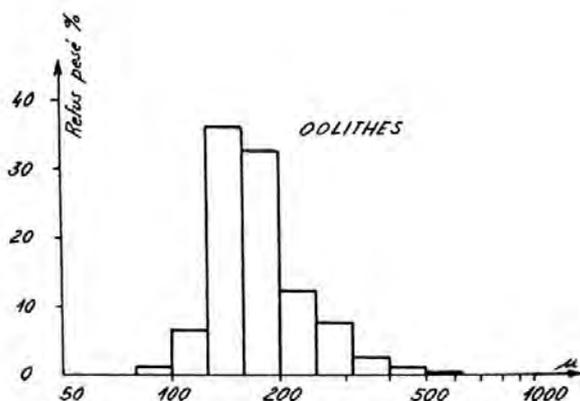
ARÉNITE A SHALES CONTOURNÉS MINÉRALISÉE
Fe = 28 %
(Saizerais - Faisceau siliceux)



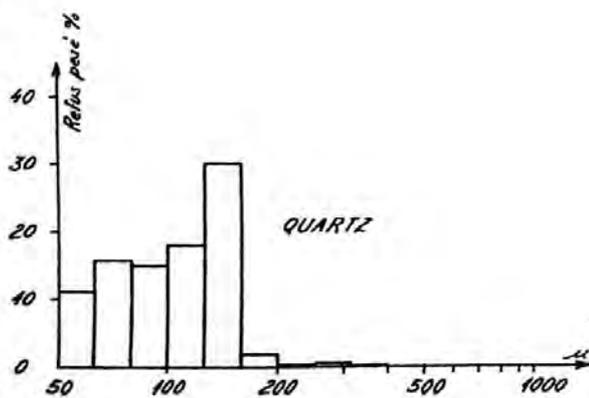
ARÉNITE FINE A SHALES CONTOURNÉS
Fe = 22 %
(Boulogne - Couche Jaune Principale)



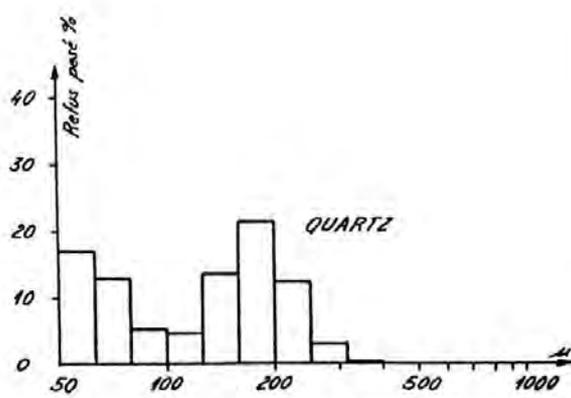
CALCARÉNITE FINE A SHALES SYSTÉMATIQUES
Fe = 15 %
(Tressange - Red de Jaune Sauvage)



CALCARÉNITE FINE A SHALES SYSTÉMATIQUES
ET CONTOURNÉS - Fe = 20 %
(Tressange - Intercalaire Jaune Sauvage - Rouge Principale)



Saizerais - Faisceau siliceux.



Boulogne - Jaune Principale.

b/ les grains de quartz :

Les histogrammes construits sur les poids des tranches granulométriques présentent deux modes, ou tout au moins une zone de maximum de fréquence très étalée (cf. fig. 30). La dimension du maximum des grains fins se situe vers 50 à 63 μ . Compte tenu du fait que les grains de quartz plus fins que 50 μ , et les grains englobés dans les shales indurés sont considérés, de par la méthode même de fractionnement, comme constitutifs des lutites, les populations granulométriques des grains tamisés et plus petits que 100 μ sont de signification douteuse. La quantité des grains fins englobés dans la phase quartz est plus ou moins importante suivant qu'il y a plus ou moins de shales argileux dans la roche mixte et surtout suivant l'état d'induration qui conditionne dans une très large mesure la libération des grains de quartz.

Les indices de classement et les médianes que l'on peut calculer d'après la méthode de D.L. INMAN. (1952) sont donnés sous toutes réserves (cf. tableau n° 27).

3-2. Textures du ciment

Ainsi que pour les arénites sans shales argileux, il est difficile de dissocier l'étude des textures du ciment de l'étude des paragénèses. La présence de shales argileux entraîne un facteur supplémentaire de complexité, et les intrusions de cette roche entre les grains détritiques de l'arénite créent dans les zones de contact, un ciment en taches.

4. Paragénèses

Les transformations diagénétiques qu'ont subies les roches mixtes procèdent des mêmes causes que celles ayant affecté les arénites. Les figures sont par contre beaucoup plus complexes. En effet, interviennent là les notions de porosité, de perméabilité et également de sensibilité des termes lithologiques aux agents réducteurs. C'est ainsi que les lutites sont les premières réduites, ceci s'explique par la très grande porosité de ces roches et la grande finesse de leurs grains constitutifs (cf. chap. VI § 2).

Trois paragénèses fondamentales peuvent être distinguées :

a/ paragénèse oxydée :

Les plages d'arenites où le shale ne s'est pas infiltré dans les pores, sont constituées de grains détritiques, oolithes, quartz et débris de coquilles englobés dans un ciment de calcite recristallisée en larges plages de 300 à 500 μ .

Quelques taches de limonite résiduelle attestent de la déstabilisation du carbonate de calcium, des débris de coquilles (PL XIX- 2 - 3). Il n'y a pas eu, sauf dans les bancs d'arénite épais, de migration apparente de ce minéral.

Le terme fin, toujours très sombre et de teinte brunâtre est constitué de grains de quartz fins et de paillettes de muscovite cimentés par une matière argileuse microagrégée polarisant faiblement. Dans ce ciment on peut parfois observer des cristaux extrêmement fins ($< 10 \mu$) de carbonate et probablement de calcite, l'analyse chimique n'indiquant pas la présence de sidérose (PL XIX - 4 - 6) Le shale est parfois pigmenté de petits cristaux d'apparence sphérique de pyrite (Jarny, couche grise truitée).

Macroscopiquement, la roche est brune et foncée. Lorsqu'elle contient un peu de fer ferreux, c'est-à-dire dans les transitions avec la paragenèse suivante, les shales deviennent noir-verdâtre.

b/ paragenèse chloriteuse :

De manière caractéristique, la lutite est chloritisée : elle apparaît sous forme d'un ciment verdâtre microagrégé polarisant faiblement et englobant des cristaux de sidérose : (PXIX- 5, PL XX - 1 - 2) ces particules dérivent probablement de la corrosion des grains de quartz antérieurs ainsi que l'attestent les formes extérieures. De même l'absence totale de muscovite et la présence de cristaux de sidérose de mêmes dimensions et formes que ce mica permettent de penser à un remplacement.

Les oolithes sont intactes, limonitiques. Les grains de quartz sont très faiblement corrodés par la sidérose, ou le plus souvent seule la pellicule primitive extérieure de limonite est épigénisée en chlorite. Ces grains sont cimentés par de la calcite recristallisée là où le shale argileux ne s'est pas introduit. Cette paragenèse conduit à des roches sombres de nuances brun-verdâtre. Les bancs présentent fréquemment des hétérogénéités importantes de paragenèse (PL XX - 5, PL XVI - 1) ; dans les bancs d'arénite boudinés ou dans le minerai non shaleux en contact avec la roche mixte, se développe sur quelques centimètres une paragenèse à agrégats de pyrite, l'ensemble de la roche étant intensément chloritisée ; les quartz sont presque totalement remplacés par la sidérose, et les oolithes sont totalement déformées en spastolithes verts.

Au delà de la zone hyperréduite, l'arénite présente alors la paragenèse chloriteuse-type à ciment pelliculaire.

Un fait remarquable est à signaler pour les roches mixtes de paragenèse chloriteuse : les restes organiques ne s'observent le plus généralement qu'à l'état de moulage ¹ : sur une cassure fraîche la limonite qui était associée apparaît soit sous forme d'une fine pellicule jaune de limonite non encore réduite, soit le plus souvent sous forme d'une pellicule brillante de chlorite, (cas très général des minerais du bassin de Nancy).

Ces faits conduisent à penser à une migration importante de la calcite; lors de la diagénèse un milieu acide s'est installé entraînant la solubilisation du carbonate de calcium.

c/ paragenèse à sidérose et pyrite :

Dans cette paragenèse tous les constituants primitifs que ce soient les oolithes ou les particules argileuses, sont transformées en chlorite. Les formes sédimentaires peuvent être observées du fait des différences de comportement optique (teinte, polarisation, cristallinité), mais sont souvent très déformés (PL XX - 3 - 4). La sidérose peut être abondante, non seulement en corrosion des grains de quartz mais également en concrétions installant préférentiellement sur un lit continu de shales argileux en le dilatant fortement. Cette paragenèse est à rapprocher des "sidérite mudstones" de la formation ferrifère du Northampton (J.H. TAYLOR 1950).

On observe également, à ce stade de réduction le développement de la pyrite en agrégats souvent dispersés dans la roche, et en filonnets obliques.

5. Composition (cf. tableau n° 28)

L'interprétation de l'analyse chimique est rendue délicate par le grand nombre de facteurs qui la déterminent. L'indétermination majeure provient des shales argileux dont la composition chimique, très variable (cf. chap. VI - § 2) est mal connue : elle demande, en effet, dans une première étape d'étude, à être systématiquement isolée et étudiée. Seule, dans l'état actuel des connaissances, une analyse qualitative peut être tentée.

Alors que la caractéristique marquante des lutites est d'être alumineuses (leur rapport $Al_2O_3\%/Fe\%$ est voisin de 1), les arenites elles ne contiennent de l'alumine que dans la limonite, ou les minéraux en dérivant, où le rapport $Al_2O_3\%/Fe\%$ est voisin de 0,14. Les roches mixtes présenteront des rapports intermédiaires suivant les proportions relatives de shale argileux et d'arénite. La silice est abondante et d'autant plus que le terme fin est plus important. Dans la classification minière

1 sauf cependant les rostrés de Belemnites.

Tableau n° 28
Composition chimique de roches mixtes.

Mine	Couche	Fe	Fe ⁺⁺	SiO ₂	Q	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	CaO	MgO	Mn	P	CO ₂	H ₂ O	S
Moyeuivre	grise	35,10	7,75	14,63	5,72	7,67	7,80	2,30		0,79	7,01	8,85	0,11
Saizerais	calcaire	33,70	5,72	8,87	3,60	5,04	14,45	1,95	0,22	0,96	12,15	7,50	0,10
Saizerais	siliceux	28,05	6,92	27,23	17,15	9,64	4,70	2,54	0,15	0,52	5,25	7,70	0,41
St Barbe	brune	31,15	8,20	16,46	7,20	6,43	10,85	2,17			10,95	7,63	0,10
Jarny	grise	24,55	10,00	28,84	4,50	10,75	6,55	2,78	0,14	0,51	6,17	7,15	0,50
Tressange	brune	31,95	8,25	23,98	15,00	7,95	5,70	2,64	0,14	0,74	4,49	8,43	0,25
Tiercelet	rouge L3	31,10	3,90	15,54	10,90	4,87	13,65	1,25	0,19	0,82	11,17	7,60	0,12
Montrouge	brune	36,10	5,15	17,16	10,40	6,63	7,80	1,57	0,18	0,78	5,25	8,30	0,12
Ida	noire	33,80	12,30	17,50	9,65	6,37	6,95	3,07	0,27	0,67	9,55	7,40	0,59
Boulange	brune	27,95	6,25	25,68	15,45	8,55	8,50	2,50	0,10	0,65	5,95	7,30	0,30
Boulange	jaune p ^{le}	22,60	5,60	23,70	13,65	8,10	15,20	1,52	0,13	0,45	12,10	6,80	
Aumetz	jaune	17,20	5,00	22,40	14,45	7,10	21,20	1,80	0,13	0,49	16,60	5,20	0,43
Godbrange	rouge L3	32,35	4,95	16,16	10,90	5,56	11,30	1,64	0,21	0,82	10,20	7,60	0,12
Rédange	L ₂ sup ^I	18,45	0,80	15,09	10,35	4,53	26,25	1,26	0,13	0,44	20,04	5,38	0,02
Rédange	L ₂ sup ^I	14,40	1,65	11,60	6,70	3,34	32,70	1,04	0,13	0,45	26,00	3,85	0,04
Maron Val de Fer	N ₁	27,90	7,75	12,66	6,90	6,27	16,05	2,24	0,17	0,55	15,40	6,60	0,14
Maron Val de Fer	N ₄	36,20	5,65	12,82	6,70	6,14	8,45	1,92	0,22	0,67	8,94	8,52	0,13

classique, les roches mixtes présentent des indices de basicité toujours plus faibles que la plupart des arénites et conduisent à des minerais siliceux ou faiblement calcaires ¹ (CaO%/SiO₂% de 0,2 à 1,7).

Les dosages de Fe⁺⁺ sont très précieux car ils donnent une première indication sur le degré de réduction subie par la roche mixte. Ainsi que j'ai pu le montrer pour les arénites (cf. chap. V - § 4) du fait que ce phénomène est lié à une capacité réductrice, c'est la quantité globale de Fe⁺⁺ qui est significative en première approximation ; mais il n'est pas indifférent que cet élément soit sous l'une ou l'autre forme minéralogique ².

Il est ainsi remarquable de constater que pour deux échantillons d'une même couche dont l'un (à shales contournés) dérive de l'autre (à savoir une arénite à paragénèse chloriteuse) par passage latéral, les teneurs globales en fer ferreux sont très voisines, (grise calcaire et grise siliceuse de Moyeuve).

Corrélativement à l'augmentation de Fe⁺⁺ au cours de la transformation réductrice, les teneurs en MgO croissent sensiblement.

Les usines consommatrices de minerais à shales argileux en proportions importantes ont depuis longtemps constaté l'abondance de phosphore. Alors que régulièrement pour les arénites sans shales, le rapport P%/Fe% oscille de 0,017 à 0,023, dans les minerais argileux il atteint régulièrement des valeurs de 0,022 et jusqu'à plus de 0,025. Ceci s'explique par les teneurs variables en phosphore des shales argileux, teneurs toujours plus élevées que dans la calcite.

Une des caractéristiques de ces roches est d'être toujours un peu plus sulfureuses que les minerais non marneux, et ce, indépendamment de la paragénèse, sauf lors de l'apparition de pyrite.

En conclusion, on constate qu'il est possible, au vu de l'analyse chimique complète, de se faire une idée de la composition minéralogique des échantillons et de tester la présence de shales argileux. Cependant, la détermination quantitative des constituants de ce mélange est subordonnée à des études délicates qu'il convient de poursuivre patiemment.

-
- 1 C'est ainsi que la fréquence des roches mixtes dans la série du bassin de Nancy a nécessité une coupure différente entre "calcaire et "siliceux" fixée à 1,2 (cf. chap. III - § 1)
 - 2 La transformation de chlorite en siderose, en effet équivaut à une consommation plus élevée de matière organique (N.M. STRAKHOV 1957).

- 1 Oolithe limonitique. Les enveloppes concentriques se sont constituées autour d'un gros noyau de quartz de forme très irrégulière.
Les particules voisines ont créé des figures d'impression.
Concession de Mont-St-Martin, Couche L6, L.R.N. x 72, cliché J. ORCEL.

- 2 Granule homogène en limonite de forme allongée.
Concession de Mont-St-Martin, couche L4, L.R.N. x 72, cliché J. ORCEL.

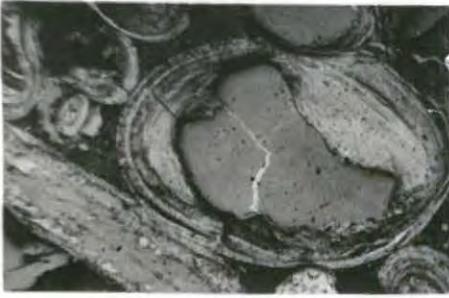
- 3 Granule constitué de minéral préformé remanié.
Concession de Mischeville, faisceau siliceux, L.R.N. x 72, cliché J. ORCEL

- 4 Diversité des granules: morceaux de minerais remaniés où l'on distingue des fragments de lits concretionnés de calcite et de minéral intermolulaire, granules de lutite homogène, et granules de limonite homogène.
Concession de Beuvillers, sondage 8 bis, "calcaires ferrugineux", 1/3 de la grandeur naturelle.

- 5 Rostre de Belemnite roulé.
Concession de Moyeuivre, toit à la couche grise, 1/5 grandeur naturelle.

- 6 Microfossile en calcite à pores partiellement comblés de limonite. Concession de Tressange, intercalaire jaune sauvage-rouge principale, L.T.N., x 60, Cliché M. ROUBY.

- 7 Débris détritique phosphaté.
Concession de Moulaine, couche intermédiaire, L.T.N., x 80, cliché J. ORCEL



1

400 μ



2

400 μ



3

400 μ



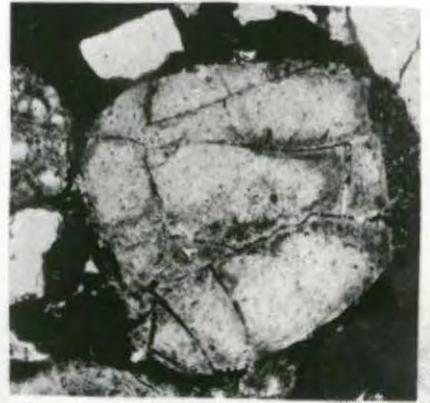
4

6 cm.



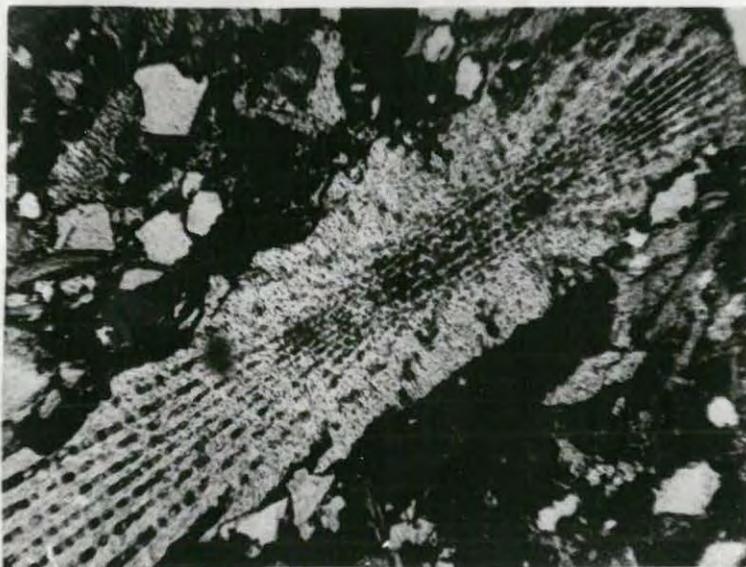
5

1 cm.



7

400 μ



6

1000 μ

- 1 Succession de séries de feuillets en stratification entrecroisée.
 Cette structure apparaît en stratification oblique car le parement est approximativement parallèle à la direction d'apport.
 Concession Ida-Amélie, quartier des Roches, couche grise.

- 2 Stratification entrecroisée d'une arénite oxydée. La calcite se distribue en lits concrétionnés parallèles aux feuillets.
 Concession de Tressange, quartier Nord-Est, couche grise, 1/10 grandeur naturelle

- 3 Stratification entrecroisée d'une arénite fortement chloriteuse. Les plans des feuillets sont soulignés par des débris de coquilles calcaires résiduels
 Concession de Veuillers, sondage 8 bis, couche noire, 1/4 grandeur naturelle.

- 4 Stratification entrecroisée d'une arénite chloriteuse.
 La présence de feuillets riches en débris de coquilles a déterminé la formation d'une concrétion calcaire dont le développement s'est effectué à cheval sur deux séries de feuillets.
 Concession de Hussigny, sondage 21, couche grise, 2/5 grandeur naturelle.

- 5 Arénite magnétique noire laissant apparaître sa structure primitive de dépôt en stratification entrecroisée. La calcite encore abondante est disposée en lits concrétionnés.
 Concession de Pienne, couche grise, 1/2 grandeur naturelle.



1



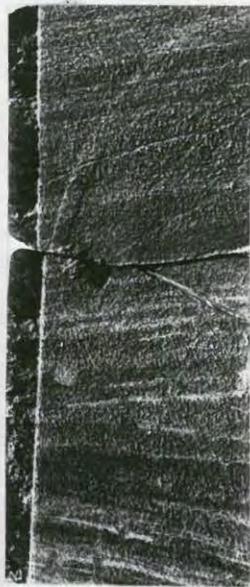
2

50 cm.



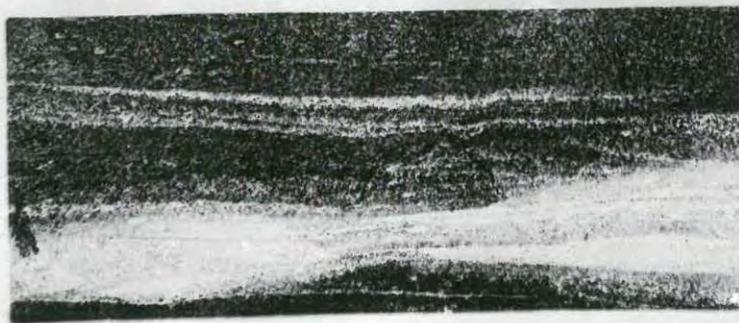
4

5 cm.



3

8 cm.



5

10 cm.

- 1 Arénite oxydée en stratification entrecroisée. Les oolithes ferrifères se distribuent préférentiellement à la base des feuillets donnant une apparence de granuloclassement à la série de laminae.
Concession de Moutiers, couche rouge, 1/2 grandeur naturelle.

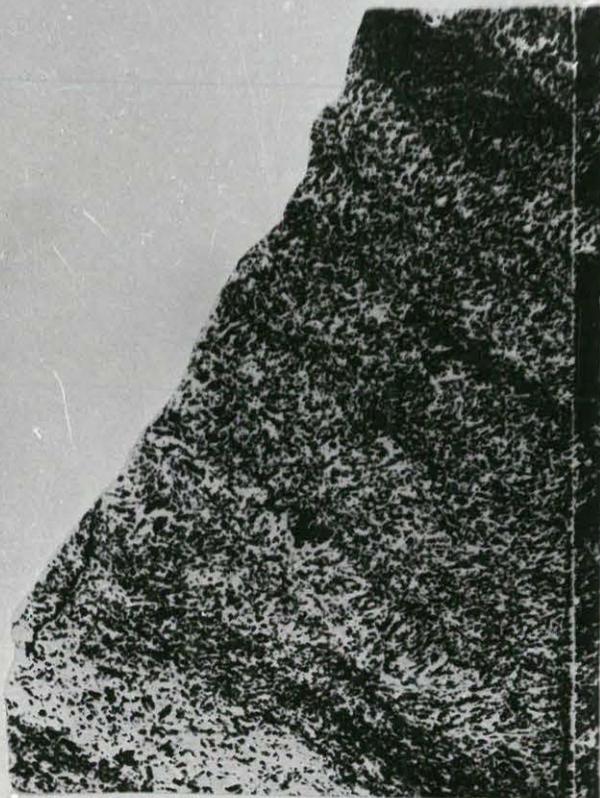
- 2 Arénite grossière calcaire oxydée à débris de coquilles.
Orientation des débris plats en travers de la direction de progression.
Granuloclassement apparent des laminae dont la base est enrichie en oolithes et granules ferrifères.
Concession de Rédange, couche L1, 3/4 grandeur naturelle.

- 3 Calcarénite fine en stratification ondulée. La calcite a recristallisé en concrétions ménageant des faibles plages peu épaisses où s'observe la roche encaissante décalcifiée.
Concession de Rédange, base de L2 inférieure, 1/3 grandeur naturelle.

- 4 Ondulations de courant marquées par un joint de lutite.
Concession de la Mourière, couche grise, 1/5 grandeur naturelle.



1 8 cm.



2 8 cm.



3 6 cm.



4 20 cm.

1 Disposition horizontale des séries de concrétions calcaires d'une arénite calcaire oxydée. Les concrétions représentent ici environ la moitié de la masse de minerai.

Concession Ida-Amélie, couche grise, quartier des Roches.

2 Lits concrétionnés de calcite nettement tranchés par rapport à la roche encaissante totalement décalcifiée. Dans les concrétions apparaît la structure primaire en stratification entrecroisée. Arénite chloriteuse.

Concession de Ste Barbe, couche grise, 1/12 grandeur naturelle.

3 Détail des rapports entre la concrétion et son environnement. Il y a continuité des laminae entre la concrétion et le minerai internodulaire. L'inflexion des feuillets au contact des deux zones, indique un tassement du minerai internodulaire ou une augmentation de volume de la concrétion. Arénite calcaire oxydée.

Concession de La Mourière, couche grise, 1/3 grandeur naturelle.

4 "Boule" très régulière. Cette concrétion s'est développée autour d'une série de feuillets riches en débris de coquilles. Arénite très chloriteuse.

Concession de Moulaine, faisceau siliceux, 1/2 grandeur naturelle.



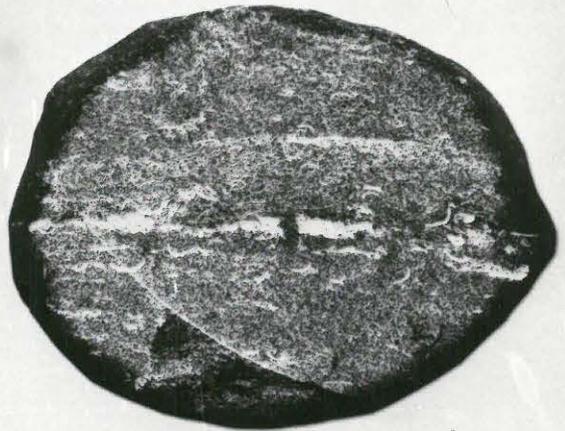
1



2



3



4



1 Joint de lutite autour duquel s'est développée une concrétion calcaire. Présence de microconcrétions formées uniquement de calcite: il s'agit d'accroissements secondaires autour de débris d'Echinodermes.

Arénite chloriteuse calcaire.

Concession Ida, faisceau calcaire, quartier centre, grandeur naturelle.

2 Pistes d'animaux fouisseurs: la structure primitive est dérangée dans les galeries.

A gauche de la photo, on observe des traînées indiquant la chute d'une particule. Arénite chloriteuse calcaire.

Concession Anderny-Chevillon, couche grise, $2/3$ grandeur naturelle.

3 Laminae dérangées par la chute d'un petit fragment de lutite.

Concession de Murville, couche grise, $1/2$ grandeur naturelle.

4 Contact entre une strate en stratification entrecroisée et la roche sous-jacente formée ici d'une arénite à shales argileux contournés. Les premiers feuillets déposés sont très riches en gros fragments et galets arrondis de lutite.

Concession de Beuvillers, sondage 8 bis, base de la couche verte, $1/2$ grandeur naturelle.



1

5cm



2

6cm



3

10cm



4

6cm

PL VI

- 1 Arénite oxydée. Concrétion calcaire. Oolithes, grains de quartz et débris de coquilles recouverts partiellement de limonite sont englobés dans une matrice basale isogranulée de calcite.
Concession de Tressange, couche grise, L.T.N., x 59, cliché H. NIKIFOROVA.

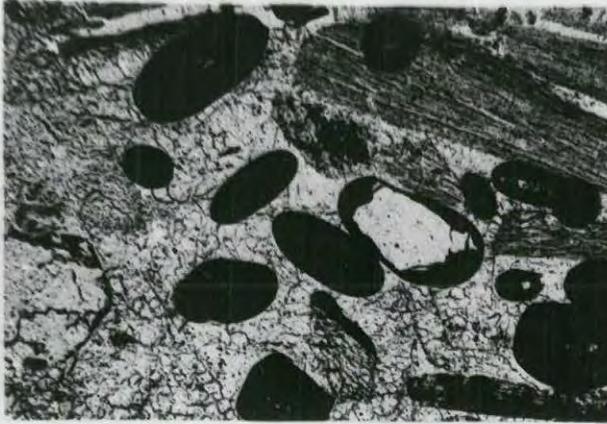
- 2 Calcarénite oxydée à oolithes, assez peu minéralisée. Recristallisation de la calcite des débris de coquille et du ciment:
Accroissement en un seul cristal de la calcite constitutive d'un débris d'Echinoderme (centre de la photo).
Concession de Rédange, couche L1, L.T.P., x 35.

- 3 Texture de la concrétion d'une arénite oxydée (PL IV, ph 3).
Tassement excessivement faible des constituants détritiques dans un ciment de calcite recristallisée. Arénite calcaire oxydée.
Concession de La Mourière, couche grise, L.T.N., x 59.

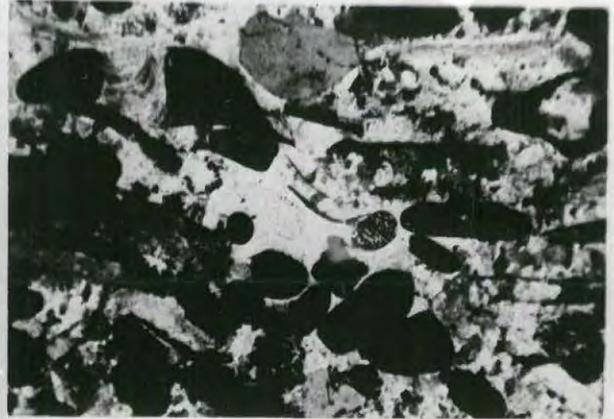
- 4 Texture de la roche encaissante autour des concrétions (PL IV, ph 3).
Le tassement des grains détritiques est très élevé. De la limonite fine résiduelle est très abondante et comble partiellement les pores.
Arénite calcaire oxydée.
Concession de La Mourière, couche grise, L.T.N., x 59.

- 5 Calcarénite à oolithes rares très recristallisée. Un débris de coquille est recouvert d'une pellicule disymétrique de limonite. La calcite provient de l'arénite sous-jacente décalcifiée. Concession de Rédange, couche L2 inférieure, L.T.P., x 35.

- 6 Calcarénite. La calcite des débris de coquilles se présente en deux figures texturales: cristaux allongés en fibres, et cristaux engrenés développés perpendiculairement aux bords du débris.
Concession de Rédange, base de L2 inférieure, L.T.P. x 35.



1 500^μ



2 1000^μ



3 500^μ



4 500^μ



5 1000^μ



6 1000^μ

- 1 Espace intermodulaire à tassement très élevé des grains détritiques. Ciment pelliculaire de lepto-chlorite autour des grains détritiques. Par place, la chlorite se dispose en petites rosettes. Les pores sont partiellement comblés de calcite. A gauche sur la photo on distingue de la limonite fine progressivement transformée en chlorite. Arénite calcaire chloriteuse.

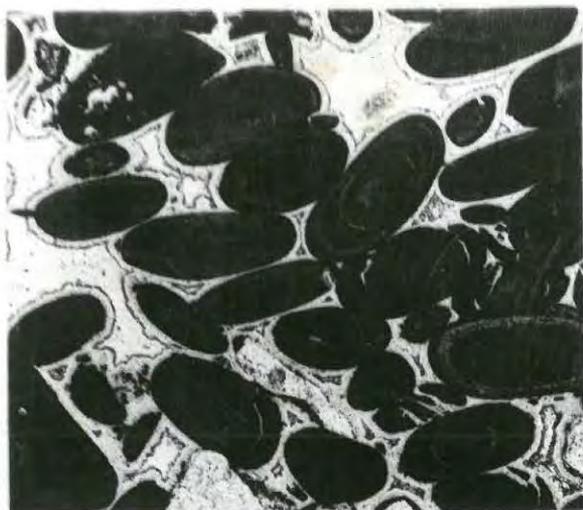
- 2 Dans l'espace intermodulaire où les oolithes sont très tassées, le bris apparaît fréquemment. Les divers fragments peu déplacés sont soudés par la matrice pelliculaire de chlorite qui pénètre dans les fentes. Sur cette photo on observe de la limonite en voie de transformation. Les pores sont partiellement comblés de calcite. Arénite calcaire chloriteuse.
Concession de Landres, couche grise, L.T.N., x 59.

- 3 Oolithes brisées cimentées par le ciment général pelliculaire de chlorite. Arénite calcaire chloriteuse en bordure d'accident magnétique. Concession de Pienne, couche grise "chocolat", L.T.N., x 59.

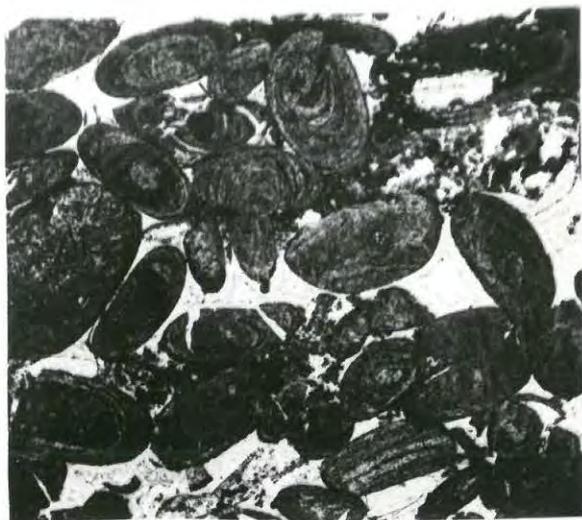
- 4 Les oolithes aplaties sont très tassées. Avec un grain de quartz corrodé par la sidérose et un fragment calcitique, les grains ferrifères sont cimentés par une double pellicule de lepto-chlorites. Arénite calcaire chloriteuse.
Concession de Murville, couche grise, L.T.N., x 100.

- 5 Texture d'une concrétion calcaire d'une arénite chloriteuse. La lepto-chlorite se distribue partiellement en pellicules et également en taches, associée alors à un ciment de calcite recristallisé en larges plages. Les oolithes sont là constituées d'enveloppes alternées de lepto-chlorite et de limonite. Concession d'Hussigny, couche grise, L.T.N., x 45.

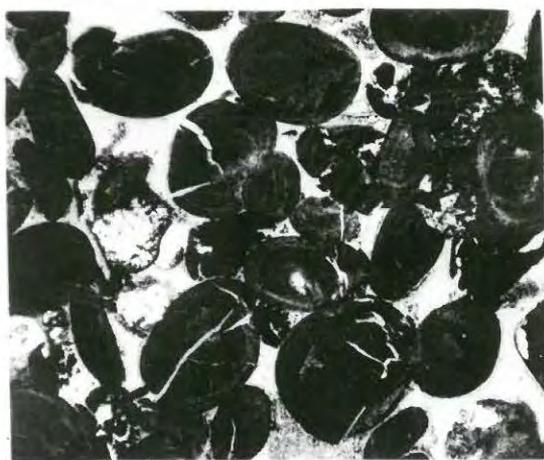
- 6 Ciment en taches de lepto-chlorite et de calcite recristallisée autour de grains détritiques peu tassés. Les oolithes sont partiellement transformées en chlorite. Concession d'Hussigny, couche grise, L.T.N., x 45.



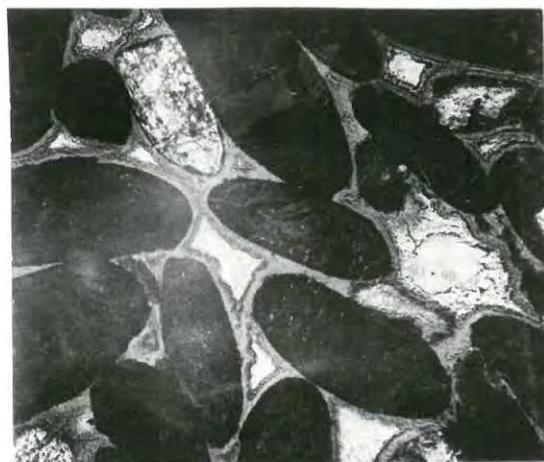
1 500 μ



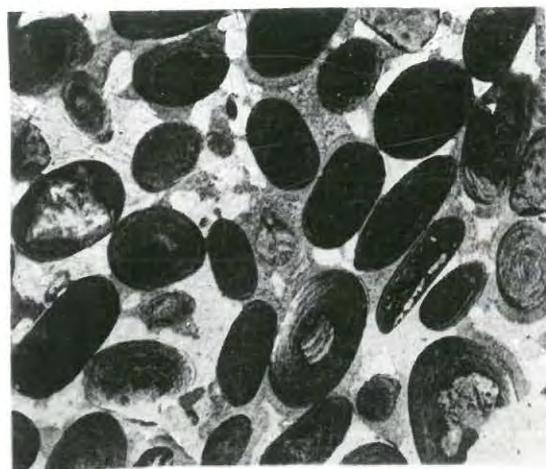
2 500 μ



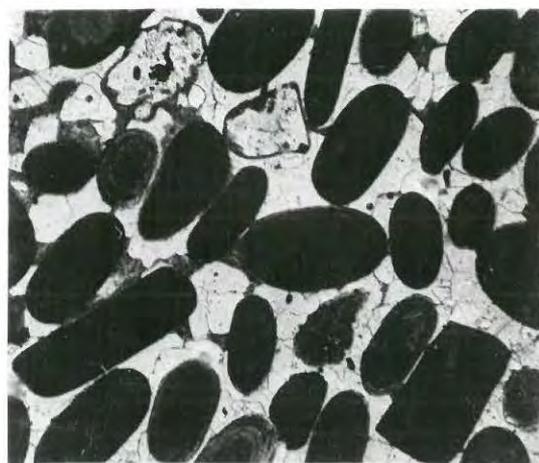
3 500 μ



4 400 μ

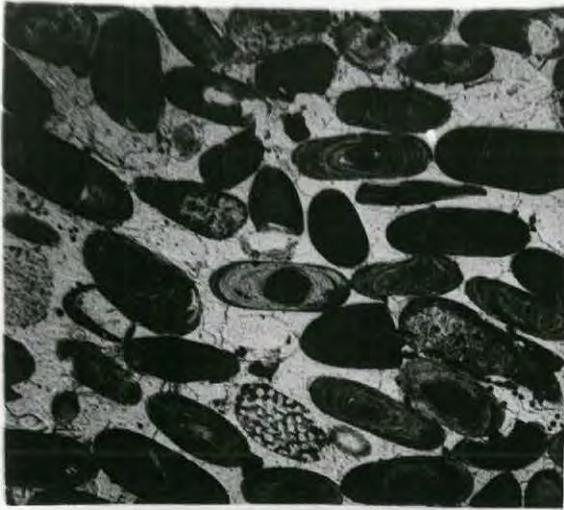


5 500 μ

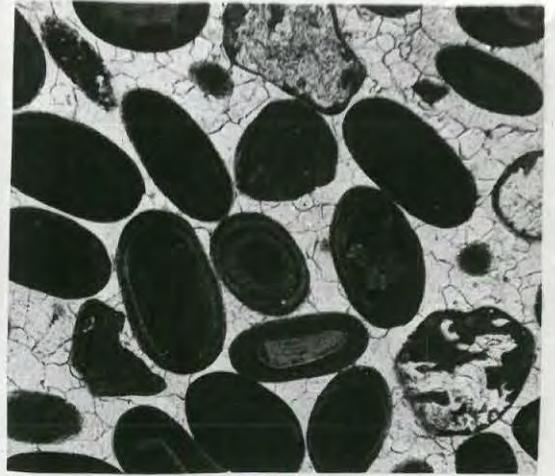


6 500 μ

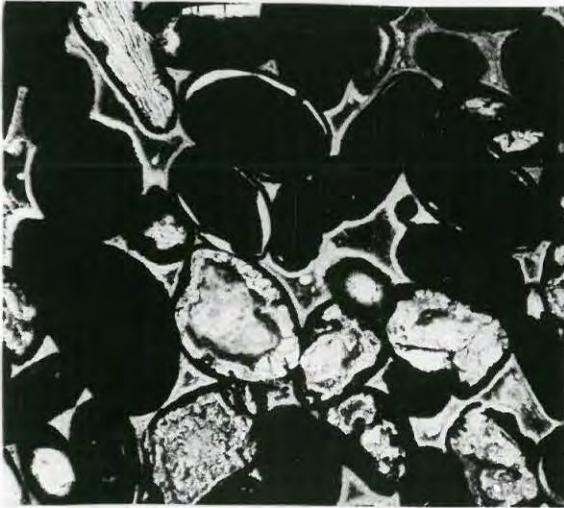
- 1 Concrétion calcaire d'une arénite calcaire chloriteuse. Oolithes fortement chloritisées dans un ciment de calcite recristallisée à taches de leptochlorite. Concession de Pienne, couche grise, L.T.N., x 59.
- 2 Concrétion calcaire dans une arénite minéralisée chloriteuse où les oolithes chloritisées et les grains de quartz fortement corrodés par la sidérose et la chlorite sont cimentés par de la calcite recristallisée en larges plages. Concession de Pienne, couche grise, L.T.N., x 59.
- 3 Arénite sidéritique, espace internodulaire. Oolithes limonitiques envahies de l'extérieur par des cristaux courbes de sidérose. Quartz profondément corrodés. Ces grains sont cimentés par une matrice pelliculaire formée de couches successives de leptochlorite vert-foncé (première pellicule noire de la photo), de sidérose, de leptochlorite claire. Les pores sont comblés de chlorite et d'un minéral incolore susceptible d'être un phosphate de chaux.
Concession d'Hussigny, couche noire, L.T.N., x 59.
- 4 Arénite de paragenèse intermédiaire entre celle à leptochlorites et celle à sidérose. Texture de la concrétion calcaire. Les oolithes partiellement en leptochlorite sont cimentées par une matrice pelliculaire de leptochlorite claire. Les pores sont comblés de sidérose et calcite microcristalline. Concession d'Anderny-Chevillon, couche grise, quartier Sud, L.T.N., x 130.
- 5 Oolithes fortement chloritisées partiellement corrodées par la sidérose. Cimentation pelliculaire en leptochlorite, de pores et en taches de calcite calcite, la sidérose et la chlorite. Concession de Pienne, couche grise, bordure d'accident magnétique, L.T.N., x 45.
- 6 Oolithes de limonite au centre, leptochlorite à la périphérie cimentées par de la leptochlorite pelliculaire. Les pores sont comblés de sidérose. Concrétion calcaire résiduelle. Concession de Pienne, couche grise, bordure d'accident magnétique, L.T.N., x 45.



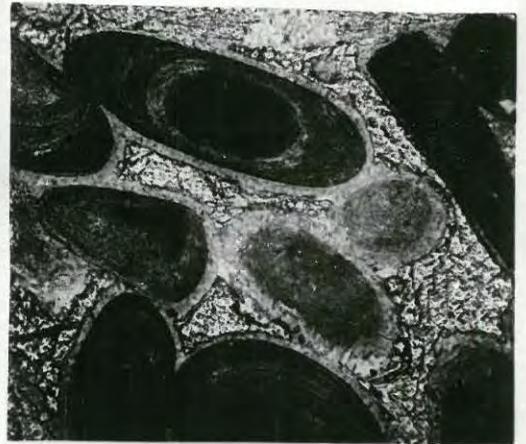
1 500 μ



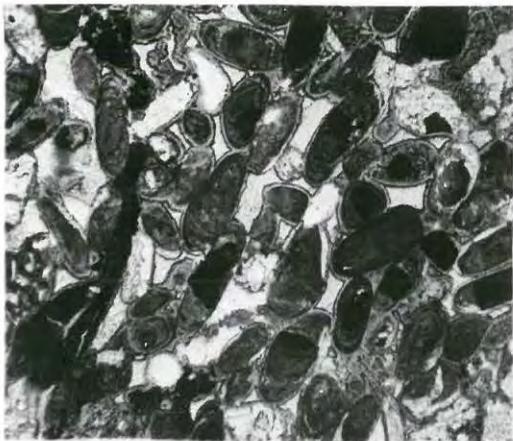
2 500 μ



3 500 μ



4 250 μ



5 500 μ



6 500 μ

PL IX

- 1 Oolithes de leptochlorite fortement déformées: spastolithes. Corrosion d'un grain de quartz par la sidérose. Le ciment pelliculaire de leptochlorite se confond avec les dernières enveloppes des oolithes. Les pores sont comblés de chlorite, sidérose et calcite.
Concession d'Angevillers, couche noire, L.T.N., x 168, cliché M. DEUDON et H. NIKIFOROVA.
- 2 Spastolithes de leptochlorites et grains de quartz corrodés par la sidérose. Ciment pelliculaire de chlorite, de pore en sidérose.
Concession de Valleroy, couche verte, L.T.N., x 59.
- 3 Spastolithes de leptochlorite, limonite, sidérose. Ciment en taches de leptochlorite concrétionnée associé à un ciment pelliculaire.
Concession de Ste Barbe, couche grise, L.T.N., x 130.
- 4 Oolithes de leptochlorites déformées et corrodées par des cristaux à faces courbes de sidérose. Ciment basal de leptochlorite.
Concession de Valleroy, couche noire, L.T.N., x 80.
- 5 Centre d'une concrétion calcaire dans la paragenèse sidéritique. Les oolithes de leptochlorite peu déformées sont fortement corrodées par la sidérose. Celle-ci épigenise également la calcite sous toutes ses formes.
Concession de Pienne, couche grise, L.T.N., x 50.
- 6 Détail de la transformation d'une oolithe limonitique en leptochlorite. De la limonite opaque résiduelle s'observe dans la chlorite. Il semble que la formation du silicate ferrifère s'effectue avec augmentation de volume par rapport à la limonite et s'étalant autour de chaque débris de limonite en auréole.
Concession de Jarny, couche grise "chocolat", L.T.N., x 250.



1 200 μ



2 500 μ



3 200 μ



4 400 μ



5 500 μ



6 100 μ

PL X

- 1 Spastolithes de lepto-chlorite et grains de quartz dans un ciment basal de chlorite. Les figures de croix noire indiquent que l'un des axes des cristaux de chlorite a une disposition radiale. Arénite gréseuse fine. Concession d'Hussigny, base de couche verte, L.T.P., x 35.

- 2 Spastolithes de lepto-chlorite et grains de quartz dans une matrice basale de lepto-chlorite. Arénite gréseuse fine. L'absence de sidérose est liée à sa migration vers des concrétions (cf. ph 5 et 6, planche X). Concession d'Hussigny, base de couche verte, L.T.N., x 35.

- 3 Développement de la pyrite au détriment des oolithes et partiellement du ciment. Concession d'Hussigny, couche verte, L R N, x 35.

- 4 Spastolithes de lepto-chlorite corrodés par la sidérose. Développement de la pyrite au détriment du ciment basal de lepto-chlorite. Concession d'Hussigny, couche verte, L.T.N., x 49.

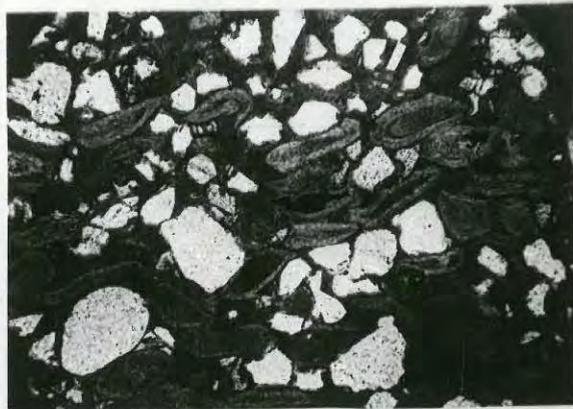
- 5 Agrégat de pyrite limité par des faces cristallines. Seul le quartz subsiste. Ce concrétionnement de la pyrite s'est réalisé au contact d'un joint de shales argileux (ici épigenisé en sidérose) et de l'arénite fine gréseuse dans cette dernière roche. (cf. PL XII, ph 4 et PL XIII ph 3) Concession d'Hussigny, base de couche verte, L.T.N., x 35.

- 6 Développement de la sidérose dans un joint de lutite. Cette roche est disloquée en lambeaux entre lesquels la sidérose se développe en cristaux allongés perpendiculaires à la stratification. On peut estimer à 6 le rapport dans lequel le joint a augmenté de puissance. Joint d'une arénite calcaire sidéritique. Concession Ida, faisceau calcaire, quartier centre, L.R.N., x 80.



1

500 μ



2

500 μ



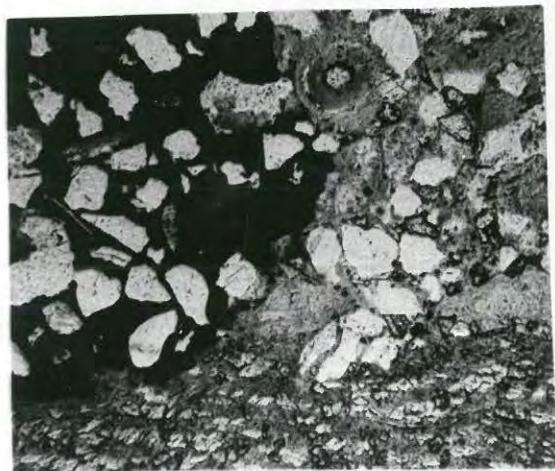
3

500 μ



4

500 μ



5

500 μ



6

400 μ

- 1 Détail de la corrosion d'un grain de quartz par la sidérose. Les deux plages résiduelles de quartz présentent des contours dentelés arrondis et conservent la même orientation optique. Les contours de l'association rappellent les formes des grains détritiques de quartz. Arénite calcaire chloriteuse.

Concession Angevillers, couche grise, L.T.N., x 200, cliché M. DEUDON, H. NIKIFOROVA.

- 2 Les cristaux de sidérose en petits rhombes à faces courbes se développent généralement à partir de limites des particules préexistantes. Ainsi on observe ici le développement de la sidérose au détriment de la calcite d'un débris de coquille, et au détriment de la leptochlorite des oolithes. Calcarénite fine.

Concession de Tressange, intercalaire brune-grise, L.T.N., x 45.

- 3 Développement intense de la sidérose par petits cristaux allongés au détriment des constituants de la concrétion calcaire. Arénite calcaire sidéritique.

Concession de Pienne, couche grise, LTN, x 45.

- 4 Forme en "grains de riz" des cristaux de sidérose néoformés.

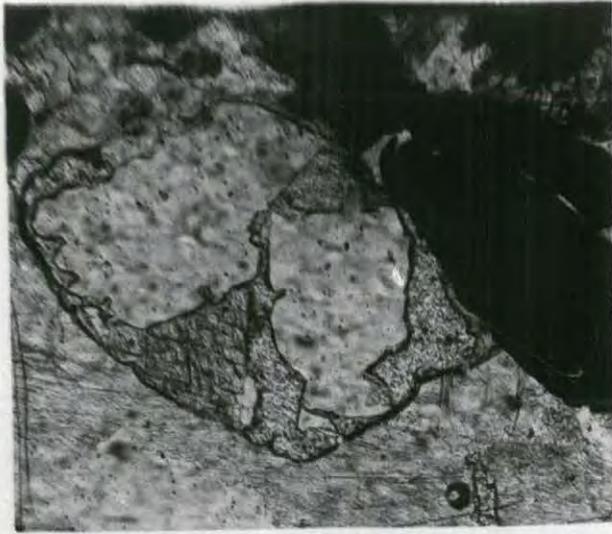
Concession de Pienne, couche grise, LTN, x 80.

- 5 Ces deux photos prises au même grossissement représentent la corrosion du quartz par la sidérose:

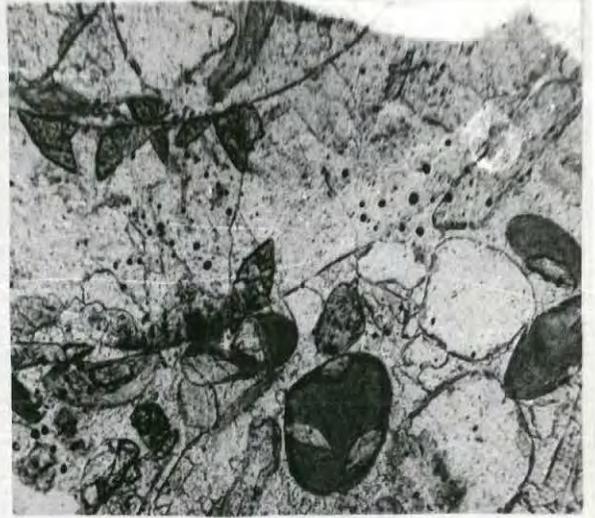
a : L.T.N.

b : radiographie $K_{\alpha}Cu$. Par cette méthode, la sidérose apparaît en clair, car la présence de fer diminue la transparence du minéral aux rayons X.

Concession Angevillers, couche noire, x 84, clichés M. DEUDON, H. NIKIFOROVA.



1 200 μ



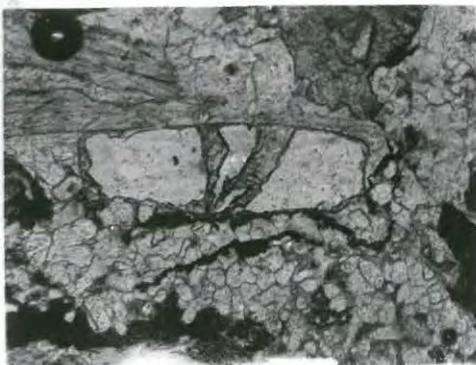
2 500 μ



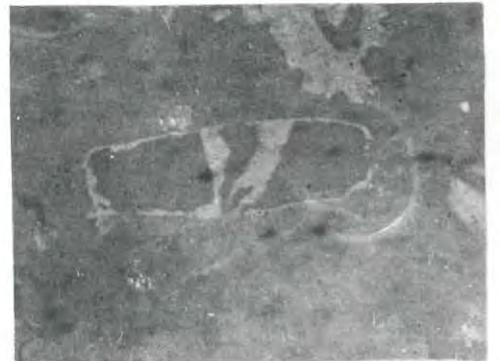
3 500 μ



4 300 μ



5a 300 μ



5b 300 μ

- 1 La forme des oolithes peut être encore observée malgré le développement intense de la sidérose.

Concession de Pienne, couche grise, LRN, x 80.

- 2 Bordure d'un filonnet de pyrite. Ce minéral corrode les oolithes mais en ménage les contours. On observe toujours une plage où cristallisent sous forme d'une leptochlorite verte claire les éléments non intégrés dans la pyrite.

Concession de Pienne, couche grise, LRN, x 80.

- 3 Cristaux de phosphate de chaux néoformés dans le ciment d'une arénite magnétique.

Concession de Ste Barbe, couche grise magnétique, LTN, x 500 cliché
M. DEUDON et H. NIKIFOROVA.

- 4 Agrégats de pyrite développés dans l'arénite gréseuse fine au contact d'un joint de lutite. (cf. ph 5 - PL X).

Concession d'Hussigny, base de couche verte, x 1, 5.

- 5 Développement de la sidérose au détriment de fragments de coquilles. Arénite calcaire coquillière à paragénèse sidéritique.

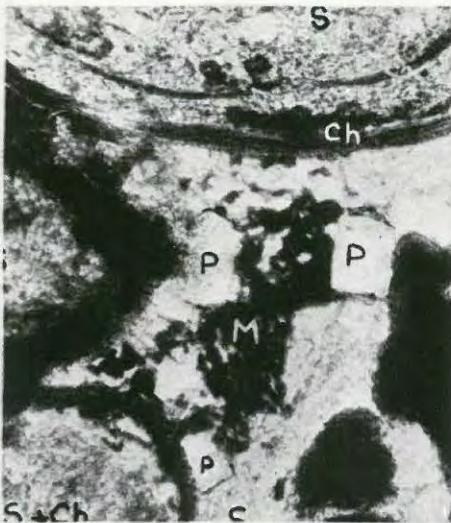
Concession de St Pierremont, crassin de couche grise, 1/2 grandeur naturelle.



1 300 μ



2 300 μ



3 100 μ



4 20 mm.



5 6 cm.

- 1 Concrétion de sidérose dans une arénite fine gréseuse. Les contours de la concrétion sont peu nets et marqués par des filonnets contour-
nés où ce minéral est plus abondant.
Concession de Beuvillers, couche verte, 1/2 grandeur naturelle.

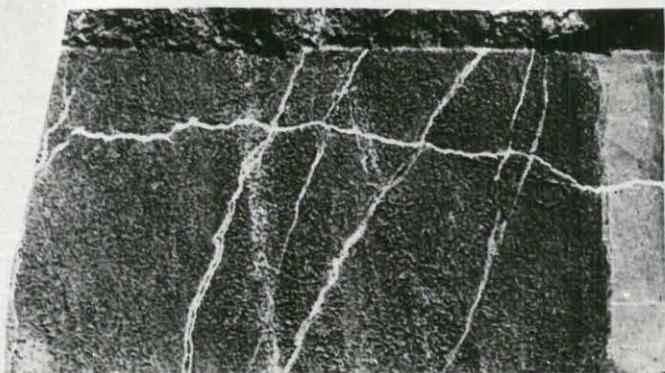
- 2 Structure en stratification entrecroisée d'une arénite à paragenèse
chloriteuse. Le joint de lutite de la base de la série de feuillets
est nettement enrichi en sidérose, et très dilaté.
Présence de filonnets obliques de pyrite et sidérose. Une fissure tar-
dive sécante et verticale est remplie de calcite. Arénite minéralisée.
Concession de Beuvillers, couche noire, 1/2 grandeur naturelle.

- 3 Lits concrétionnés nettement individualisés de sidérose dans une aré-
nite gréseuse sidéritique. Joint de shales argileux fortement dilaté.
Concession de Beuvillers, base de couche verte, 1/2 grandeur naturelle.



5 cm

3



5 cm

2



5 cm

1

- 1 Aspect d'un joint de microgrès au contact de deux séries de feuillets entrecroisés. Le matériel du joint apparaît granuloclassé.
Concession de Tucquegnieux, couche rouge, quartier Bettainvillers, 4/5 grandeur naturelle.

- 2 Joint de lutite en ondulation de courant moulant les feuillets entrecroisés. L'épaisseur du joint est nettement plus importante dans les creux que sur les crêtes. Arénite calcaire oxydée.
Concession d'Hussigny, calcaire pauvre, 3/4 grandeur naturelle.

- 3 Dépôt alterné d'arénite calcaire et de lutite.
Concession d'Hussigny, calcaire pauvre, 1/2 grandeur naturelle.

- 4 Alternance de strates d'arénite en feuillets obliques, et de joints épais de shales argileux. Structure primaire non déformée.
Concession de Tressange, base de la couche brune, quartier Ouest 1/4 grandeur naturelle.

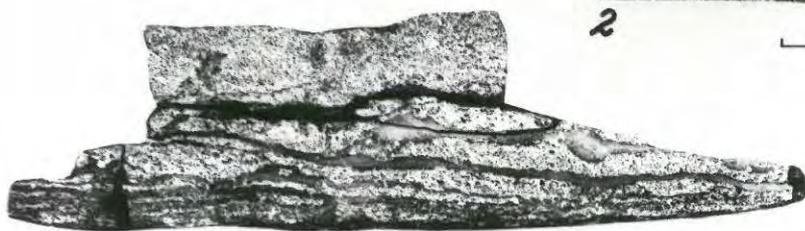
- 5 Alternance d'arénite calcaire en feuillets obliques et de joints de lutite. Certains joints sont déformés par compaction, et au centre de la photo par des pistes d'animaux fouisseurs: ce sont des galeries de section elliptique limitées sur un côté par la lutite.
Concession de Gustave Wiesner, pied de jaune-sauvage, 3/4 grandeur naturelle.



1 5 cm.



2 4 cm



3 8 cm



4 16 cm.



5 4 cm.

- 1 Déformation d'un joint de lutite lors du dépôt postérieur de feuillets d'arénite. Figures de "flow-cast". Arénite calcaire oxydée.
Concession de Moyeuivre, couche rouge calcaire, 3/4 grandeur naturelle.

- 2 Déformation pénécotemporaine d'un joint de lutite. Cette déformation peut s'expliquer ainsi: le dépôt de matériel argileux recouvre les feuillets de l'arénite. Du fait de la pente, la lutite gorgée d'eau s'écoule lentement et se plisse. La reprise de la sédimentation détritique grossière s'effectue d'abord avec comblement des creux. Après une nouvelle phase d'arrêt correspondant à une érosion de la structure, la sédimentation détritique oblique s'effectue suivant une autre direction. Arénite calcaire chloriteuse.
Concession de St Pierremont, couche grise, quartier Amont, grandeur naturelle.

- 3 Contournement pénécotemporain d'une calcarénite fine en stratification ondulée à joints systématiques @ shales argileux. Paragenèse chloriteuse.
Concession de Tucquegnieux, couche rouge, quartier Bettainvillers, grandeur naturelle.

- 4 Déformation d'un joint de shales argileux dans une calcarénite fine, conduisant latéralement à des fragments d'aspect détritique de lutite. Paragenèse oxydée.
Concession d'Errouville, pied de couche grise, 1/3 grandeur naturelle.



1

4 cm.



3

3 cm.



2

5 cm.



4

15 cm.

- 1 Facies "truité". L'alternance de strates d'arénite et de joints de shales argileux est partiellement conservée au centre de la photo. De part et d'autre, le contournement intense masque la structure primitive. Les bancs de roches mixtes au contact de l'arénite sans shales argileux, sont fortement réduits avec apparition d'agrégats de pyrite. Les oolithes sont totalement transformées en spastolithes de leptochlorite. Paragenèse chloriteuse.
Concession de Jarny, couche grise truitée siliceuse, 1/3 grandeur naturelle.

- 2 Détail du contournement des shales argileux. Aux figures mécaniques se surimposent des déformations organiques ainsi que l'attestent les sections elliptiques de galeries d'animaux fouisseurs. Paragenèse chloriteuse.
Concession Amermont Dommary, base de couche grise, 4/5 grandeur naturelle

- 3 Banc d'arénite boudiné, dans une roche où les shales argileux sont intensément contournés. Paragenèse chloriteuse.
Concession de Jarny, couche grise truitée, 1/4 grandeur naturelle.

- 4 Élément brêchique d'arénite incorporé dans une arénite à shales argileux contournés. Les deux fragments brisés sont légèrement déplacés, mais l'espace intermédiaire est comblé par la roche environnante qui a flué dans la fissure.
Concession de Tucquegnieux, couche rouge, grandeur naturelle.

- 5 Coquille d'Huitre en cône. Dans le gîte ce test présentait son axe vertical avec concavité tournée vers le bas. Sur la paroi intérieure apparaissent des stries d'autant plus accentuées que l'on est plus éloigné du fond de la coquille. Ces stries indiquent un tassement de la roche autour d'un corps rigide.
Concession de Godbrange, base de la couche rouge, arénite à shales contournés à paragenèse oxydée, 1/2 grandeur naturelle.



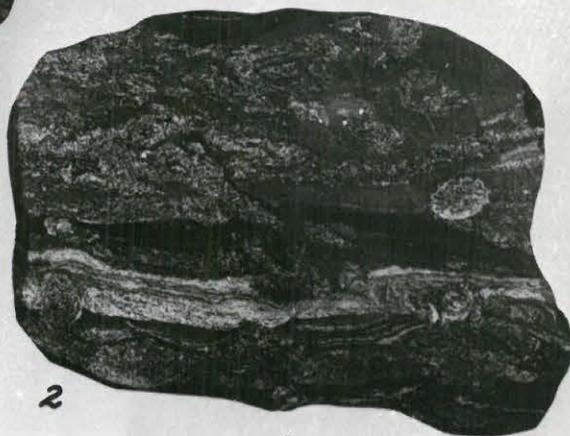
1

15 cm.



5

5 cm.



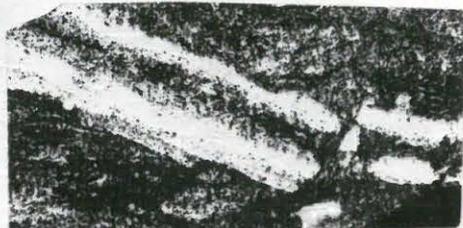
2

5 cm.



3

20 cm.



4

4 cm.

PL XVII

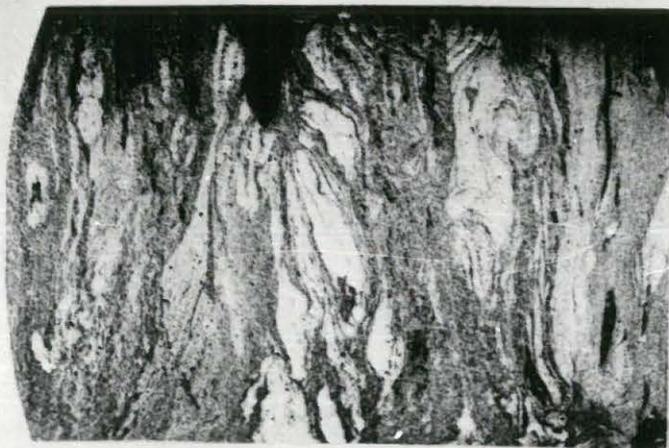
- 1 Contournement très fin d'une roche mixte constituée d'un microgrès et d'une lutite argileuse.
Concession de Pienne, toit de la couche grise, 1,5 grandeur naturelle.

- 2 Contournement fin de shales argileux dans une arénite fine calcaire.
Le contournement intense dû ici essentiellement à un brassage par des animaux fouisseurs conduisant à une structure grumelleuse. Paragenèse oxydée.
Concession de Rédange, couche L2 supérieure, sondage 221, 1/3 grandeur naturelle.

- 3 Structure contournée, grumelleuse à la base, pseudoconglomératique au sommet. Arénite peu calcaire et shales argileux de paragenèse oxydée.
Aux 2/3 supérieurs du cliché, apparaissent des concrétions carbonatées dans la lutite.
Concession de Rédange, couche L2 supérieure, sondage 220, 1/3 grandeur naturelle.

- 4 Structure alternée au sommet, pseudoconglomératique à la base. Arénite calcaire fine et shales argileux, Paragenèse oxydée. Concession de Rédange, base couche L1, sondage 221, 1/3 grandeur naturelle.

- 5 Structure subtilée d'une lutite argileuse non indurée (argilite).
Concession de Rédange, base de L1, sondage 209, 1/3 grandeur naturelle.



1 | 6 cm



2 | 6 cm



3 | 6 cm



4 | 6 cm



5 | 6 cm

PL XVIII

- 1 Traces d'animaux fouisseurs dans un joint de lutite. Les galeries sont comblées par le matériel constitutif de l'arénite présente de part et d'autre du joint.

Concession de Mont-St-Martin, joint de l'arénite siliceuse altérée, grandeur naturelle.

- 2 Aspect en plan des pistes d'animaux fouisseurs dans un joint de shale argileux déposé dans une structure en stratification entrecroisée à joints systématiques. Paragénèse oxydée.

Concession d'Hussigny, couche L2 supérieure, 1/3 grandeur naturelle.

- 3 Pistes d'animaux fouisseurs, obliques par rapport à la structure primaire, dégagées par l'altération de la roche en affleurement.

Concession d'Hussigny, couche L2 supérieure, 1/3 grandeur naturelle.

- 4 Aspect en section du même échantillon que la photo 3. Structure complètement brassée, ou grumeleuse où apparaissent les sections des galeries des animaux fouisseurs.



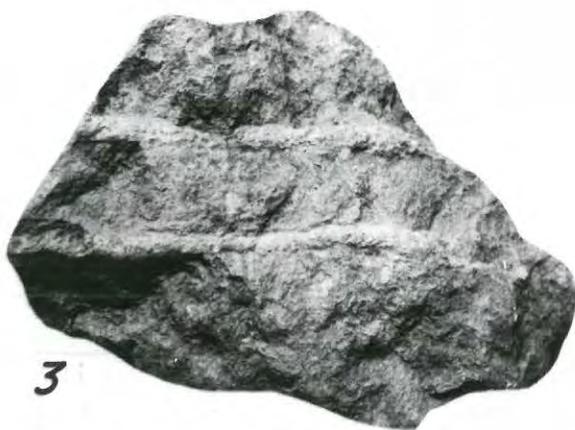
1

5 cm.



2

15 cm.



3

15 cm.



4

18 cm.

- 1 Texture d'une argilite. On observe de très petits grains de quartz englobés dans un ciment argiloux finement agrégé.
Concession de Rédange, base de L1, LTP, x 35.

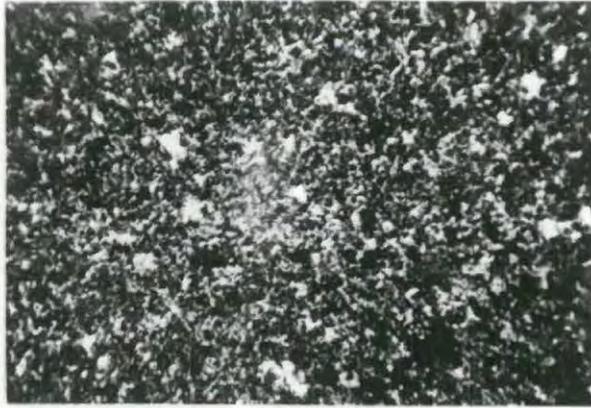
- 2 Texture d'une arénite à shales argileux en structure grumeleuse. Les grains détritiques de l'arénite sont cimentés par une matrice de lutite. Paragénèse oxydée.
Concession de Rédange, toit de la couche rouge, LTN, x 35.

- 3 Calcarénite fine à shales argileux contournés. Les grains calcitiques arrondis sont englobés dans une pate peu abondante de lutite. Paragénèse oxydée.
Concession de Rédange, toit de la couche rouge, LTN, x 35.

- 4 Arénite minéralisée à shales argileux contournés. Le ciment se présente en taches: suivant que l'on est dans l'arénite ou dans les zones brassées, le ciment est constitué de calcite recristallisée et de limonite fine, ou de shales argileux. Paragénèse oxydée.
Concession de Rédange, couche rouge, LTN, x 35.

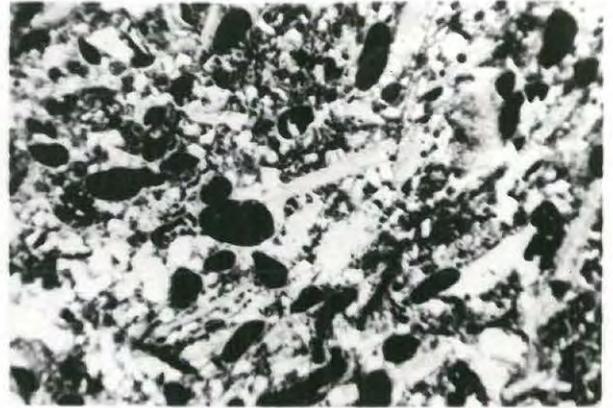
- 5 Arénite gréseuse et shales argileux en structure grumeleuse. Le ciment argiloux finement agrégé laisse apparaître des petits grains de quartz et des paillettes de muscovite. Paragénèse chloriteuse.
Concession de Godbrange, intercalaire grise-noire, LTN, x 69, cliché H. NIKIFOROVA, et M. DEUDON.

- 6 Calcarénite à shales argileux contournés. Paragénèse oxydée.
Concession de Ste Barbe, base de couche rouge principale, LTN, x 84, cliché M. DEUDON et H. NIKIFOROVA.



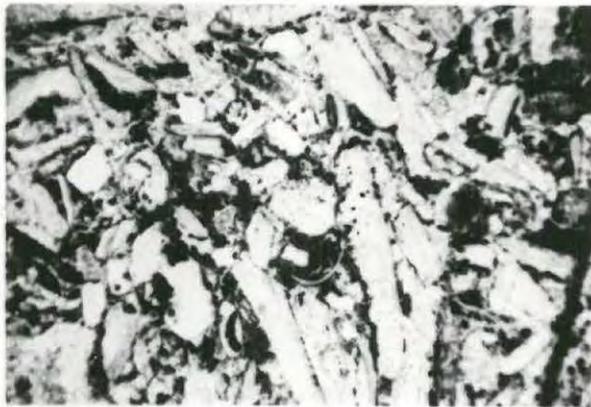
1

500 μ



2

500 μ



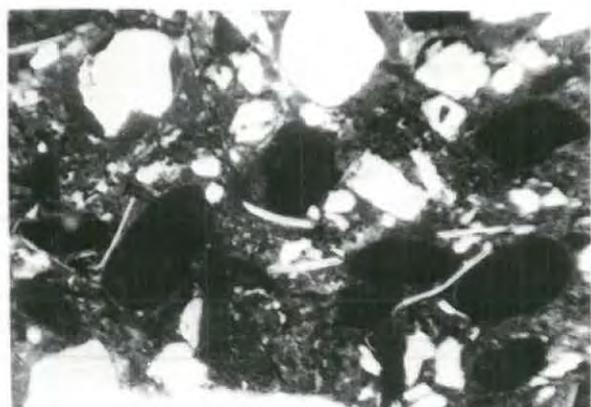
3

500 μ



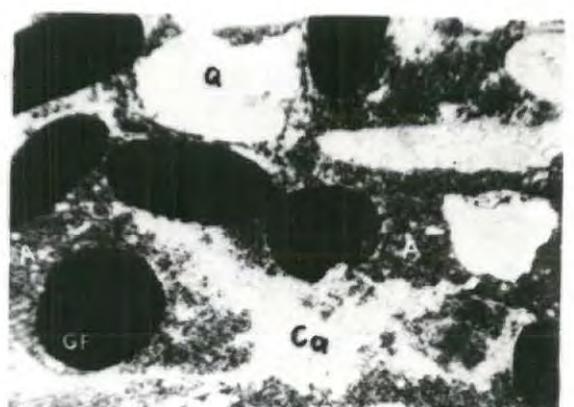
4

500 μ



5

400 μ



6

400 μ

- 1 Arénite minéralisée à shales argileux contournés. Le ciment de lutite est recristallisé et montre une très forte proportion de petits cristaux de sidérose. Paragénèse chloriteuse.
Concession de Saizerais, faisceau siliceux, ITN, x 80, cliché J. ORCEL.

- 2 Lamelle de shale argileux dans une roche mixte minéralisée chloriteuse. Développement de sidérose en cristaux automorphes.
Concession de Maron Val de fer, couche inférieure, LTN, x 69.

- 3 Texture d'une roche mixte à paragénèse sidéritique. Les oolites chloritisées sont partiellement envahies par la sidérose. Les grains de quartz sont corrodés par le carbonate de fer. Le ciment est constitué d'un agrégat microcristallin de sidérose et leptochlorite.
Concession de Ste Barbe, couche brune, LTN, x 88, cliché M. DEUDON et H. NIKIFOROVA.

- 4 Roche mixte à paragénèse sidéritique. Les oolites et les grains de quartz fortement corrodés par la sidérose, sont englobés dans une matrice cryptocristalline de shales argileux chloritisés.
Concession d'Hussigny, base de la couche noire, LTN, x 59.

- 5 Hétérogénéité des facies de réduction. La pyrite se présente en agrégats dans les bancs d'arénite boudinés. La roche du banc est alors complètement chloritisée et les oolites sont déformés en spastolithes.
Concession de Jarny, couche grise truitée, 2/3 grandeur naturelle.



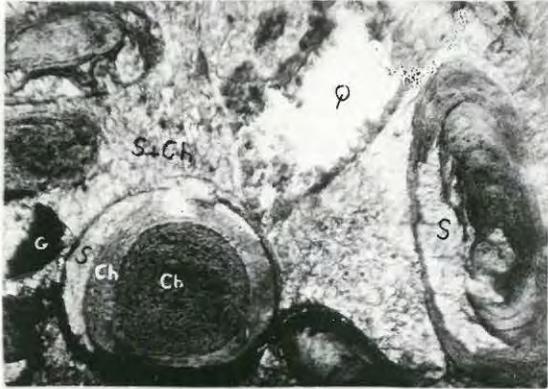
1

400 μ



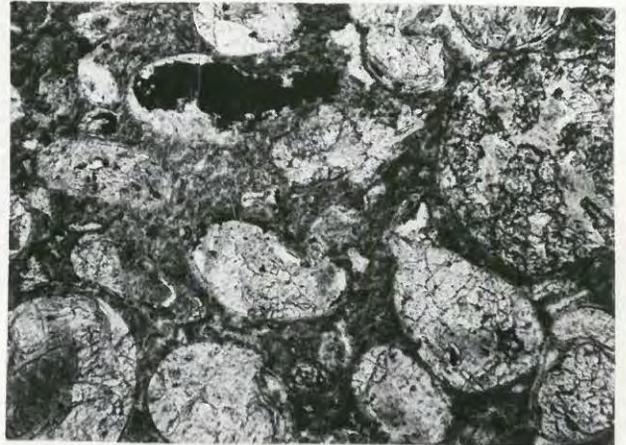
2

400 μ



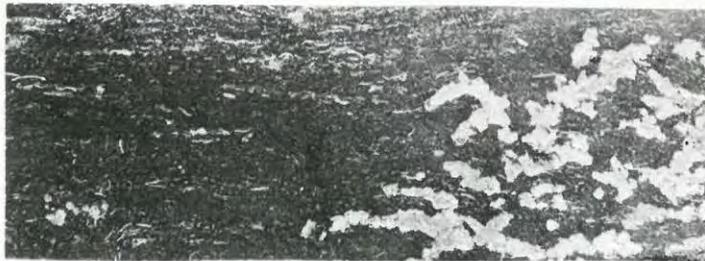
3

400 μ



4

500 μ



5

6 cm

TROISIEME PARTIE

Répartition des roches et des minerais dans
l'Alénien

CHAPITRE VIII

Stratigraphie

1. Définitions

Dans une étude récente, A. LOMBARD (1956) a effectué une synthèse des conceptions nouvelles relatives à la stratigraphie. C'est à ce travail que sont empruntées les principales définitions.

Le terme général de stratification désigne la disposition des couches sédimentaires en unités superposées. En fait, ce terme est trop vaste et couvre à la fois deux choses :

- le processus ou dépôt d'unités superposées
- le résultat qui est la disposition en unités superposées.

Dans une étude descriptive, seul le second aspect doit être retenu.

La disposition stratifiée des unités géologiques demande à être comprise de deux manières distinctes suivant le niveau d'organisation : la stratification proprement dite et le litage.

a) Stratification

Toute série sédimentaire est formée de bancs séparés par des joints :

- les bancs sont des formations de composition relativement homogène sur toute leur puissance. A l'intérieur de ces unités, les variations que l'on observe sont liées à la taille et la forme des grains, c'est-à-dire à la texture, à la disposition des grains ou structure, et aux transformations postérieures au dépôt (structures ou réorganisations diagénétiques, etc...)

Les bancs correspondent à des phases positives actives de la sédimentation, positives car ces unités ont été formées par des accumulations de sédiments, actives car ils correspondent à un dépôt alimenté en matériaux.

- les joints sont des unités nettement moins épaisses que les bancs et sont constitués d'un matériel résiduel où l'argile joue un grand rôle. Ils peuvent se réduire à une surface de discontinuité : surface de stratification ou diastème.

Alors que les joints correspondent à des phases positives de la sédimentation, car ils représentent un dépôt de matériel résiduel, les surfaces de stratification sont par opposition des phases négatives : non seulement il n'y a aucun dépôt, mais on assiste fréquemment à l'érosion des bancs sous-jacents.

b) Le litage

Le litage, ou stratification interne de la roche, est la disposition finement stratifiée des particules à l'intérieur des bancs. Le litage correspond par conséquent à la structure du banc considéré. Il ne concorde pas nécessairement avec la stratification externe, surtout pour les formations détritiques hydroclassées où la stratification oblique est de règle. Ces figures ont été étudiées en leur temps.

Pour rendre plus commode l'analyse d'une série verticale, A. LOMBARD a introduit la notion de séquence lithologique.

Une séquence lithologique est une suite de deux termes lithologiques au moins, formant une succession naturelle, sans autre interruption importante que celle des joints de stratification. Les épaisseurs n'entrent pas en ligne de compte. Cependant, suivant l'échelle d'observation, trois ordres de séquences apparaissent : les fines à l'échelle microscopique (1), les moyennes à l'échelle macroscopique et les grandes à l'échelle mégascopique (à l'échelle de l'étage par exemple).

La séquence correspond par conséquent dans chaque cas aux phases positives de la sédimentation, ses limites supérieures et inférieures étant les phases négatives ou surfaces de stratification.

(1) à titre d'exemple, chaque unité de stratification oblique peut être considéré comme une séquence.

2. Surfaces de stratification

Les surfaces de stratification ou diastemes (1) se développent aux limites de la sédimentation positive et négative et marquent la limite des bancs dans le sens vertical.

Pour classer les surfaces on s'attache en général à un caractère spécifique accidentel.

a) Surfaces taraudées (PL XXI-1)

Ces surfaces se montrent constituées de dalles polygonales de 1 à plusieurs mètres de largeur disposées horizontalement mais à des niveaux différents. Ces décalages peuvent atteindre une vingtaine de centimètres. Les dalles sont séparées par des fissures de dissolution étroites mais profondes, ramifiées horizontalement vers leur base. L'ensemble a été usé et se présente sous forme de creux et de bosses séparés par un réseau de fissures. Sur les bosses on observe des perforations tubulaires verticales profondes de 5 à 10 cm, de section circulaire de 2 à 3 cm de diamètre.

Généralement, il est possible de retrouver au fond du puits le test en calcite, extrêmement fragile, du *Lamellibranchia lithophage* (*Pholades*). Sur la surface des protubérances, sont collées de larges et épaisses coquilles d'Huitres.

Dans les dépressions, on observe souvent des dépôts d'un matériau fin argileux. Peu épais, ces horizons montrent des figures caractéristiques de dessiccation : ce sont des craquelures en biseau qui découpent la lutite en polygones. Quelquefois, elles se disposent en étoile (PL XXI-2). Il s'agit de craquements de boue ou "mud-cracks" (R.R. SHROCK, 1948). De manière exceptionnelle, on peut observer dans ces creux des concrétionnements de limonite : cette limonite est constituée de couches extrêmement fines, régulières, horizontales, alternées parfois avec des lits de calcite ou d'argile (PL XXI-4). Dans ce dépôt, sont enrobés des galets visiblement tombés dans la boue ferrugineuse en voie de durcissement. Ce phénomène n'est exceptionnel que par l'épaisseur de la croûte limonitique ; en effet, les différentes bosses, les galets et les débris organiques sont toujours partiellement recouverts eux-mêmes d'une patine brun-noir de limonite d'épaisseur irrégulière, mais n'excédant pas quelques millimètres.

(1) On parle de plan de stratification lorsque la surface est effectivement plane.

Ces surfaces sont caractérisées par l'abondance de galets plats très arrondis et usés, de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres de plus grande dimension recouverts d'une patine de limonite. Ces galets reposent à plat sur la surface et présentent une polarité : leur face supérieure est ondulée et lisse. Sur leur face inférieure par contre, sont collés de nombreux tubes calcaires enroulés de petits vers de quelques millimètres de diamètre. Ces figures indiquent que lors de l'exondation, de l'eau restait conservée par capillarité entre le galet et la surface et permettait ainsi la vie de vers (PL XXI-3).

Les galets s'avèrent être constitués de la même roche que le banc sous-jacent. Par dissolution de cette roche, les fissures se développent en profondeur puis horizontalement le long de la stratification interne du banc. Progressivement elles déchaussent des plaques qui sont ensuite usées puis transformées en galets.

Les surfaces taraudées sont caractéristiques d'un rivage, et se développent dans la zone de balancement des marées. Seules les roches calcaires cimentées sont ainsi érodées : dans les alternances de calcaires et de marnes, ces dernières sont rapidement éliminées. On observe alors une série de décrochements à grande échelle entre les divers niveaux calcaires.

Sur plusieurs dizaines de centimètres sous la surface le calcaire est profondément altéré avec réoxydation de tous les minéraux ferrifères.

b) Surfaces ondulées

Alors que les surfaces du type précédent sont rares, car elles sont liées à des conditions paléogéographiques très étroites, presque toutes les surfaces de stratification sont des surfaces ondulées. Ces surfaces présentent des ondulations irrégulières de faible amplitude (5 à 20 cm) et de grandes longueurs entre crêtes (1 à 5 m). Elles sont très pauvres en formes caractéristiques : seules quelques rares pistes d'animaux fouisseurs viennent parfois perturber la surface.

Assez fréquemment, la surface n'est pas aussi nette et on a manifestement des structures de stratification dérangée : sur une trentaine de centimètres, la stratification est brouillée; on y trouve des galets plats, des contournements, des lames du banc sous-jacent engagées de manière quelconque dans la roche fine, etc... Ces figures peuvent conduire à des structures en pseudoconglomérats. Il est toujours possible cependant d'observer latéralement la surface non altérée. L'origine de ces figures est encore mal éclaircie, mais il semble que l'on puisse incriminer les effets de l'agitation de l'eau, les glissements plastiques, les remaniements par les organismes (A. LOMBARD, 1956).

Les surfaces ondulées indiquent qu'elles sont restées immergées pendant les périodes calmes de la sédimentation. L'induration du dernier banc n'était pas complètement réalisée au moment de la formation d'un nouveau cycle de dépôts.

3. Stratigraphie lithologique

L'analyse de la répartition dans l'espace des unités lithologiques et chronologiques d'une formation sédimentaire demande à être réalisée en deux étapes liées aux deux sens des dépôts : le sens vertical ou étude de la série s'appuie sur la notion de séquence, le sens horizontal ou étude des corrélations est le domaine de la stratigraphie proprement dite, et consiste à comparer deux ou plusieurs coupes pour établir les équivalences.

La subdivision en unités d'études peut s'effectuer de deux manières distinctes (A. LOMBARD, 1956) :

- recherche de repères-temps délimitant des unités de même âge. Cette division chronologique s'effectue à l'aide de fossiles dont l'espèce présente un maximum de fréquence de courte durée, mais une grande extension géographique.
- découpage en unités lithologiques. Cette analyse ne se conçoit que dans le cadre d'une série stratigraphique datée.

C'est l'aspect lithologique qui doit retenir notre attention puisque le but recherché est de comprendre les lois qui ont présidé à la formation du minerai lorrain, et de cartographier les types pétrographiques. Or, les auteurs ont cherché à utiliser les variations spécifiques de la faune à des fins de synthèse lithologique. Il y a là une contradiction : les divisions lithologiques sont en effet indépendantes du temps à l'échelle d'un bassin. On court le risque de continuer de parler d'un faciès avec son âge-type dans une région voisine où le même faciès a changé d'âge (A. LOMBARD, 1956). La validité de l'utilisation des fossiles à la recherche des corrélations lithologiques est subordonnée aux deux conditions suivantes :

- les surfaces de stratification, limites des séquences fondamentales (cf. parag. 3-1) doivent être des surfaces-temps;
- les limites d'extension dans le temps des maximum de fréquence des espèces animales repères doivent correspondre aux surfaces de stratification. Chaque séquence serait alors caractérisée par un fossile.

Si la première proposition est probablement réalisée, la seconde est loin de l'être, ainsi que l'attestent les différents schémas de concordance proposés (cf. tableau I). Ceci s'explique par la finesse des unités stratonomiques.

Pourquoi alors tenter d'utiliser les Ammonites (1) pour établir les corrélations alors que les surfaces de stratification sont aisément repérables et que les unités lithologiques peuvent être suivies dans les coupes naturelles ?

C'est ce dernier aspect qui sera retenu : il répond directement au problème posé.

Remarque : Avant d'aborder l'étude des variations de faciès à l'aide des corrélations lithologiques, il fallait étudier puis classer les différents termes pétrographiques. Aussi les documents recueillis sont très dispersés et peu nombreux. Ils permettent déjà d'entrevoir des lois de sédimentation. L'étude détaillée et complète de la formation ferrifère lorraine est une entreprise de longue haleine ; les variations sont rapides tant dans le sens horizontal que vertical, et la surface du bassin immense. Seule, cependant, cette étude minutieuse permettra de chiffrer avec précision les réserves de minerais en fonction de leur nature pétrographique et des facteurs d'exploitabilité.

3-1. Etude des séries

L'étude à l'échelle macroscopique des coupes dans la formation aalénienne montre que les séries sont constituées par la répétition régulière d'une séquence fondamentale. L'analyse séquentielle consiste à identifier les séquences fondamentales.

a) Séquence fondamentale :

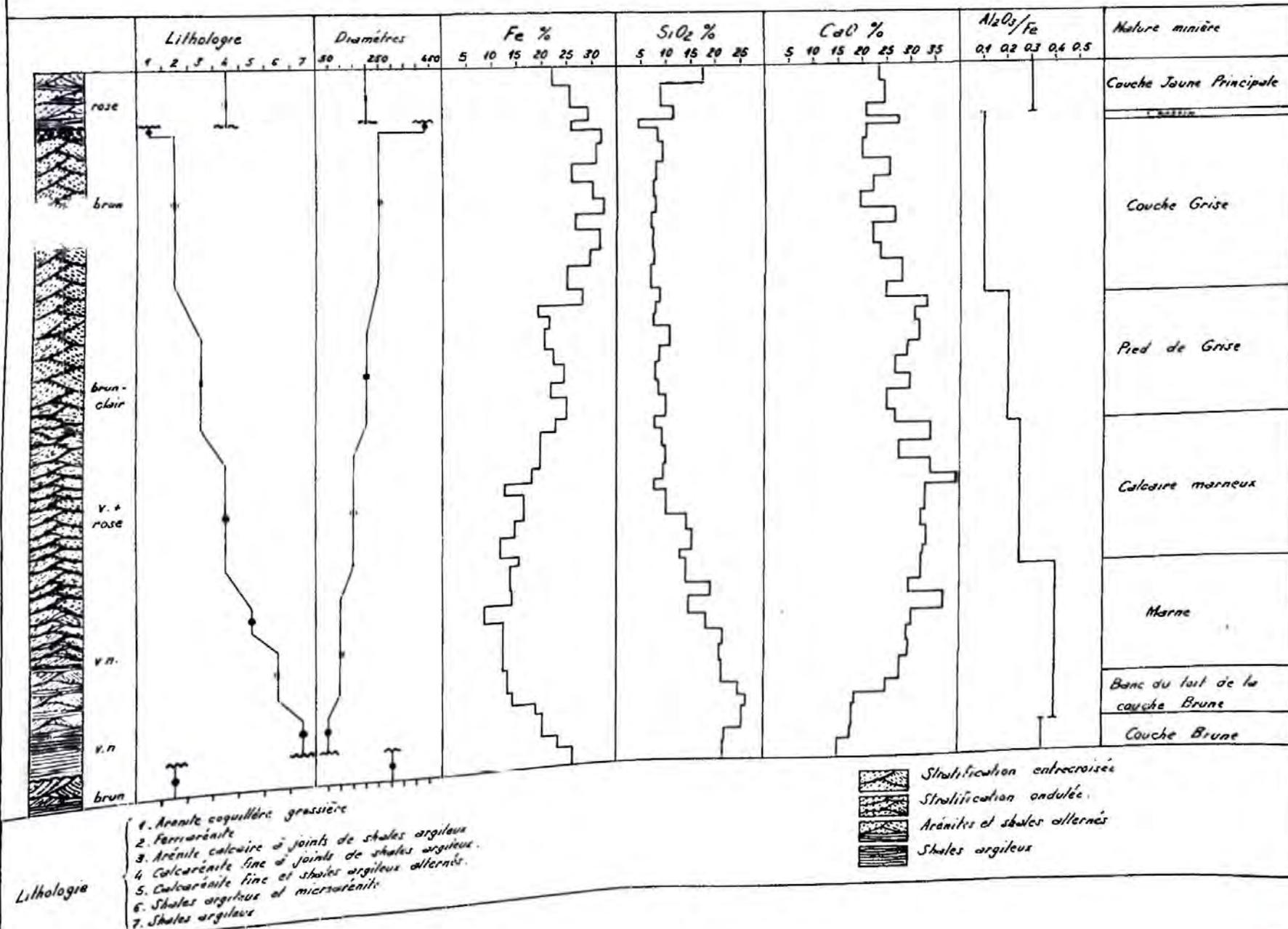
La séquence fondamentale est caractérisée par une augmentation progressive de la dimension des constituants détritiques du bas vers le haut. Chaque terme lithologique défini par une distribution granulométrique se développe avec ses figures propres de structure. A ces facteurs syngénétiques se superposent les transformations diagénétiques avec leurs formes, spécifiques de chaque catégorie de roches.

(1) il faut ajouter d'autre part que les restes de faunes identifiables sont très rares.

FIG. 31

TRESSANGE - SONDAGE C
SÉQUENCE DE LA COUCHE GRISE

Echelle : 1/1000



Limitée au toit et au mur par des surfaces de stratification, la séquence fondamentale montre la succession lithologique suivante :

- haut - arénite coquillière grossière en stratification oblique
ferriarénite en stratification entrecroisée
calcarénite fine en stratification ondulée
microgrès et shales contournés
- bas - argilite et shales argileux en structure litée

Les shales argileux sont encore souvent abondants en joints systématiques, ou même alternés dans la calcarénite fine, puis disparaissent progressivement avec la ferriarénite.

Exemple : Séquence de la couche grise du sondage C de la concession de Tressange (cf. fig. 31).

Cette séquence se développe entre la couche brune à la base et la couche jaune principale au sommet.

Au toit de la couche brune, une surface de stratification ondulée marque la fin du cycle précédent de dépôt. Cette surface est immédiatement recouverte par un "banc de transition" très riche en fossiles (Rostres de Belemmites et Ammonites), peu épais : il s'agit d'une roche mixte litée à faciès de dépôt résiduel et où le matériel détritique grossier est granuloclasé, alterne avec des lits peu épais (quelques mm) de lutite litée. Ce banc de transition n'est jamais plus épais que 30 cm et passe ainsi rapidement à des shales argileux et des microgrès calcaires contournés.

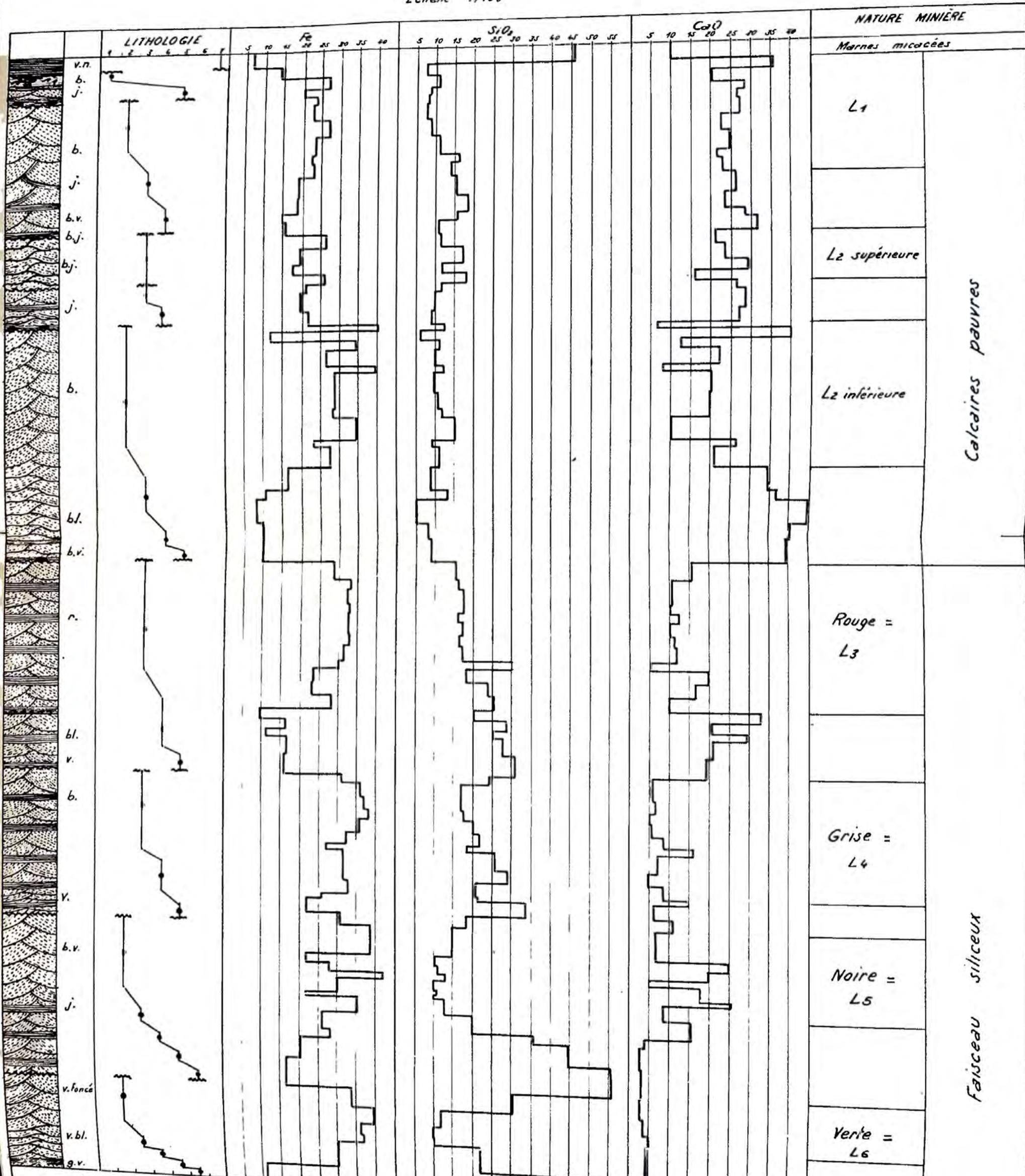
Progressivement, la roche fine contournée passe à une calcarénite fine; cette roche claire, dure, est très recristallisée. Elle présente des figures de contournement à grande échelle comparables à des glissements de boue. Les shales abondants à la base disparaissent progressivement vers le toit de ce banc relativement épais (4,5 mm) et là la calcarénite apparaît en stratification ondulée.

Toujours par passage progressif, la dimension des détritiques augmente et les oolithes apparaissent en devenant de plus en plus abondantes. Les laminae deviennent plus pentées et la structure est une stratification entrecroisée à joints accidentels voire systématiques de shales argileux.

Rapidement, cette roche passe à une ferriarénite calcaire en stratification entrecroisée. De paragénèse oxydée, ce banc montre des concrétions calcaires à la base et des lits concrétionnés au sommet. Au toit de la couche grise, les laminae sont plus grossières et le sédiment s'enrichit sensiblement en débris de coquilles. L'arénite coquillière à figures de stratification oblique est recoupée par une surface de stratification ondulée marquant la fin de la séquence. Cette surface est recouverte par une roche mixte, ou calcarénite fine à shales argileux contournés.

HUSSIGNY - SONDAGE 21

Echelle 1/100



- Lithologie
1. Arénite coquillière grossière.
 2. Ferrarénite.
 3. Arénite à joints de shales argileux.
 4. Arénite fins à joints de shales argileux.
 5. Arénite fins et shales argileux alternés.
 6. Shales argileux et micrarénite.
 7. Shales argileux.

- Stratification entrecroisée.
- Stratification ondulée.
- Arénites et shales alternés.
- Shales argileux.

Parallèlement à ces variations granulométriques, on observe des variations sensibles de la composition chimique : ainsi la teneur en fer est maximum pour l'arénite en stratification entrecroisée où la dimension moyenne des oolithes est voisine de 200 microns. La courbe des teneurs en fer restitue en quelque sorte la courbe de fréquence granulométrique des oolithes; ceci rejoint les observations de A. CAROZZI (1953) sur les éléments faunistiques transportés; cet auteur constate que pour un poids donné de sédiment englobant toutes les classes granulométriques, le nombre total d'individus dans une classe granulométrique donnée varie directement avec le pourcentage de cette classe dans le sédiment.

La teneur en chaux varie de manière opposée à celle du fer dans les arénites, mais décroît avec l'apparition des shales argileux. La teneur en silice décroît régulièrement de la base vers le sommet de la séquence.

Pour tester la décroissance de la quantité de shales argileux, il est intéressant de dresser la courbe du rapport $Al_2O_3 \%$ / $Fe \%$, on constate que ce rapport décroît sensiblement avec les termes lithologiques de dimension plus forte.

Ainsi, la couche apparaît-elle comme une différenciation granulométrique à l'intérieur d'une séquence fondamentale de caractère détritique où la dimension des particules croît de la base au sommet. Cette séquence fondamentale est dite négative.

b) Les séries :

Les coupes naturelles dans la formation aalénienne sont toujours constituées de séquences négatives, plus ou moins complètes, plus ou moins développées. On observe ainsi 12 à 15 séquences. A chaque séquence, correspond une couche minéralisée, et un intercalaire de la définition minière classique. Cependant la couche n'est exploitable que pour autant que la puissance et la teneur soient supérieures à certaines valeurs limites (cf. chapitre III, parag. 1).

Exemples de séries :

Sondage n° 21 de la mine d'Hussigny (Bassin de Longwy)

(fig. 32). Depuis les grès supraliasiques à la base jusqu'aux marnes micacées, 9 séquences se développent sur 30 mètres environ. La première séquence de l'Aalénien débute par les grès supraliasiques qui sont des microgrès à shales contournés fins chloritisés, et passe rapidement à une arénite minéralisée peu épaisse en stratification entrecroisée. Cette strate présente une paragenèse à pyrite en agrégats et lits concretionnés de sidérose.

La séquence suivante débute par une arénite fine gréseuse à shales contournés reposant sur la surface ondulée du toit de la séquence précédente. Graduellement, la dimension des particules augmente pour aboutir à une arénite minéralisée en stratification entrecroisée de paragenèse chloriteuse où subsistent quelques concrétions de calcite. Cette strate présente une hétérogénéité de réduction et à la base les oolithes très tassées sont nettement plus chloriteuses qu'au sommet du banc. Ainsi la couleur est verte à la base et brun vert dans la partie supérieure.

La séquence de la couche L4 est ici réduite à un seul type pétrographique constitué d'arénite minéralisée à shales argileux systématiques et contournés. De bas en haut la proportion de shales varie légèrement en diminuant. De couleur brune, cette roche est de paragenèse oxydée d'altération : en effet, ce sondage très proche des affleurements recoupe des fissures le long desquelles la roche a été altérée et est devenue très friable. La roche saine montre une paragenèse chloriteuse.

Au delà d'une surface ondulée débute la séquence de la couche L3 ou rouge. De manière caractéristique, elle est marquée par une calcarénite gréseuse fine, pauvre en shales argileux et de structure en stratification ondulée dérangée. Après un épisode calme marqué par un niveau d'Ostréidées dans leur position vitale (1) se forme la couche rouge en un dépôt alterné de strates obliques riches en oolithes et de shales horizontaux. Profondément bouleversée par les terriers de vers fousseurs et par les déformations liées à la compaction, la structure primitive a conduit à un contournement intensé. Le toit de la couche rouge est marqué par une calcarénite à shales contournés peu épaisse, plus pauvre en fer et recoupée par une surface de stratification ondulée. La couche rouge est de paragenèse oxydée.

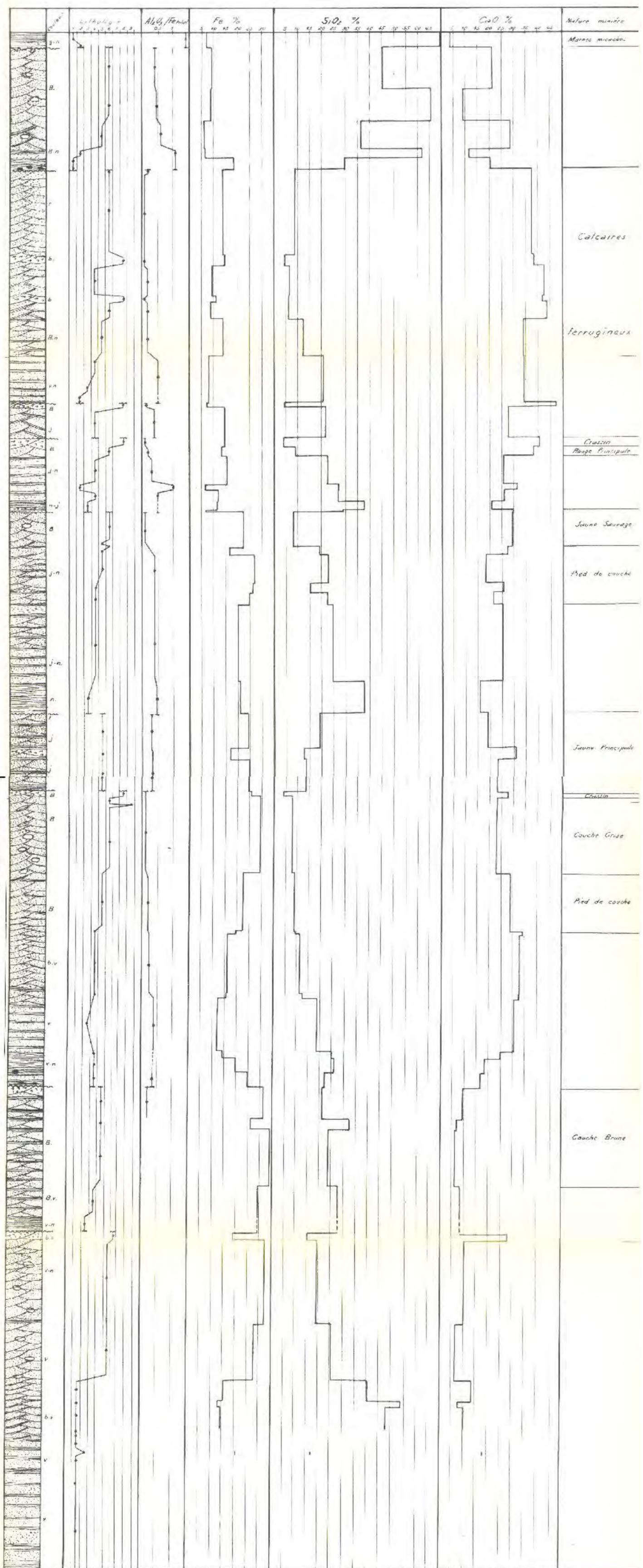
Alors que jusqu'à présent les arénites minéralisées sont siliceuses, et constituent le faisceau siliceux, à partir du toit de la couche rouge débute le faisceau calcaire.

La première séquence de ce faisceau très développée débute par une calcarénite ondulée à shales systématiques passant rapidement à une calcarénite ondulée sans shales. Une transition graduelle mais rapide conduit au dépôt d'une arénite minéralisée en stratification entrecroisée. Cette couche calcaire à concrétions est oxydée et se termine par une arénite coquillière grossière très peu épaisse.

(1) on trouve ainsi fréquemment des coquilles avec leur opercule en place ou déplacé de quelques centimètres.

TRESSANGE SONLAGE C

ECHELLE: 1/100



SENIL VIRTUELLE LOCALE

- 1 Argilite
- 2 Sables argileux et micacés
- 3 Argilites et shales argileux
- 4 Sables et shales argileux alternés
- 5 Craie
- 6 Craie
- 7 Craie
- 8 Argilite argileuse grossière
- 9 Sables de quartz

- Stratification entrecroisée
- Stratification entrecroisée à joints de shales argileux
- Stratification ondulée
- Structure irrégulière
- Structure liée
- Concretions
- Zones de concrétionnement

- B brun
- n noir
- r rouge
- j jaune
- h blanc
- s rose
- g gris

Deux petites séquences très incomplètes recouvrent la couche L₂. La dernière séquence importante de la série est constituée d'une calcarénite fine à shales contournés à la base, et d'une arénite calcaire assez grossière, par conséquent peu minéralisée au sommet.

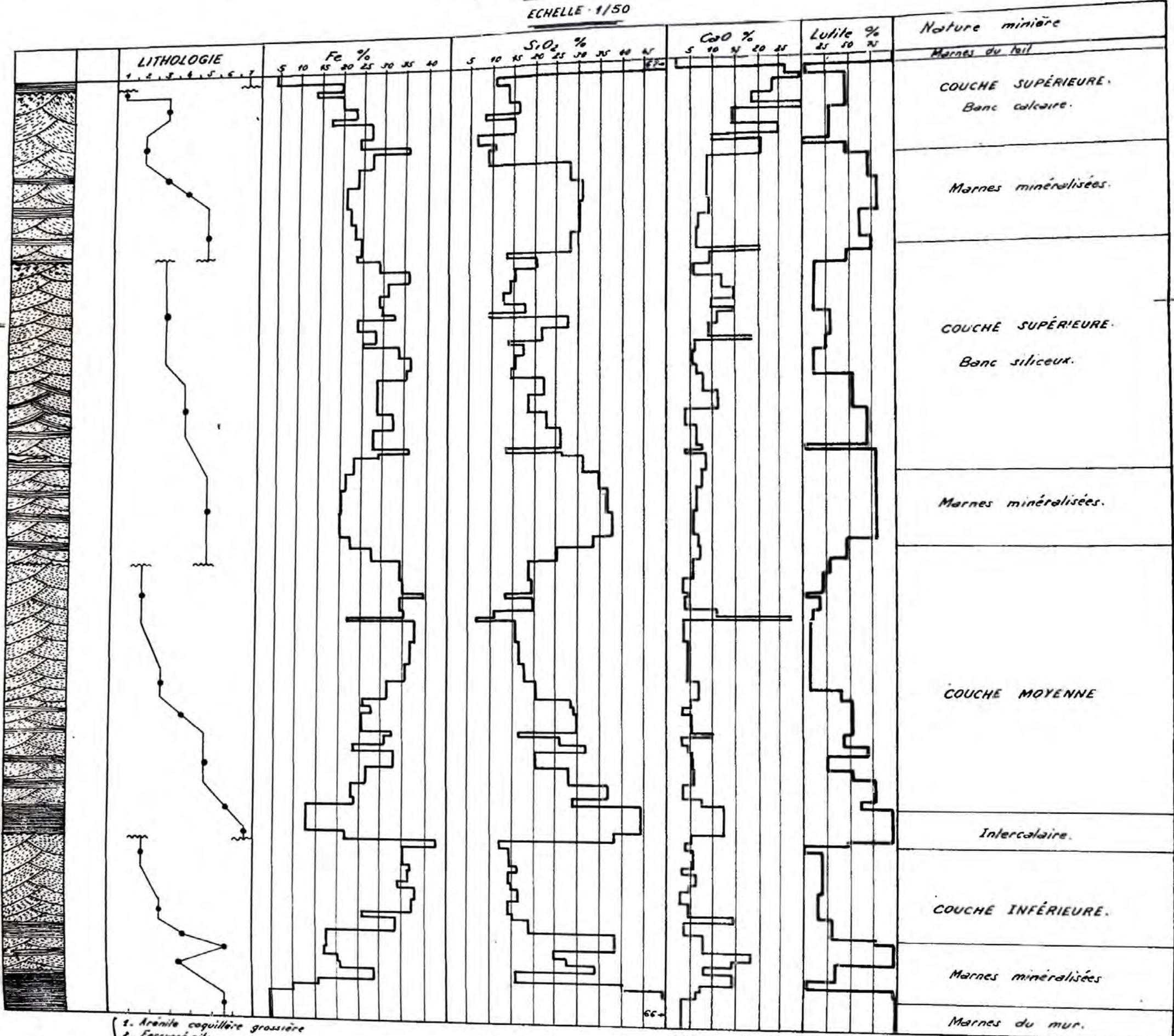
Au toit, on peut observer le début d'une nouvelle séquence déposée avec remaniement des bancs sous-jacents, brutalement tronquée par une surface taraudée. Cette surface marque la fin de la formation ferrugineuse. Elle est surmontée par la puissante assise des marnes micacées, début d'une séquence granulométrique également négative puisqu'elle est relayée par des calcaires oolithiques en stratification entrecroisée.

Sondage C de la concession de Tressange, Bassin de Landres-Ottange (fig. n° 33).

La formation ferrifère est là très épaisse. Sur 60 m se développent 13 séquences dont 4 conduisent à des couches exploitables. Ce sondage réalisé à partir de la couche brune a pu être poursuivi dans les grès supraliasiques. On y observe des séquences peu individualisées, qui débutent par des shales contournés, et sont limitées par des surfaces ondulées de stratification. Ainsi, les dépôts de la fin du Toarcien obéissent-ils à la même loi que ceux de l'Aalénien.

La série montre une succession de séquences négatives plus ou moins développées se terminant par des surfaces de stratification. Certaines anomalies n'ont pu être encore interprétées de manière satisfaisante. Ainsi, la couche brune est une roche mixte très pauvre en shales argileux, et pourtant ceux-ci sont fortement contournés et disloqués ; la structure alternée n'est qu'exceptionnellement observable l'arénite apparaît alors riche en granules et extrêmement pauvre en calcite et quartz. Le tassement des grains y est très élevé. Au toit de cette séquence, une surface de stratification est recouverte du banc de transition : c'est une roche mixte du type de dépôt résiduel (cf. parag. 3-1-a).

Dans les "calcaires ferrugineux" du sommet de la série, les oolithes ne sont en fait que des particules quartzieuses ou calcitiques légèrement recouvertes de limonite. De manière caractéristique, les oolithes dont les noyaux sont de composition différente, ne coexistent pas dans un même banc. Pourtant les passages peuvent se réaliser dans une même séquence d'une série de feuillets à la suivante. La couche rouge siliceuse apparaît ainsi de la même manière pour des oolithes à noyaux très fins. Ces faits indiqueraient un apport variables dans de mêmes conditions de sédimentation et en particulier, un courant de même compétence. Cette alimentation discontinue implique alors des ruptures d'équilibres importantes sur l'aire continentale. Peut-être faut-il leur attribuer également les fragments détritiques de bois fréquents en niveaux dans ces "calcaires ferrugineux"?



- Lithologie
1. Arénite coquillière grossière
 2. Ferruginite
 3. Arénite à joints de shales argileux
 4. Arénite fine à joints de shales argileux
 5. Arénite fine et shales argileux alternés
 6. Shales argileux et micromacrite
 7. Shales argileux

-  Stratification entrecroisée
-  Stratification ondulée
-  Arénites et shales alternés
-  Shales argileux

Sondage n° 4 de la concession de Frouard, bassin de Nancy
(fig. n° 34). La détermination des unités lithologiques est très délicate dans le bassin de Nancy car les roches mixtes sont de règle. Partant du principe que plus le dépôt est de granulométrie élevée et moins il y aura de joint de shales argileux, il est alors possible de dresser un diagramme de la proportion de lutites dans la roche mixte. Du point de vue pratique, on opère par comptage des mailles d'un quadrillage pour une longueur de carotte où la roche semble macroscopiquement homogène : ainsi on peut déterminer un pourcentage approximatif de shales argileux dans la roche.

Ainsi si apparaissent 4 séquences majeures (1). Les trois premières montrent une liaison extrêmement nette entre la proportion de lutites et les teneurs en SiO_2 (2). Les plus fortes teneurs en fer apparaissent alors avec les termes les plus pauvres en lutites et où la stratification entrecroisée n'est pas déformée. Dans ce faisceau siliceux, la chaux varie peu autour d'une faible valeur moyenne.

La dernière séquence déposée montre également le rôle de la silice dans le mélange arénite-lutite. Cependant, cette arénite est de granulométrie très élevée et voit la diminution très sensible des oolithes et par conséquent du fer au profit des coquilles.

La formation ferrifère est tronquée au sommet par une surface ondulée avec des plaques limonitiques concrétionnées peu épaisses indiquant une exondation temporaire. L'ensemble est recouvert par les dépôts argileux du début du Bajocien.

L'analyse des séries conduit aux remarques suivantes :

- au fur et à mesure que l'on s'élève dans les séries, les paragenèses des arénites sont à chaque niveau moins réduites qu'au niveau sous-jacent. Dès qu'un minerai est oxydé, les couches minéralisées sus-jacentes le sont également. Ceci se traduit par une succession de teintes, teintes qui de manière

(1) des séquences peu épaisses et assez faiblement individualisées n'apparaîtront pas sur les sondages, par cette méthode. Dans les concessions exploitées, les séquences repérables sont plus nombreuses, mais toujours peu épaisses (Maron Val de Fer). De plus, cette méthode ne fait pas apparaître les bancs constitués de roches mixtes du type de dépôt granuloclassé résiduel. Difficilement observables sur d'aussi petites surfaces que celles des sondages, ces roches sont extrêmement fréquentes dans le bassin de Nancy.

(2) La notion très générale de lutites ne préjuge rien quant à la composition du terme fin. Ainsi, à la base de terme est constitué essentiellement de microgrès (grès supraliasique).

classique dénomment les couches, dans le sens minier du terme. Cette terminologie commode ne peut être utilisée comme une constante de la paragenèse dans une même unité stratonomique, du fait de passages latéraux de faciès de réduction (parag. 3-2);

- très régulièrement, la base de la formation ferrifère est siliceuse. Cette observation à l'origine de la distinction de deux faisceaux, l'un calcaire l'autre siliceux dans la formation ferrifère reste valable pour les couches exploitables. Elle perd de sa généralité si l'on étudie toutes les roches de la série. En effet, vers le sommet du faisceau calcaire apparaissent des grès (silicarénites) sur des puissances non négligeables et en particulier dans le bassin de Landres-Ottange.

Comment interpréter cette pauvreté en calcite des couches du faisceau de base ?

Tout d'abord, du fait d'une réduction plus avancée de ces faciès, les arénites auront été largement décalcifiées. A ce phénomène se superpose la dérive des séquences vers des granulométries plus fortes pour les séquences les plus hautes. C'est ainsi qu'au sommet de la formation, les arénites grossières sont fréquentes alors que pratiquement absentes à la base; or ce sont précisément les faciès les plus calcaires.

3-2. Stratigraphie lithologique

Les surfaces de stratification entre les séquences sont l'instrument essentiel de la recherche des corrélations lithologiques. Quelque rapide que soit la variation des faciès à l'intérieur d'une séquence, on constate que la séquence est une unité dont la puissance ne varie que lentement et très régulièrement. Il est possible de ce fait de déterminer les équivalences des séquences entre deux ou plusieurs coupes naturelles à l'aide des limites supérieures et inférieures, c'est-à-dire à l'aide des surfaces de stratification.

L'intérêt de l'étude des corrélations lithologiques est de deux ordres :

- d'ordre géologique: les corrélations sont l'instrument essentiel de l'analyse de la répartition dans l'espace des faciès et des causes probables des variations. Cette analyse vise à définir dans chaque unité stratonomique, les variations de faciès de réduction, et les passages latéraux à des faciès différents. Elle fait intervenir l'analyse pétrographique alliée à la mesure de la puissance des bancs et à la détermination des facteurs topographiques et tectoniques.

FIG 35

BASSIN D'AMERMONT - LANDRES - OTTANGE

ESQUISSE D'UNE CARTE DES FACIÈS DE LA COUCHE GRISE

Echelle : 1/100.000
Réduction carte PELTIER

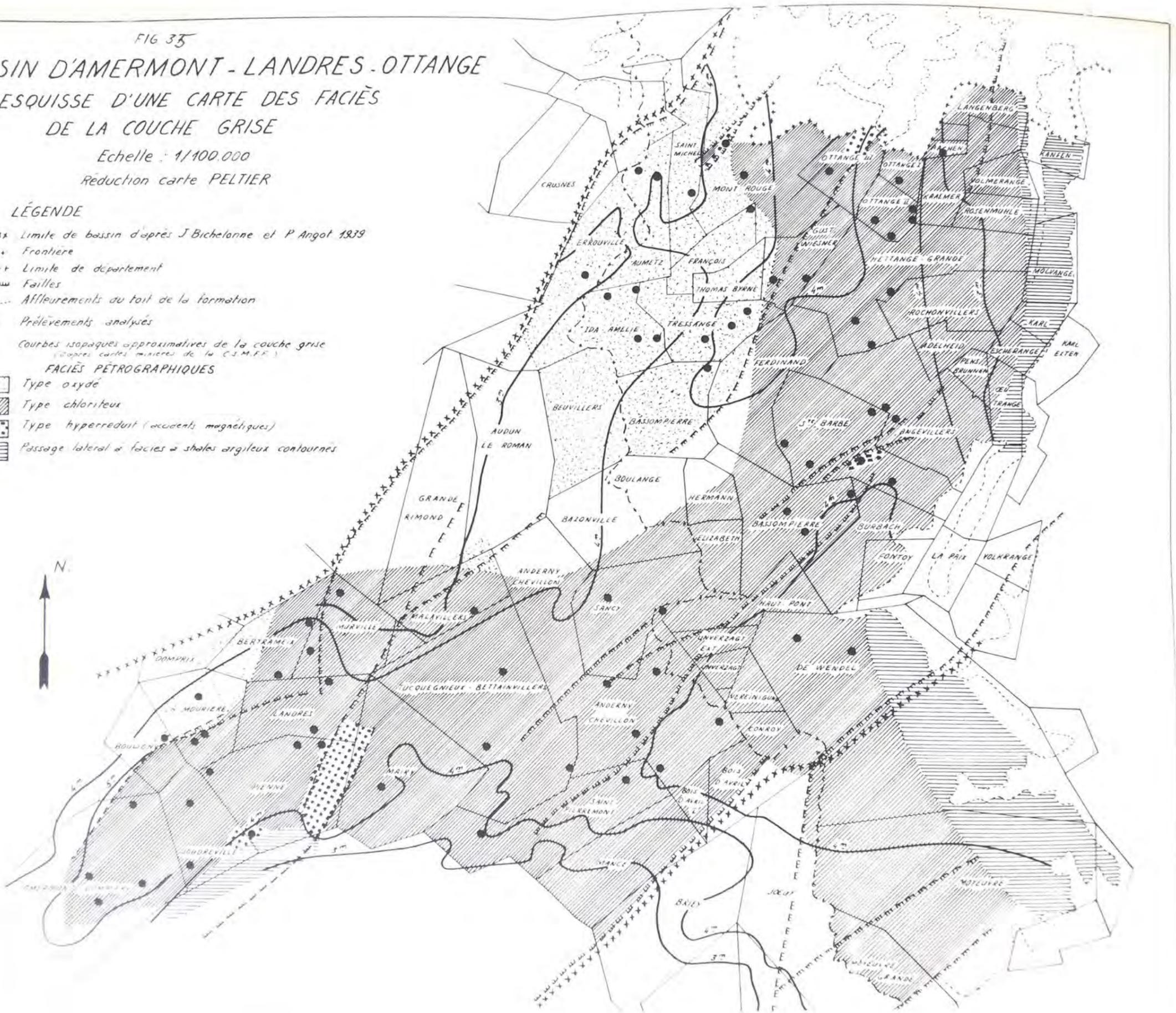
LÉGENDE

- xxxxxx Limite de bassin d'après J Bichelon et P Angot 1939
- +++++ Frontière
- - - - - Limite de département
- ≡ ≡ ≡ Failles
- Affleurements du toit de la formation
- Prélèvements analysés

Courbes isopaques approximatives de la couche grise (d'après cartes minières de la C.S.M.F.F.)

FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES

-  Type oxydé
-  Type chloriteux
-  Type hyperreduit (accidents magnétiques)
-  Passage latéral à faciès à stèles argileux contourées



-- d'ordre pratique : en exploitation souterraine, se posent fréquemment des problèmes de repérage, que ce soit dans les travaux en cours ou a fortiori dans les travaux de reconnaissance de panneaux ou concessions vierges. Ainsi, seule jusqu'à présent, l'analyse chimique plus ou moins systématique permettait de redresser le tracé d'une galerie. L'étude des corrélations donne un outil supplémentaire au mineur en ce sens qu'il consiste simplement à regarder la roche.

En plus du problème de repérage, l'estimation des réserves en fonction de paramètres d'exploitabilité, peut être entreprise à l'aide de méthodes statistiques car elle s'appuie alors sur des ensembles lithologiques homogènes.

a) Variations latérales des faciès de réduction

Dans une même strate, et plus particulièrement dans les arénites minéralisées, il est fréquent d'observer des variations latérales de paragenèse. Les passages latéraux sont graduels mais rapides (10 à 100 m). La couche grise du bassin de Landres-Ottange a pu être ainsi cartographiée (fig. n° 35).

Cette carte fait apparaître le faciès oxydé dans la partie Nord du bassin avec une avancée Sud importante au niveau de la concession de Boulange. Le faciès chloriteux représente l'essentiel du minerai de la couche grise. On n'observe pratiquement pas de paragenèse sidéritique. Par contre, le long de certaines failles les faciès surréduits sont fréquents : ce sont les "accidents magnétiques" avec latéralement passage graduel par le stade du minerai "rouge chocolat" à chlorite pelliculaire vert pâle. On constate une dissymétrie de l'extension du faciès de part et d'autre de cet accident avec parfois même absence totale d'anomalie sur l'une des lèvres, généralement la lèvre supérieure.

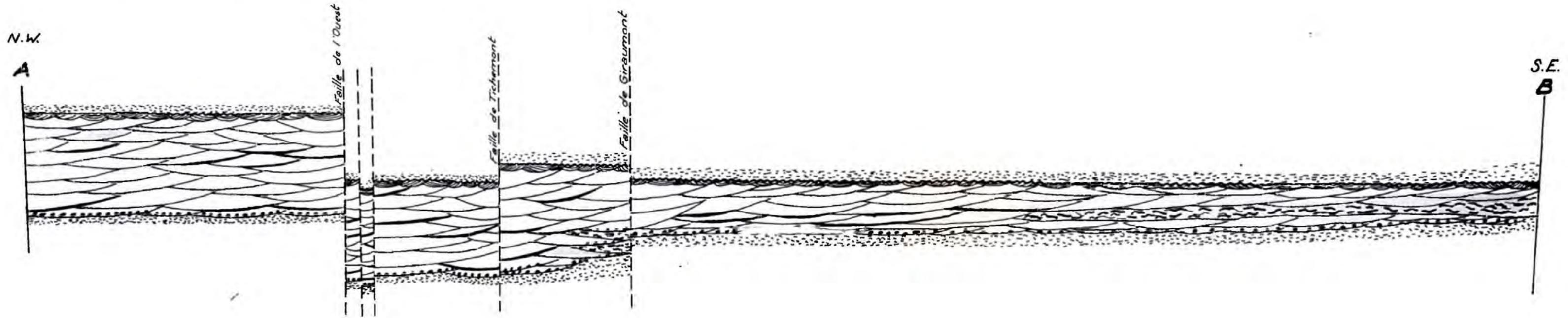
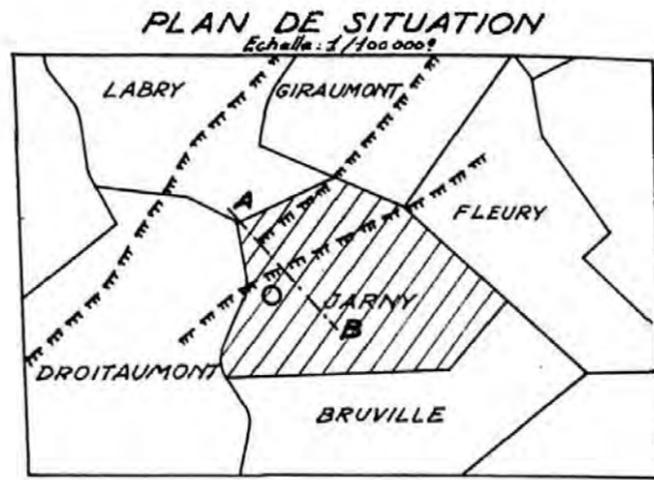
Ce phénomène fait apparaître le rôle déterminant de la faille quant à la formation de la paragenèse à oxydes de fer. Il semble que l'on puisse faire intervenir la capacité réductrice de certains niveaux des nappes aquifères. Que cette nappe soit une nappe de faille ou une nappe emprisonnée du fait de l'imperméabilité du bourrage de l'accident, on constate toujours des limites supérieure et inférieure extrêmement nettes, du faciès surréduit (1). Dans le premier cas, la faille se présente

(1) Cette réduction au stade magnétique des minéraux du fer s'observe également dans les roches mixtes : la limite supérieure de l'accident magnétique de la concession Kirchberg (Luxembourg) se situe dans l'intercalaire grise-jaune principale.

FIG. 36

PASSAGE LATÉRAL DE FACIES LE LONG DU FLANC
SUD DU SYNCLINAL DE L'ORNE DANS LA
COUCHE GRISE DE LA MINE DE JARNY

ECHELLES: { Hauteurs: 1/250?
Longueurs: 1/5000?



LEGENDE

-  Arénite coquillière grossière = crassin
-  Arénite minéralisée en stratification entrecroisée
-  Arénite minéralisée à joints de shales argileux
-  Arénite à shales argileux contournés (minerai truite)
-  Agrégats de pyrite
-  Shales argileux et arénite finement contournés.

comme une cavité ouverte, où ont cristallisé de la calcite, de la pyrite et de la barytine (1) de manière analogue au dépôt d'une calcite filonienne hydrothermale.

b) Variations latérales des faciès lithologiques

La disparition d'une couche s'effectue de deux manières :

- par diminution progressive de la puissance de la strate sans changement de faciès. Ce passage est rapide et s'observe pour la couche grise sur le flanc Nord de la partie la plus profonde du synclinal de Landres-Ottange (concessions de Joudreville, Boulogny, La Mourière, etc ..);

- par changement de faciès : Etude de la couche grise de la mine de Jarny (bassin de l'Orne) fig. 36.

La mine de Jarny, située dans le point SW du bassin de l'Orne n'exploite que la couche grise. Cette couche est riche en puissance et calcaire dans la partie NW de la concession. Des failles NE-SW décrochent le minerai et créent une topographie de roulage avec des points haut-encadrant un "fond de bateau". La topographie redressée par rapport au diastème du toit de la séquence de la couche grise s'avère très régulière : il s'agit d'un plan de faible pente (quelques degrés) de direction NE-SW.

L'exploitation a débuté dans la partie riche de la couche puis progressivement s'est déplacée vers le SW. Dans cette direction, les mineurs ont constaté une baisse régulière de la puissance et un passage graduel par le pied de la couche à un minerai plus siliceux. La limite extrême d'exploitabilité d'après les normes classiques apparaît brutalement en une ligne NE-SW.

Du point de vue sédimentologique, ce passage latéral peut s'interpréter ainsi : dans la zone la plus profonde du synclinal, les courants intenses ont déposé des paquets de laminae entrecroisés. Sur le flanc, le courant de plus en plus faible dépose des particules plus fines mais toujours en stratification oblique pour les détritiques ferrifères. Lors de l'arrêt des apports entre deux séries de feuillettes, alors que dans le fond il n'y a pas de dépôt et parfois érosion du sédi-

(1) Dans la faille d'Angevillers, il est fréquent de trouver des monocristaux orangés de barytine de quelques cm de longueur enchassés dans de la calcite cristallisée en "têtes de clous". Une très belle plaque de cette formation avec de nombreux cristaux d'1 cm de longueur de barytine se trouve à l'Ecole des Mines de Thionville.

ment antérieur, sur le flanc, du matériel argileux résiduel est sédimenté en quantités de plus en plus importantes. Le cycle de dépôt reprend avec la formation d'une nouvelle strate entrecroisée. Ainsi, à chaque surface de stratification correspond latéralement un joint de shales argileux. Lorsque la proportion de shales argileux est importante vis-à-vis de l'arénite, il y a contournement de la roche mixte conduisant au minerai traité siliceux. Ce passage latéral se réalise en "dents de scie". Il fait apparaître le rôle déterminant de la topographie du fond lors de la sédimentation. De tels phénomènes sont généraux : couches grises, jaune, rouge, de la concession de Moyeuve, couche grise des concessions de Piennes-Joudreville, bordure Sud du synclinal de l'Orne, etc... Or, les points bas des synclinaux coïncident souvent en première approximation avec des failles. Il s'agit le plus souvent d'une tectonique postérieure ou dépôt. Cependant, cette association d'une minéralisation importante avec une faille a conduit P. VILLAIN (1899) et J.P. AREND (1932) à proposer la théorie des "failles nourricières" (1).

Ces figures dissymétriques de disparition de couche suivant que l'on est sur l'un ou l'autre flanc du synclinal sont à rapprocher de celles mises en évidence par E.V. CHANTZER (1957) (2) dans les dépôts des rivières. Cet auteur distingue les dépôts de lit et de pré-lit : les dépôts de lit sont grossiers épais, bien calibrés. Les dépôts de pré-lit par contre correspondent à un étalement du courant qui devient plus faible et dépose des sédiments plus fins moins bien calibrés. Ces formations se développent dans la concavité des méandres alors que sur le bord convexe le courant d'eau détermine une érosion.

Bien que le bassin de sédimentation où s'est accumulée la minette soit très différent d'un lit de rivière, essentiellement par le fait qu'il est recouvert d'une tranche d'eau importante, les mêmes figures de répartition des sédiments font penser à des phénomènes hydrodynamiques semblables.

Ainsi, dans la couche grise du bassin de Landres-Ottange, les courbes d'égale puissance de la couche, quoique basées sur des teneurs arbitraires limites, définissent des chenaux de plus forte minéralisation avec étalement du courant à l'intérieur des boucles où s'effectue alors le passage latéral à des minerais siliceux. Sur l'autre flanc, le pincement est rapide sans changement notable de faciès. Le lit majeur dessine de larges ondulations, mais concorde pour la partie NW avec la direction d'apport déterminée par les pendages des feuilletts de la stratification entrecroisée (cf. fig. n° 35).

(1) Cette théorie s'appuyait également sur l'observation des "accidents magnétiques".

(2) in N.M. STRAKHOV, 1957.

Tableau n° 29
 Concordances entre les séquences des sous-bassins
 de Longwy et de Landres-Ottange

Série de Landres Ottange

Marnes micacées

 surface ondulée

5 séquences des rouges calcaires et
 siliceuses

séquence rouge principale

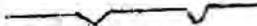
séquence jaune principale

séquence jaune principale

séquence de la grise

Marnes micacées

surface taraudée

 séquence L₁

séquence L₂ supérieure

séquence de L₂ moyenne

séquence de L₂ inférieure

Faille de Crusnes

séquence de la brune

séquence de la rouge ou L₃

séquence de la noire

séquence de la grise

séquence de la verte 1

séquence de la noire

séquence de la verte 2

séquence de la verte

c) Etude des failles syngénétiques

Seule la faille de Crusnes a été signalée par J. BICHELONNE et P. ANGOT (1939) comme contemporaine de la sédimentation. Cet important accident relève actuellement de plus de 100 m les formations du bassin de Longwy par rapport à leurs homologues du bassin de Landres-Ottange. Quoique cette faille ait nécessairement joué postérieurement, car le Bajocien est affecté, d'après ces auteurs, les concordances entre couches des deux bassins n'apparaissent nettement que pour le faisceau siliceux.

Le faisceau calcaire par contre présente des différences essentielles quant aux puissances, teneurs et fréquence des horizons minéralisés. La succession des séquences confirme ces vues. Ainsi, de Fillières à Errouville, de part et d'autre de la faille de Crusnes, le faisceau calcaire passe de 14 m à 36 m environ et de 9 séquences de la mine de Crusnes, ne subsistent dans le bassin de Longwy que 4 séquences peu développées non ou exceptionnellement et alors toujours faiblement minéralisées. Une étude stratigraphique détaillée permettra de préciser les corrélations lithologiques entre ces deux bassins. On peut cependant déjà dater l'accident qui se serait vraisemblablement produit immédiatement après le dépôt de la couche brune (cf. tableau 29).

QUATRIEME PARTIE

Interprétation et conclusions

CHAPITRE IX

Interprétation

1. Introduction

Dans leur étude sur le gisement lorrain, J. BICHELONNE et P. ANGOT (1939) ont montré l'évolution des théories génétiques en fonction de l'état d'avancement de la reconnaissance du gîte et leur incidence sur la mise en valeur. Au fur et à mesure de l'exploitation, les documents devenaient plus nombreux et ont conduit aux grandes synthèses de L. CAYEUX (1922), J. BICHELONNE et P. ANGOT (1939), S. CAILLERE et F. KRAUT (1954).

Ne connaissant la minéralisation que le long des affleurements, les premiers auteurs avaient été conduits à penser que le gisement lorrain ne constituait qu'une bande littorale où le fer s'était déposé en oxydes par décomposition d'une forme carbonatée soluble apportée par des eaux thermales terrestres ou sous-marines (M. MEUGY - 1869, F. GIESLER - 1875, M.A. BRACONNIER - 1883).

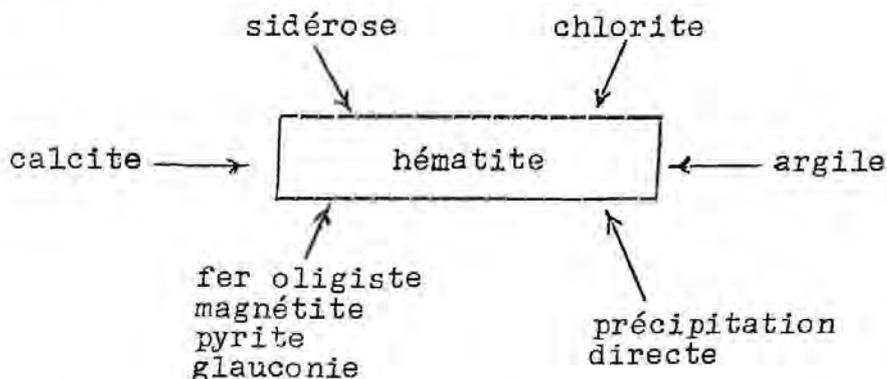
Par la suite, la progression de l'exploitation toujours plus profondément dans la formation, a permis de remarquer la liaison des plus fortes concentrations avec certaines grandes failles. C'est alors que prit naissance la théorie des "failles nourricières" (P. VILLAIN - 1899 et J.P. AREND - 1932).

Cette théorie dut être cependant rapidement abandonnée : en effet, en s'éloignant des failles, loin de s'appauvrir progressivement, la formation devient plus régulière et homogène.

Ce n'est qu'avec L. CAYEUX (1922) qu'apparaît la première synthèse attribuant au gisement une origine par différenciation purement sédimentaire. Les modalités de cette différenciation, d'après cet auteur, sont basées sur les deux observations principales suivantes : abondance dans certains niveaux de

morceaux remaniés, présence d'oolithes mixtes de calcite et de limonite (1). L'élaboration de la minette se serait effectuée en deux stades : dans un premier stade, il y a épigénéisation d'oolithes ou de débris calcaires par des silicates ferrifères (2); puis postérieurement, lors d'un remaniement lié au "métamorphisme sous-marin" les termes plus oxydés du fer apparaissent successivement pour aboutir à "l'hématite brune" (3).

Tous les termes intermédiaires ne sont pas obligatoires, le terme final de l'évolution peut donc avoir de multiples origines; ces transformations feraient intervenir le rôle du monde bactérien.



Les termes ultimes de l'évolution sont déposés mécaniquement. A partir de ce moment, toute évolution serait à tout jamais arrêtée.

Influencés par cette théorie, J. BICHELONNE et P. ANGOT (1939) ont proposé une suite de processus analogues. Ces auteurs nient cependant l'origine carbonatée des oolithes.

(1) S. CALLERE et F. KRAUT (1954) réfutent cette observation. Cependant, au sommet de la formation à Beuvillers (sondage 8bis) des oolithes calcaires apparaissent. D'autre part, certaines croûtes limonitiques de surfaces taraudées (Hussigny) montrent de la calcite de précipitation directe alternée avec des lits de limonite. Il n'en reste pas moins que, mis à part certains débris de coquilles arrondis recouverts de limonite, je n'ai pu observer de véritables oolithes mixtes.

(2) Ce sont également les idées de L. D'EVERIN (1945).

(3) L'hématite brune de L. CAYEUX équivaut à la limonite au sens actuel.

Dans une première phase, on assisterait à des dépôts chimiques de silicates de fer avec élaboration d'oolithes in situ. Le remaniement entraînerait l'oxydation du fer et le dépôt mécanique d'oolithes dans un ciment déjà existant.

Plus récemment, S. CAILLÈRE et F. KRAUT (1954), sur la demande du Service Minéral de l'IRSID ont étudié un ensemble considérable d'échantillons de provenances très diverses. Cette étude n'a été abordée que sous l'angle minéralogique (microscopie, analyses thermiques, rayons X). A l'aide de ces données, ces auteurs ont proposé un schéma tout différent : quelle que soit la paragénèse des horizons minéralisés (1), la minette s'est constituée en deux temps : tout d'abord, il y aurait eu précipitation globale d'éléments, puis par réactions chimiques lors de la diagenèse, constitution simultanée d'oolithes et du ciment. Les intercalaires apparaissent alors comme le dépôt de tous les éléments qui n'ont pu être incorporés dans la minette.

Chaque paragénèse serait liée à des conditions identiques dans tous les points du bassin et représenterait alors une unité stratigraphique.

Il ressort de la diversité des hypothèses proposées que les auteurs ont cherché à expliquer la présence simultanée dans un même faciès de minéraux réduits et oxydés du fer associés à des grains de quartz indubitablement détritiques. Or, il était admis que la présence de minéraux réduits du fer indiquait un milieu réducteur du fond de sédimentation et par conséquent une tranche d'eau calme. Les seuls phénomènes possibles sont dans ces conditions la sédimentation de détritiques très fins et surtout la précipitation chimique. C'est ainsi que les auteurs ont conclu à la formation des chlorites par précipitation directe sur le fond.

Ce principe étant acquis, les oolithes chloriteuses proviennent d'une réorganisation purement physique du matériel précipité. Les traces évidentes d'hydroclassement n'avaient point échappé à L. CAYEUX et J. BICHELONNE et P. ANGOT; cependant, celles-ci ne sont nettement visibles que dans les faciès oxydés. Aussi, le seul schéma logique apparaissait comme un remaniement d'un matériel chloriteux préformé, une oxydation et un dépôt, par des voies mécaniques d'oolithes oxydées. C'est ainsi que les passages latéraux de paragénèse de réduction dans une même unité stratigraphique indiquent le passage entre une zone où les phénomènes prépondérants sont d'ordre chimique (faciès chloriteux) et une zone où le facteur essentiel est d'ordre hydrodynamique (faciès oxydé) - J. BICHELONNE et P. ANGOT (1939).

(1) y compris les paragénèses magnétiques

L'hypothèse génétique formulée par S. CAILLERE et F. KRAUT (1954) est une généralisation pour tous les faciès, du mode de formation in situ, par voie chimique. Qu'elles soient oxydées ou réduites, les oolithes s'élaborent dans le sédiment à partir d'un matériau de précipitation chimique. La genèse des oolithes interviendrait par conséquent au stade diagénétique.

Ces théories souffrent de nombreuses contradictions théoriques et factuelles.

a) Contradictions théoriques

- Le dépôt de grains détritiques par hydroclassement dans un ciment de précipitation chimique directe sur le fond est incompatible avec le phénomène d'hydroclassement. Dans ces conditions de dépôt, le ciment des roches détritiques s'élabore après leur dépôt par des processus diagénétiques (F.J. PETITJOHN - 1957).
- L'hypothèse de l'arrêt définitif de l'évolution des oolithes après leur dépôt final ne peut être soutenue. Une association de minéraux est en effet le résultat d'une réorganisation des éléments chimiques dans un milieu donné. Le passage d'un milieu à un autre milieu dont les propriétés physico-chimiques ont varié, se traduit par une nouvelle paragenèse : la transformation, qui correspond à une remise en équilibre, nécessite une destabilisation des minéraux antérieurement formés, et une précipitation de nouveaux minéraux, stables dans les nouvelles conditions, après apports ou départs d'éléments chimiques.
- Le principe de la théorie de S. CAILLERE et F. KRAUT suivant lequel le critère principal des minéraux formés in situ est de remplir sans lacune les espaces disponibles entre les oolithes, est en défaut pour un ciment du type pelliculaire. En fait, même dans les faciès les plus réduits, la roche est encore poreuse. Le ciment ne comble les pores que dans la mesure où il existe en quantité suffisante.

b) Contradictions factuelles

- Le dépôt en stratification entrecroisée et la texture des oolithes, tant dans les minerais oxydés que dans les minerais chloriteux, sont en contradiction formelle avec la formation diagénétique des oolithes dans le sédiment.
- La présence de morceaux remaniés dans les minerais chloriteux indique un apport de grains ferrifères détritiques. Par contre, si ce n'est les figures d'impression, on n'observe jamais d'oolithes limonitiques analogues aux spastolithes chloriteuses. Il faudrait concevoir une remise en forme des oolithes lors du remaniement, ce qui semble très improbable.

- Le fait que des grains détritiques puissent constituer le noyau d'oolithes, et être présents dans le ciment n'implique nullement une genèse in situ des oolithes; bien au contraire, tous les grains d'un même minéral devraient subir la même évolution.

- La teneur en fer des eaux des mers actuelles est très faible : 2 Mg/M³ (L.H.M. COOPER, 1935). Une précipitation directe de fer ne peut en aucune sorte amener une accumulation de cet élément sauf si tous les autres éléments restent en solution. Cette teneur très faible ne doit pas différer sensiblement de celle des mers anciennes, puisque les caractéristiques physico-chimiques, à la lumière des autres formations anciennes, ne semble pas différer de celles des milieux marins actuels.

Ainsi, les théories classiques conduisent à une impasse. L'hypothèse d'une origine purement détritique des constituants et d'une évolution diagenétique des minéraux m'est apparue lors de la recherche de solutions aux contradictions soulevées par l'application des théories classiques aux faits observés.

Avant de développer cette nouvelle conception de la genèse de la minette lorraine, il convient de rechercher les causes de la place de la minéralisation dans la série.

Ainsi que les autres gites de fer, on constate que la minette se situe dans la série virtuelle générale après le dépôt des colloïdes (argiles) et avant celle des carbonates.

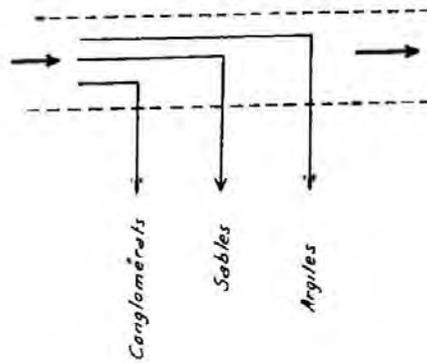
Cette notion de série virtuelle générale correspond à une constatation statistique : lors du comblement d'un bassin marin épicontinental, les dépôts ont tendance à se distribuer suivant une série théorique ou série virtuelle générale; cette série comprend de haut en bas (A. LOMBARD, 1956) :

- | | |
|------------------------------|--|
| fin de l'évolution du bassin | - dépôts salins |
| | - dépôts carbonatés |
| | - métagénétiques (fer, phosphate, charbon) |
| | - colloïdes |
| | - détritiques fins |
| début du comblement | - détritiques grossiers |

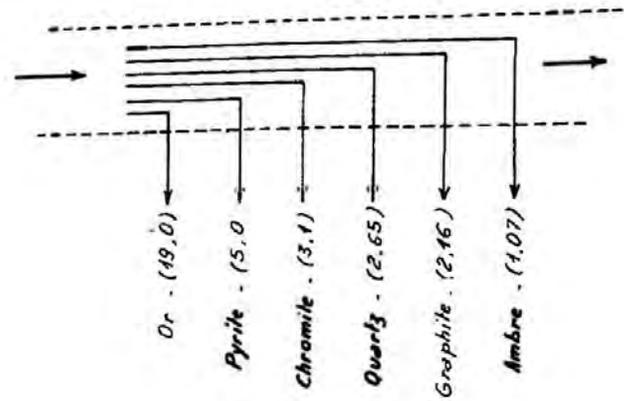
C'est ainsi qu'après chaque cycle de surrection de massifs montagneux, apparaissent dans les bassins épicontinentaux, des formations ferrifères, après l'épisode de destruction amenant des dépôts détritiques de plus en plus fins. Cette constatation conduit L. CAYEUX (1922) à dire que "chaque chaîne de montagnes possède de sa ceinture des minerais de fer".

SCHEMA DE LA DIFFÉRENTIATION DÉTRITIQUE SÉDIMENTAIRE

D'APRÈS L.V. POUSTOVALOV . 1940



*Schéma de la différenciation mécanique
des sédiments, d'après la dimension des
fragments*



*Schéma probable de la différenciation mécanique
d'après le poids spécifique (quand les dimensions
des fragments sont égales)*

Classiquement, la série virtuelle générale comprend deux phases de dépôt :

- une première phase détritique, où la taille des grains sédimentés diminue progressivement jusqu'au dépôt des colloïdes (argiles)
- une seconde phase caractérisée par le dépôt par voie chimique d'éléments.

Si le cycle de formation des sédiments détritiques apparaît assez clairement comme le résultat de la dégradation mécanique des chaînes montagneuses jeunes, le cycle chimique est d'interprétation beaucoup plus délicate. Il fait apparaître en effet des dépôts d'évaporites qui traduisent une sursalure de la mer liée à des caractéristiques propres du bassin et des dépôts ferrifères qui correspondent à un apport massif terrigène de fer. Il semblait acquis jusqu'à présent que les éléments d'origine chimique terrigène sédimentaient par voie chimique. C'est ainsi que A. LOMBARD (1956) interprète les données de J. BICHELOUË et P. ANGOT de la manière suivante : l'apport de fer s'est réalisé par à coups d'alimentation dans une série marno-calcaire positive; le fer sous forme d'un précipité fin et dense se déplace sur le fond au gré des courants et se dépose dans les dépressions. Le remaniement entraîne le dépôt sous forme de grains détritiques. Sous l'aspect purement chimique, chaque séquence élémentaire de la minette se présente effectivement comme une séquence positive marno-calcaire; ces séquences constituent une séquence d'ordre majeur également positive avec les marnes à la base et les calcaires bajoëtiens au sommet. Cette transposition à une échelle plus petite de la série virtuelle générale s'avère discutable. Deux faits l'attestent :

- la minette se place à l'échelle de l'Aalénien entre, à la base une assise gréseuse, au toit une assise de dépôts plus fins, les marnes micacées. Si les dépôts de colloïdes sont considérés comme des formations détritiques, le fer se place dans le cycle détritique;
- la calcite de la minette ne peut pour la plus grande part être considérée comme un élément de dépôt chimique, puisqu'elle est liée à une différenciation granulométrique.

Ces contradictions font apparaître que les concentrations élevées en fer sont non pas seulement le résultat d'une sédimentation chimique indépendante dans l'eau, ainsi que l'a schématisé L.V. FOUSTOVALOV, 1940 (fig. n° 37), mais le résultat d'un processus entier de sédimentation où il y a différenciation mécanique chimique et biogène (N.M. STRAKHOV - (1)).

(1) in P.M. TATARINOV, 1955.

Si la différenciation mécanique se présente comme le facteur essentiel de constitution des séquences élémentaires négatives (cf. chapitre VIII - parag. 3) dans le bassin marin, la différenciation chimique fait apparaître le rôle prépondérant de l'aire continentale (1).

En effet, même si le stade de concentration que représente la différenciation mécanique de chaque cycle élémentaire est important, il est loin d'être suffisant pour expliquer le taux de concentration de l'ensemble de la formation. Pour un clarke de 4,18, le taux de concentration d'une couche est de 6 à 7 et celui de l'Aalénien de 4 environ. Il faut donc concevoir une concentration pédologique dont la destruction entraîne un cycle de dépôts.

Seuls les sols ferralitiques représentent une concentration notable en fer (P. DUCHAUFOR, 1956). L'étude des minéraux lourds indique une roche acide d'origine (F.J. PETITJOHN, 1957, S. CAILLERE et F. KRAUT, 1954). Or, ce sont les roches les moins susceptibles d'évolution latéritique, et qui contiennent le moins de fer. Ceci n'exclut pas cependant la présence de roches de compositions différentes sur l'aire continentale dont certaines ne contiennent pas de minéraux lourds caractéristiques.

L'hypothèse d'une cuirasse latéritique sur l'aire continentale a été retenue par S. CAILLERE et F. KRAUT. Contrairement aux idées classiquement admises, les latérites ne se développent que grâce à la présence d'un couvert forestier important en climat tropical (H. ERHART, 1956). Peut-on associer la pédogénèse à la différenciation chimique de la minette, ainsi que le pense H. ERHART ?

Cette hypothèse est assez tentante par le fait que les cycles pédologiques entraînent des cycles d'apport dans le bassin sédimentaire marin. Les éléments sont ensuite déposés en fonction de leur nature chimique, de leur dimension et de l'état physique et chimique du milieu.

Dans une première phase ou biostasie, la forêt se développe. En milieu chaud et humide, sur une roche peu acide, la silice et les bases sont lessivées, seuls restent en place les oxydes de fer et d'alumine. Cette évolution peut se poursuivre sur de longues périodes et amener alors des formations ferralitiques

(1) L'hypothèse que le fer peut fort bien provenir de la dégradation des roches sur l'aire continentale a été émise par F. GIESLER (1875). Elle a été reprise ultérieurement par L. CAYEUX, S. BICHELONNE et P. ANGOT (1939), M. BROCKAMP (1942), S. CAILLERE et F. KRAUT (1954), M. LUCIUS (1954) a effectué des calculs montrant que l'érosion de 100 mètres de roches sur la superficie du Grand-Duché du Luxembourg entraîne un lessivage de 20 fois plus de fer que n'en contient le gîte aalénien du Luxembourg.

puissantes. Le matériau apporté à la mer est essentiellement constitué de produits en solution. Pendant cette phase pourraient se déposer les colloïdes avec des détritiques fins. Lors d'une rupture de l'équilibre pédologique ou rhesistasié, la forêt est rapidement détruite, et le fer libéré, amené en grandes quantités dans le bassin marin.

Le dépôt en séquences négatives, elles-mêmes dans une série négative, s'accorde bien avec le fait que l'Aalénien correspond à une régression. Ainsi, au cours de l'Aalénien on assiste à une émergence totale du rivage des Ardennes.

Cette régression ne s'est pas réalisée d'un coup, mais plutôt de manière oscillante. Ne peut-on concevoir, parallèlement, des variations climatiques susceptibles d'entraîner une évolution du couvert forestier suivant le schéma proposé par E. ERHART ?

2. Mise en place de la minéralisation

2-1. Processus se déroulant avant le dépôt des oolithes

Quels sont les processus qui se déroulent entre le moment où le fer est mis en mouvement sur le continent et celui où l'oolithe formée est transportée dans un courant et déposée avec des grains de quartz et des débris de coquilles ?

Ces processus sont : le transport du fer et la formation des oolithes.

a) Transport :

Le transport du fer dans les rivières est assez mal connu. D'après les données actuelles, la teneur moyenne en fer du matériel dissous dans les eaux de rivières du monde est de 2,75 % (W.H. TWENHOFEL (1950)). La dilution est très élevée : c'est ainsi que pour les eaux de l'Amazonie la teneur en fer est de 3 ppm.

E.S. MOORE et J.E. MAYNARD (1929) ne pensent pas que le fer puisse être sous forme de bicarbonate ferreux stabilisé par la matière organique comme cela semblerait classiquement admis, mais plutôt sous forme d'hydrosols d'oxydes ferriques stabilisés par la matière organique, et en plus faible quantité sous forme de gels d'acides organiques, ou adsorbé sur des colloïdes organiques. En plus des formes colloïdales ou dissou-

tes, le fer a dû probablement être transporté en tant que grains détritiques.

Parallèlement, les rivières transportent les autres produits provenant de l'érosion du continent. Ce sont les sels solubles, et les grains clastiques.

b) Formation des oolithes

La texture des oolithes qui s'avèrent constituées d'enveloppes concentriques autour d'un noyau, indique des dépôts successifs des divers éléments constituant la limonite, autour d'une particule quelconque.

L'étude de la genèse des oolithes est très au-delà des limites que je me suis fixées en abordant ce travail. En général, ce domaine de recherche apparaît relativement vierge et surtout en ce qui concerne les oolithes ferrifères. Rares sont les auteurs qui ont esquissé un schéma possible de formation des oolithes ferrifères.

Partant du fait que les sols de silice sont hydrophiles et électronégatifs et ceux de fer et d'alumine sont hydrophobes et électropositifs. H. HARDER (1951) a cherché à expliquer l'alternance des enveloppes de compositions différentes : les sols de silice flocculent en effet facilement dans les eaux riches en électrolytes. Pour flocculer, les sols ferriques demandent par contre l'action d'un autre sol de signe opposé ou d'une composition appropriée en électrolytes de l'eau. Le jeu de la compensation des charges électriques conduirait au dépôt des auréoles successives.

Les gels d'hydroxydes de fer se produisent en milieu basique. Or, les eaux fluviales sont acides; les eaux marines sont légèrement basiques à Ph très régulier et égal à 8,2. C'est ainsi que se produisent les précipitations abondantes d'oxydes de fer colloïdaux et de silice au contact de l'eau douce et de l'eau de mer (W.H. TWENHOFEL, 1950).

Il semble donc que l'on puisse penser à une formation littorale dans la zone de précipitation des oxydes de fer, des oolithes.

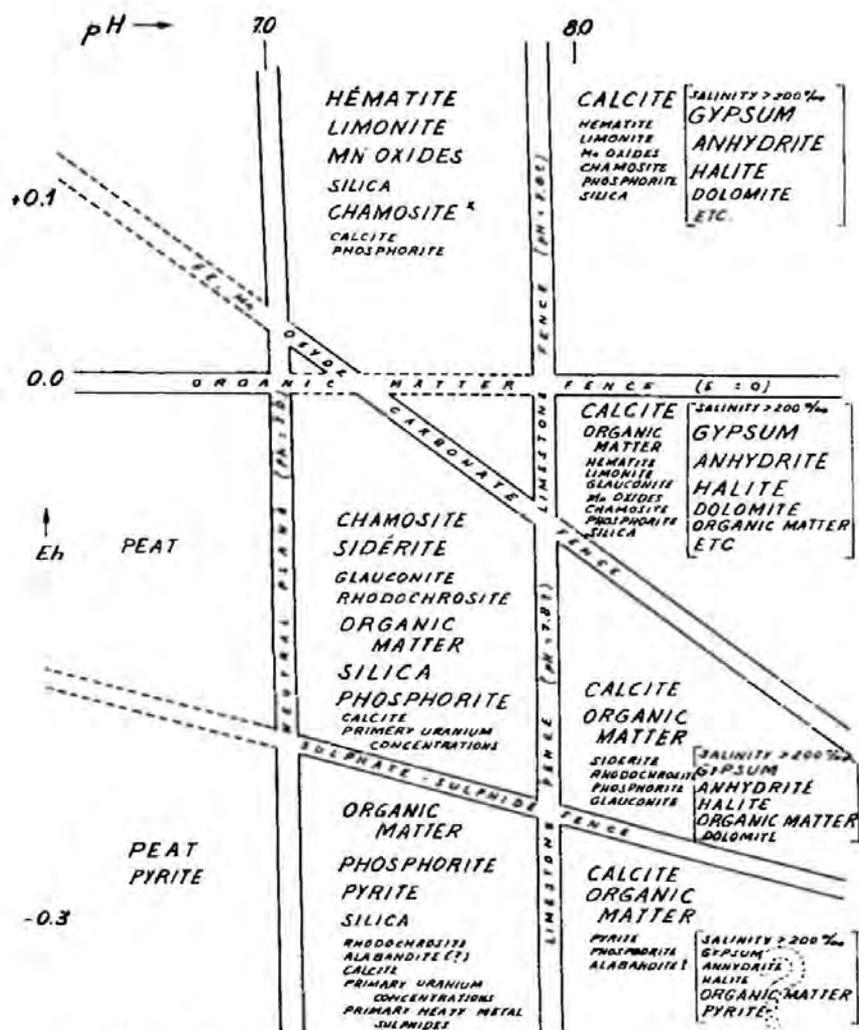
De tels faits ont pu être observés en ce qui concerne la formation d'oolithes calcaires dans la frange littorale de certaines mers tropicales. Rien de tel n'a pu être observé pour le fer.

Cependant, la présence de débris d'organismes marins comme noyaux d'oolithes, le fait que beaucoup de débris organiques ou quartzeux présentent un recouvrement dissymétrique de limonite, l'observation de croûtes limonitiques sur la

FIG. 38

PARAGÉNÈSES MINÉRALES EN FONCTION DES VALEURS DE Eh ET pH DE L'ENVIRONNEMENT

D'APRÈS W.C. KRUMBEIN ET R.M. GARRELS, 1952



* Chamosite as used here is representative of the sedimentary iron silicates

surface taraudée d'Hussigny, semblent autant de faits à l'appui d'une théorie de formation littorale des oolithes. Ainsi qu'on peut l'observer ou le réaliser au laboratoire (C. LALOU, 1957) pour les oolithes calcaires, la texture concentrique serait due à l'agitation d'un milieu riche en particules en suspensions.

Remarque :

Récemment, les géologues et les pédologues russes auraient mis en évidence la formation d'oolithes, pisolithes et agrégats concrétionnés divers dans des limons de marais et de lacs. (L. BUSHINSKI, 1956 - B.P. KROTOV, 1952). Cette hypothèse ne semble pas devoir être retenue ici, comme origine première des oolithes.

2-2. Le dépôt

Le transport des particules vers leur lieu de dépôt nécessite des courants assez puissants. D'après les données de W.H. TWENHOFEL (1950), la vitesse du courant se situerait entre 1,5 m/s pour les plus petites particules et 1,8 pour les plus grosses.

Les courants marins prenant naissance sur le littoral entraîneraient les particules diverses présentes vers le centre du bassin; ces particules par sauts successifs gagneraient ainsi le lieu de leur dépôt final.

Les conditions qui doivent être réalisées pour qu'il y ait dépôt en stratification oblique sont (A. LOMBARD, 1958):

- alimentation abondante
- présence de courants
- topographie concentrant les filets d'eau
- fond plat ou peu incliné.

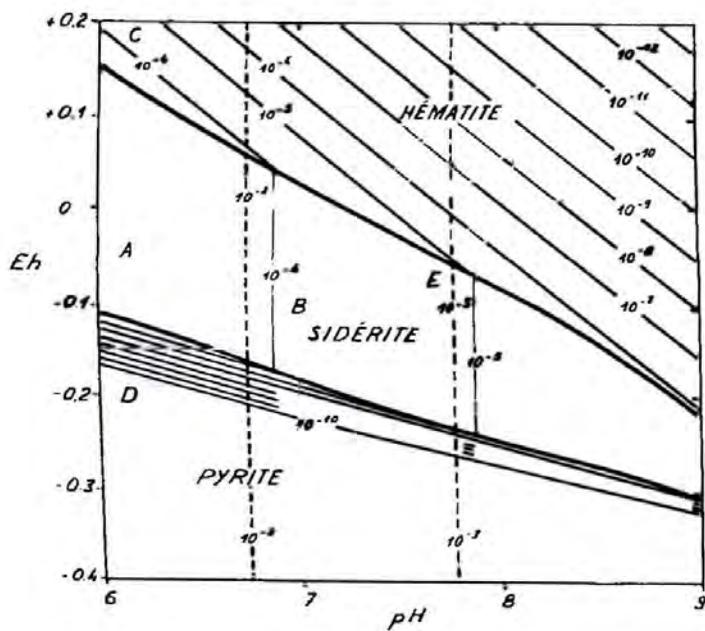
En fait, ce type de dépôt est une figure de déséquilibre entre une alimentation trop forte et trop abondante sur un fond qui n'en assure pas la répartition selon le processus normal, à savoir en couches horizontales.

La direction principale des courants est NE-SW pour le bassin de Landres-Ottange. Dans la partie N, les dépôts s'étalent. Plus à l'Ouest, la topographie du fond est nettement plus resserrée, et le courant se concentre dans l'axe de la dépression où se constituent les dépôts les plus épais. Ce phénomène est très général. Il demande cependant à être étudié pour chaque séquence car les aires d'extension des faciès sont très différentes : ceci semble être dû à la tectonique syngénétique qui a affecté la topographie du fond.

FIG. 39

DIAGRAMME DE STABILITE DE PYRITE-HÉMATITE-SIDÉROSE

D'APRÈS W.C. KRUMBEIN ET R.M. GARRELS - 1952



Cette répartition topographique montre une hétérogénéité très sensible de la force des courants suivant que l'on est dans une dépression ou sur l'un des flancs : c'est ainsi que dans les joints de shales argileux des roches mixtes, les pistes de vers sont des indices de courant faible.

3. Evolution diagénétique

Le terme diagenèse fut utilisé la première fois par GUMBEL en 1888 (1) pour caractériser les réactions prenant place dans le sédiment entre un minéral et un autre, ou entre un ou plusieurs minéraux et les solutions intersticielles ou sus-jacentes.

Cette notion s'est élargie, et l'on peut, à la suite de F.J. PETITJOHN (1956), attribuer à la diagenèse les transformations suivantes :

- Compaction : cette phase correspond au départ de l'eau emprisonnée dans la vase. La compaction présente son maximum d'importance dans les shales, et cette eau peut migrer dans les sables et contribuer à leur cimentation. Ces solutions représentent l'un des types des solutions intersticielles.
- La cimentation (2) : c'est le mécanisme qui consiste en une précipitation de matière minérale dans les pores des sédiments détritiques. Le résultat en est l'induration de la roche.
- L'authigenèse : c'est la réorganisation minérale des éléments.

A la suite de A.C. TESTER et G.I. ATWATER (1934), ce processus se subdivise en deux types :

authigenèse sensu stricto : formation d'un nouveau minéral là où il se trouve (minéral authigène)

accroissement secondaire : formation d'un minéral sur un noyau formé du même minéral déjà existant, le minéral est dit secondaire.

- Différenciation diagénétique : cette phase correspond à une redistribution du matériel du sédiment. Le plus généralement, il se forme des ségrégations du constituant mineur de la roche.

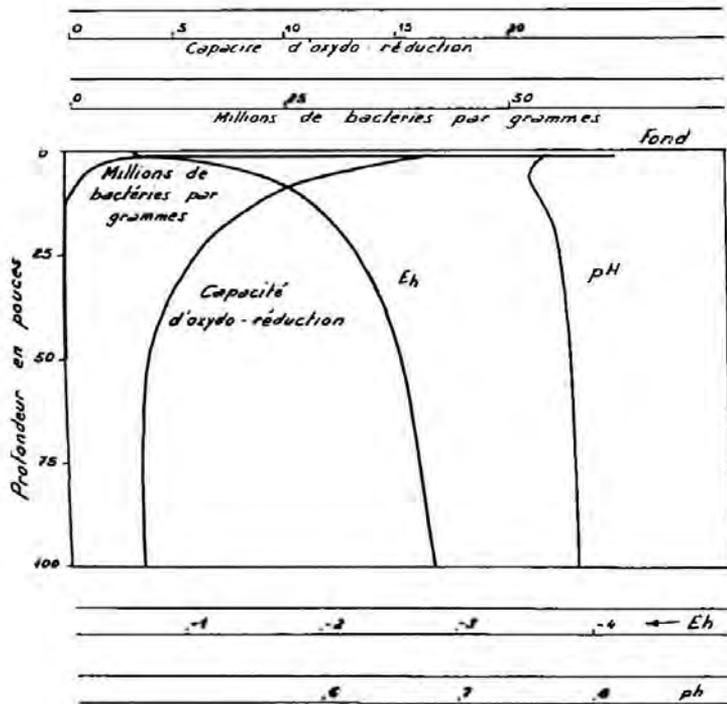
(1) in F.J. PETITJOHN

(2) On a coutume de grouper la compaction et la cimentation sous la rubrique générale de lithification.

FIG. 40

ÉVOLUTION DES CONDITIONS pH-Eh DE L'ENVIRONNEMENT
SÉDIMENTAIRE DANS UN MILIEU EUXINIQUE

D'APRÈS C.E. ZOBELL - 1946



- Métasomatose diagénétique : cette transformation s'effectue avec introduction de matériel extérieur, sans changement appréciable de volume.

Toutes ces transformations impliquent la présence de solutions intersticielles dont l'évidence apparaît par le comblement des cavités, les corrosions, les phénomènes d'impression.

Pour W.C. KRUMBEIN et R.M. GARRELS (1952), il semble que les effets des transformations diagénétiques suffisamment intenses pour masquer les conditions géochimiques du milieu syngénétique soient relativement rares parmi la grande masse des roches sédimentaires connues.

L'étude physico-chimique de ces phénomènes montre le rôle du pH et du Eh. Le pH est la concentration en ions hydrogènes et répond à l'équation $H_2O \rightleftharpoons OH^- + H^+$. Il traduit l'état acide, neutre ou basique du milieu. Sur le plan particulière, le pH est l'expression de l'état de saturation de la valence des éléments.

Le Eh ou potentiel d'oxydo-réduction répond à l'équation $2 H_2O \rightleftharpoons 2 H_2 + O_2$ et traduit l'état oxydant ou réducteur du milieu. A l'échelle atomique, il y a oxydation pour une élévation de valence de l'ion (1).

Les minéraux peuvent être définis comme des combinaisons stables pour des valeurs données de pH et Eh (fig. 38).

C'est ainsi que W.C. KRUMBEIN et R.M. GARRELS (1952) ont construit le diagramme de stabilité pyrite-sidérose-hématite en fonction du pH et du Eh (fig. 39).

Les difficultés apparaissent lorsqu'on veut chiffrer les valeurs du pH et du Eh à partir de minéraux. En effet, plusieurs solutions sont compatibles avec une même paragenèse : c'est ainsi que la présence de Fe^{++} indique soit un milieu acide à Eh élevé, soit un milieu neutre ou alcalin à Eh bas.

Des mesures récentes effectuées dans les dépôts actuels montrent que très généralement les milieux où s'opèrent les réactions diagénétiques, c'est-à-dire sans rapport direct avec le milieu de sédimentation, ont un Eh très bas avec peu de variation du pH (J. DEBYSER, 1959 (2), L.V. FOUSTOVALOV, 1952). Or, ainsi que l'a montré C.E. ZOBELL, 1946, il n'y a que peu de rapports entre le Eh du fond proprement dit et le Eh diagénétique stabilisé (fig. 40). Celui-ci est toujours nettement plus bas que le Eh du milieu de syngénèse. C'est cette variation qu'a montré l'étude des paragenèses des arénites (chap. V - parag. 4).

(1) Ces notions de pH et Eh sont indépendantes de la vitesse de réaction

(2) communication orale.

Successivement, apparaissent à partir de la limonite, les leptochlorites, la sidérose, la pyrite.

Actuellement, cette séquence paragénétique est très généralement admise par les auteurs russes (G.I. TEODOROVITCH 1954, N.L. STRAKHOV et M. ZALMANSON, 1955) : elle sert de base pour la caractérisation des faciès géochimiques de réduction diagénétique (tableau 30).

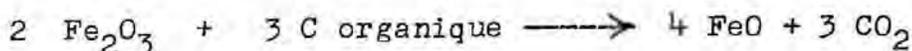
Il n'en a pas toujours été ainsi. En effet, la théorie de la différenciation chimique était également appliquée à la distribution des faciès de réduction dans les bassins sédimentaires : ainsi on devait avoir des précipités successifs d'oxydes de fer, de silicates ferrifères, de sidérose et enfin de pyrite au fur et à mesure que l'on s'éloigne du rivage (L.V. POUSSIOVALOV, 1940) - cf. fig. 41.

Ce sont les mêmes idées qui ont conduit A.F. HALLIMOND (1925), J.W. GRUNER (1946) et les auteurs ayant traité du gisement lorrain à assigner une origine par précipitation directe de chlorites.

La réduction diagénétique fait apparaître le rôle de la matière organique (S.P. POPOV, 1949), qui sédimentée avec les autres constituants s'oxyde progressivement dans les stades ultérieurs aidée par le développement de Bactéries.

En effet, alors que la faune benthique exige un Eh positif pour vivre, les Bactéries présentent deux biotypes essentiels : aérobie et anaérobie. Leur activité se manifestera donc tout le long des processus de réduction.

Récemment, certains auteurs (M.N. STRAKHOV) ont pu transformer en équivalent carbone organique la quantité de matière organique nécessaire à la réduction des minéraux du fer. C'est ainsi que pour transformer 1 g de Fe^{+++} en Fe^{++} jusqu'au stade chlorite, il faut 0,05 g de carbone organique suivant la réaction :



Pour passer à la sidérose, il y a augmentation sensible de la consommation de C organique : c'est ainsi que pour transformer 1 g Fe^{+++} en 1 g Fe^{++} en sidérose, il faut 0,22 g de carbone organique. La réaction peut s'écrire :

Tableau n° 30
 Faciès géochimiques sédimentaires en fonction du profil du potentiel d'oxydo-réduction
 d'après la paragenèse des "minéraux ferreux indicateurs" (d'après G.I. TEODOROVICH 1954)

Faciès géochimiques	Caractéristiques	Paragenèse	Minéraux diagénétiques	Types de faciès	Faune benthique	Teneur en matières Orga	Teneur en S.
1	nettement réducteur	Fe S ₂	Pyrite-marcassite		0	+	+
2	réducteur (de désoxydation)	Sidérose Fe S ₂	sidérose ankerite, pyrite-marcassite chamosite	a/ sidérose sulfurée b/chamosite sulfurée c/chamosite sidérose sulfurée	0	+	+
3	faiblement désoxydé	Sidérose chamosite	sidérose ankérite chamosite (absence d'oxydes)	a/ sidérose b/chamosite c/sidérose chamosite	+	++	0
4	neutre	leptochlorites protoxydes oxydes hématite sidérose	leptochlorites protoxydes oxydes sidérose	a/ leptochlorites b/ sidérose	+	+	0
5	faiblement oxydé.	glauconie leptochlorites oxydes		a/ glauconie b/ leptochlorites c/ leptochlorites glauconie	+	0	0
6	oxydé	hydroxydes et ox. de Fe			+	0	0

Successivement, apparaissent à partir de la limonite, les leptochlorites, la sidérose, la pyrite.

Actuellement, cette séquence paragenétique est très généralement admise par les auteurs russes (G.I. TEODOROVITCH 1954, N.M. STRAKHOV et M. ZALMANSON, 1955) : elle sert de base pour la caractérisation des faciès géochimiques de réduction diagénétique (tableau 30).

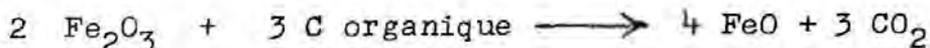
Il n'en a pas toujours été ainsi. En effet, la théorie de la différenciation chimique était également appliquée à la distribution des faciès de réduction dans les bassins sédimentaires : ainsi on devait avoir des précipités successifs d'oxydes de fer, de silicates ferrifères, de sidérose et enfin de pyrite au fur et à mesure que l'on s'éloigne du rivage (L.V. POUSSIOVALOV, 1940) - cf. fig. 41.

Ce sont les mêmes idées qui ont conduit A.F. HALLIMOND (1925), J.W. GRUNER (1946) et les auteurs ayant traité du gisement lorrain à assigner une origine par précipitation directe de chlorites.

La réduction diagénétique fait apparaître le rôle de la matière organique (S.P. POPOV, 1949), qui sédimentée avec les autres constituants s'oxyde progressivement dans les stades ultérieurs aidée par le développement de Bactéries.

En effet, alors que la faune benthique exige un Eh positif pour vivre, les Bactéries présentent deux biotypes essentiels : aérobie et anaérobie. Leur activité se manifestera donc tout le long des processus de réduction.

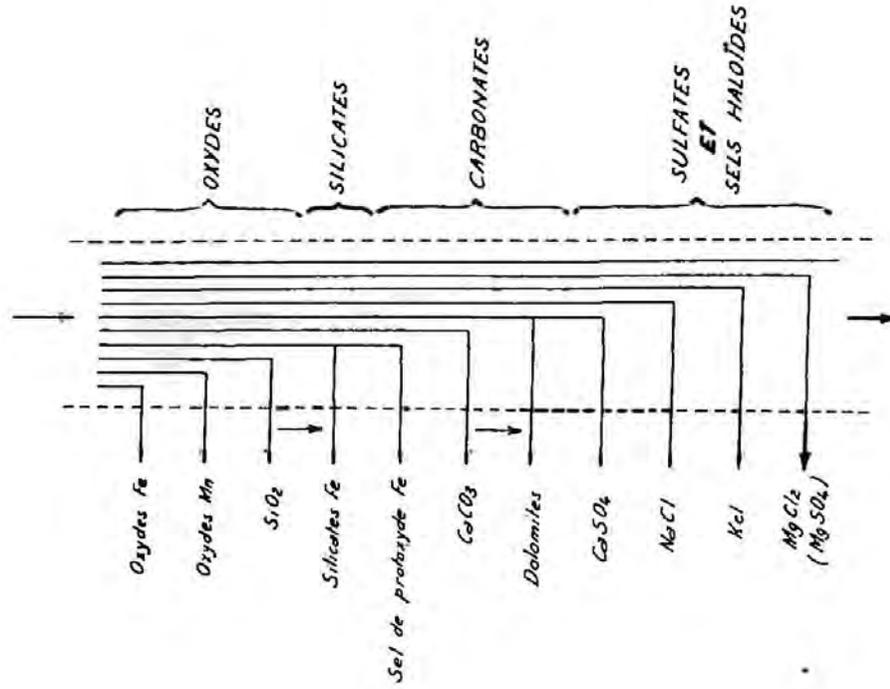
Récemment, certains auteurs (M.N. STRAKHOV) ont pu transformer en équivalent carbone organique la quantité de matière organique nécessaire à la réduction des minéraux du fer. C'est ainsi que pour transformer 1 g de Fe^{+++} en Fe^{++} jusqu'au stade chlorite, il faut 0,05 g de carbone organique suivant la réaction :

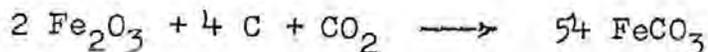


Pour passer à la sidérose, il y a augmentation sensible de la consommation de C organique : c'est ainsi que pour transformer 1 g Fe^{+++} en 1 g Fe^{++} en sidérose, il faut 0,22 g de carbone organique. La réaction peut s'écrire :

SCHEMA DE LA DIFFERENCIATION CHIMIQUE SEDIMENTAIRE

D'APRES L.V. POUSTOVALOV, 1940





Il faut par conséquent pour passer d'une paragénèse à une autre, qu'il y ait non seulement diminution du Eh, mais encore croissance de la capacité d'oxydo-réduction.

C'est ce qui explique les associations que l'on observe et le fait que le stade pyrite soit très rare dans les faciès riches en fer : en effet le stade pyrite est le stade ultime de la transformation : il nécessite une capacité d'oxydo-réduction extrêmement importante.

Pour une roche très pauvre en fer, à capacité égale, tout le fer peut être transformé en pyrite et il peut encore rester de la matière organique. Ceci se produit dans les faciès pétrolifères (G.I. TEODOROVITCH, 1954).

Pour définir l'état de réduction atteint par une roche en fonction de sa composition minéralogique, il est fondamental de chiffrer les quantités respectives de fer en leptochlorites, en sidérose et éventuellement en pyrite.

Ces réactions de réduction qui interviennent entre les constituants sédimentaires et les solutions intersticielles s'accompagnent toujours de la corrosion des grains de quartz par la sidérose. Or, les études de C.W. CORRENS, 1950, semblaient confirmer les idées anciennes selon lesquelles le quartz est un minéral extrêmement stable en milieu acide, et ne peut être solubilisé que dans un milieu de $\text{pH} < 7$. Ces corrosions ne pouvaient s'expliquer alors que par des variations importantes de l'état ionique du milieu autour de l'état neutre.

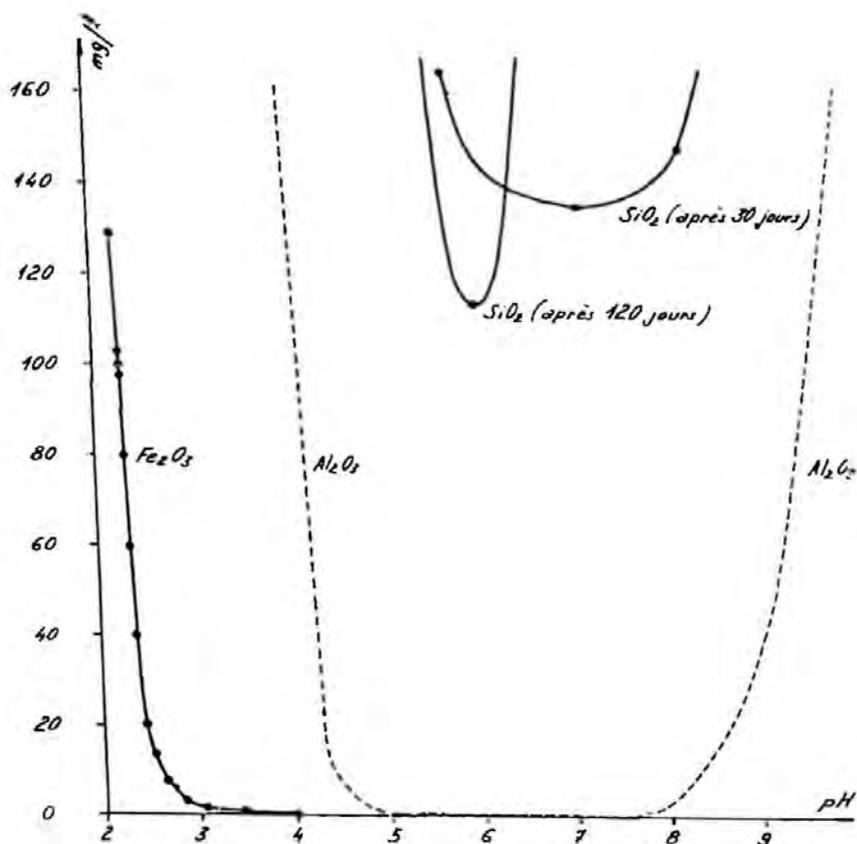
Cependant, devant la fréquence des phénomènes de corrosion de ce minéral par les carbonates, A. VATAN, 1959 (1), de nouvelles études ont été entreprises.

C'est ainsi qu'il apparaît que non seulement la silice est soluble en milieu basique, mais aussi en milieu acide (M. BARON, 1959 (1), I. BUSHINSKI, 1956) dans un environnement riche en Fe et Al (fig. 42).

(1) communication orale

COURBES DE SOLUBILITÉ EN MG/L DES CONSTITUANTS DE LA
BAUXITE DANS L'EAU EN FONCTION DU pH ET DE
L'ENVIRONNEMENT Al_2O_3 (T.O.C. MAGISTAD. 1925) ET DE L'ENVIRONNEMENT
 SiO_2 ET Fe_2O_3 (E.I. SOKOLOVA - L.P. LISTOVA - A.Z. WEINSTEIN. 1954)

D'APRÈS G.I. BUSCHINSKI - 1956



4. Evolution postérieure à la diagénèse

Après le stade diagénétique d'évolution, la roche est cimentée, et les réactions de réorganisation essentiellement liées au potentiel d'oxydoréduction ont pris fin.

Aux phénomènes intervenant postérieurement à la diagénèse mais avant ceux liés à l'altération superficielle peuvent être attribuées deux séries d'observations : ce sont les remplissages de cavités et les accidents magnétiques.

Le retour aux conditions de surface s'effectue par altération de la roche.

a/ Les remplissages des cavités :

Ces figures présentent deux aspects : les "coupes" ou diaclases et les cavités diverses.

Au cours de l'étude minière (chapitre III § 1) était apparue la notion de fil de mine. Ce plan de plus faible résistance recoupe indifféremment les structures, qu'elles soient d'origine primaire ou diagénétique. Cependant les faits manquent pour attribuer à ce phénomène une origine épigénétique ou une origine tectonique.

La première hypothèse conduirait à envisager le fil de mine comme lié au retrait de la roche. Ainsi de manière régulière, parallèlement à cette direction des ouvertures "coupes" ou diaclases) traversent sensiblement verticalement les strates d'arénite et disparaissent rapidement dans les roches encaissantes plus plastiques. Ces fissures se sont créées postérieurement à la diagénèse mais sont fréquemment comblées plus ou moins complètement par des dépôts de calcite, ^{avec} des paragénèses à sidérose, marcassite et pyrite, galene, blende parfois kaolinite. L'aspect de ces fissures est alors une véritable caisse filonienne (PL XXII - 4) avec généralement altération métasomatique des épontes où se développent sidérose et pyrite (PL XII - 2, PL XXII 3).

L'origine tectonique du fil de mine permettrait d'interpréter la constance de sa direction en tous les points du bassin minier. Quoiqu'il en soit, cette action s'est également manifestée au stade épigénétique d'évolution. A ces figures, peuvent être associés tous les comblements de cavités quelles qu'elles soient : fissures en biseau des concrétions calcaires (PL XXII - 1), cavités d'Ammonites (PL XXII - 5) etc... qui présentent les mêmes paragénèses de remplissage (PL XXII - 2) avec quelquefois dans les arénites très réduites, des développements de microcristaux fibroradiés de goethite. Il s'agit de petits

TABLEAU n° 32

Composition chimique d'arénites magnétiques

Mine	Couche	Fe	Fe ⁺⁺	SiO ₂	Q	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	CaO	MgO	Mn	P	CO ₂	H ₂ O	S	
Hirtzensprung	grise	41,55	14,40	4,32	1,92	1,82	17,35	0,78	0,13	0,56	14,31	2,02	0,15	Echant. con- crétion de calcite résiduelle
Pienne	grise	52,40	23,50	5,50	1,10	4,20	5,10	1,15	0,14	0,90	6,10	3,30	0,06	"
Montrouge	grise	59,35	13,90	3,68	tr	4,77	11,95	1,30	0,18	0,35	11,07	4,25	0,50	Couche ex- ploitée
Ste-Barbe	grise	32,70	16,45	3,70	tr	4,25	18,30	1,80	0,24	0,64	16,60	4,20	0,09	"

plumeaux fixés sur la calcite. Parfois ces petits plumeaux sont englobés dans de gros cristaux de quartz hyalin automorphes pointés vers le centre de la cavité.

Sur le plan théorique, ces remplissages indiquent une migration des minéraux vers les ouvertures. Ces minéraux sélectivement déplacés, cristallisent alors en une véritable séquence paragenétique filonienne.

Seuls, des phénomènes de réorganisation du matériel primitif sont à mettre en cause.

b/ Accidents magnétiques :

Il est difficile de dater la formation des accidents magnétiques. Les seuls faits montrent qu'ils sont postérieurs à la diagenèse, et liés à certaines grandes failles.

Ces accidents se présentent sous forme d'amas surréduits limités supérieurement et inférieurement par une surface très nette ; latéralement cette paragenèse peut s'étendre sur quelques centaines de mètres. Généralement présent dans le panneau effondré de la faille, ce faciès peut apparaître dans l'autre panneau mais avec une extension latérale sensiblement plus faible. Autour du faciès magnétique, la roche est rouge très décalcifiée, et passe rapidement aux faciès normaux environnants.

Sous l'angle chimique la paragenèse magnétique se traduit par une surréduction locale sans apport de matière mais avec un départ important de H_2O et parfois CO_2 Ca (cf. tableau n° 31). La calcite se retrouve en masses abondantes cristallisée, associée à la barytine et la pyrite dans la faille.

c/ Altération superficielle

Cette évolution récente correspond à un retour des faciès profonds aux conditions physico-chimiques de la surface.

Très générale le long des affleurements, l'altération peut corroder la formation plus profondément (cette altération s'étend sur plus d'un kilomètre à Mt-St-Martin).

Mécaniquement, l'altération superficielle se traduit par l'ameublissement progressif et différentiel de la roche: les concrétions calcaires apparaissent en relief, les roches mixtes sont débitées en plaquettes, et les diastèmes apparaissent très nettement (PL XXIV \leftarrow 1).

Sur le plan chimique, cette altération se traduit par une oxydation de tous les constituants réduits du fer, et une mobilisation des éléments : c'est ainsi que MgO est l'élément le plus migrant. Puis la calcite est lessivée. Le fer peut être

Tableau n° 32
Analyses chimiques de quelques facies d'altération

		Fe	Fe ⁺⁺	SiO ₂	Q	AlO ₃ + TiO ₂	CaO	MgO	Mn	P	CO ₂	H ₂ O	S	
Rédange	siliceux	4,95	0,15	19,34		1,67	0,75	0,63	0,52	0,44	1,27	1,03	0,06	filonnets obliques bruns durs
Rédange	Marnes micacées	3,40	0,50	21,90	1,55	5,20	7,50	0,50	0,36	1,05	4,30	7,30	0,06	concrétions de limonite
Rédange	L2 inf ^I	10,80	0,15	3,02	tr	1,36	42,00	1,91	0,36	2,74	2,83	3,62	0,12	masses fines ocres
Hussigny	L2	3,80	0,80	11,90	2,60	7,95	11,30	1,23	0,32	0,76	6,05	9,10	0,14	masses fines rouge sang
Hussigny	dalle du toit	4,95	0,40	7,08	2,88	3,39	4,80	0,88	0,12	0,39	3,70	8,03	0,45	masses concrétionnées goethite.
Godbrange	rouge L3	0,6					42,90	1,20			38,00	0,20		croutes blanches déposées par les eaux ayant percolé ds L3.
Rédange	L3	33,80	0,80	16,65	9,75	7,70	8,20	2,65	0,17	0,51	5,85	9,50	tr	rouge altéré
"	"	23,80	7,60	20,80	11,40	9,70	8,60	3,10	0,12	0,59	5,80	9,00	0,16	brun noir non altéré
Mont-St-Martin	L4/L5/L6	37,35	2,55	22,32	17,37	5,45	3,85	1,25	0,28	0,66	3,25	8,90	0,08	minerais provenant d'une arénite chloriteuse.

même
roche

également lessivé, mais se retrouve toujours sous forme de remplissage de goethite compacte très dure dans les fissures (Cf tableau n° 32).

Le résultat de cette altération est une roche où les grains résiduels sont très tassés, et ménagent des pores partiellement comblés de limonite fine résiduelle.

Localement, lorsqu'une telle roche est envahie par une nappe hydrostatique, elle redevient verte dans le niveau réducteur de cette nappe : en lames minces, le ciment apparaît alors constitué d'une pellicule vert pâle de chlorite (PL XXIV-3).

Plus en profondeur dans la formation, l'altération supergène se développe le long du réseau des fissures diagénétiques. De part et d'autre la roche est altérée puis saine. Fréquemment, on observe dans les cas intermédiaires, des boules de roche originelles non altérées.

5. Extension de la théorie

Il est évident que l'hypothèse formulée sur la genèse du gisement ferrifère aalénien ne peut être extrapolée qu'avec une extrême prudence à d'autres gites ferrifères d'origine sédimentaire.

Les principales hypothèses que j'ai été amené à formuler sont :

- le comportement détritique des constituants y compris des oolites ferrifères ;
- la différenciation granulométrique des strates minéralisées dans des séquences négatives ;
- l'évolution diagénétique d'un matériel oxydé au stade initial qui conduit par réduction à la formation successivement de chlorites, sidérose et pyrite.

a/ Comportement détritique des oolites :

L'étude de la série ferrifère lorraine a montré l'importance de l'analyse de la structure pour restituer les conditions de genèse de la minette. Or, fréquemment, les auteurs signalent des figures de stratification oblique dans d'autres gites ferrifères. Ainsi dans la formation d'Anjou-Bretagne E. RAGUIN (1949) dans la série du Northampton J.H. TAYLOR (1950) et on observe des formes de "current-bedding" avec généralement des ripples-marks associés. Ces structures indiquent indubitablement un dépôt détritique des particules (A. LOMBARD 1956).

J'ai pu de plus observer sur des échantillons de Normandie des figures de contournement de schistes comparables à celles des roches mixtes de la minette lorraine.

Il semble qu'il y ait dans les structures, une direction de recherche qui, combinée à l'étude microscopique, permettrait de retracer l'histoire du sédiment depuis son dépôt.

b/ Les séquences :

L'analyse de la distribution verticale des types lithologiques n'a été que rarement effectuée sur d'autres bases que la teneur en fer.

Cependant, et à l'aide des descriptions de J.H. TAYLOR (1950), les séquences du Northampton apparaissent identiques à celles de la minette lorraine. En effet, chaque couche minéralisée y est limitée au toit par un calcaire coquiller grossier et à la base, le minerai passe progressivement à une roche plus fine et plus pauvre pour aboutir à des lutites. Ces termes fins reposent alors brutalement sur un nouveau crassin.

Des faits analogues quoique moins nets peuvent être mis en évidence en Anjou, où le minerai se place entre des quartzites à la base et des schistes au sommet. J. DESTOMBES (1958) signale des séquences négatives et également positives dans les séries ferrifères du Maroc. Seule l'analyse comparée des résultats des gîtes analogues permettra de savoir si ces deux hypothèses sont possibles.

c/ Réduction diagénétique

Cette évolution des minéraux oxydés du fer en espèces plus réduites a été observée par les auteurs russes (S.P. POPOV 1949, V.I. GRIAZNOV et D.P. KHOROCHEVA 1957 etc...). Elle apparaît et même indépendamment des formations ferrifères, comme un phénomène général qui s'effectue dans tout sédiment au cours de la diagénèse (M.N. STRAKHOV 1957, G.I. TEODOROVITCH 1954) et conduit, lorsque la roche est pauvre en fer et la capacité d'oxydo-réduction importante, à des formations organiques et en particulier, au pétrole.

Si cette évolution est générale, que deviennent les diverses paragénèses d'équilibre dans les étapes ultérieures et en particulier au cours du métamorphisme ? Dans une première étape, le métamorphisme correspond à une réorganisation minérale dans de nouvelles conditions de température et de pression. Les caractères physico-chimiques des faciès devront donc être conservés. Peut-être faut-il voir là l'explication de la différenciation régionale du gîte Ordovicien de Normandie-Anjou où au Nord, le minerai est essentiellement sidéritique, alors que le minerai d'Anjou est à hématite magnétite.

Conclusions

L'aspect génétique de cette étude ne doit pas faire oublier son but essentiellement pratique.

Ce travail est la recherche de solutions aux deux problèmes qui m'ont été posés par l'IRSID

- recherche d'une classification des minerais de la série ferrifère aalénienne, en vue de la définition d'échantillons types d'étude de l'enrichissement.
- recherche d'une méthode de travail pour définir les réserves, quels que soient les paramètres fixés.

a/ Problèmes d'enrichissement

Avant d'étudier l'enrichissement d'un échantillon de minéral, les questions que l'on pose au géologue sont les suivantes :

- représentativité de l'échantillon :

Cette notion de représentativité est très confuse car elle suppose connu le terme de comparaison. Classiquement on estime qu'un échantillon est représentatif si sa teneur moyenne en fer est très proche de la teneur moyenne du panneau où cet échantillon a été prélevé. Or, il s'avère très difficile de définir un tel échantillon du fait de l'hétérogénéité des structures. D'autre part, pour une même teneur en fer, le faciès a pu varier.

Pratiquement ce problème peut être résolu à l'aide de l'étude des faciès. Cette étude met en évidence les variations latérales et permet de circonscrire les zones de même faciès. Un prélèvement peut alors être effectué dans les zones et sur la puissance définies : sa teneur différera toujours d'une teneur moyenne calculée, mais assez faiblement, suivant le jeu des proportions relatives des constituants.

- niveaux d'hétérogénéité :

Cette notion vise à donner un premier aperçu qualitatif sur les dimensions moyennes où l'on observe des hétérogénéités sensibles en métal utile.

Très généralement on observe 4 niveaux dans la minette :

- + niveau de la strate plus ou moins nettement limitée au toit et au mur par des roches plus pauvres ou stériles au sens métallurgique ;
- + niveau des structures : le concretionnement diagénétique de la calcite dans les arénites a entraîné une hétérogénéité très sensible dans les dimensions de quelques dizaines de centimètres. Après broyage et criblage, on constate ainsi une différenciation qui donne un produit gros, pauvre et calcaire (Fe = 25 à 28 %) et un produit fin souvent très riche (Fe = 33 à 36 %).

Pour les roches mixtes, l'hétérogénéité apparaît au niveau des lames de shales argileux contournées, c'est-à-dire à quelques centimètres.

- + niveau des constituants : c'est le niveau le plus net où les grains peuvent être franchement stériles ou riches ;
- + niveau des vrais minéraux : situé à une dimension inférieure au micron pour les minéraux de la limonite, il ne présente qu'un intérêt limité.

Pratiquement, pour enrichir la minette, seul, le plus souvent, le niveau d'hétérogénéité des constituants est retenu. Après broyage à 400 μ en général, on obtient une libération qui permet d'obtenir le meilleur triage en se rapprochant au mieux des données de l'analyse pétrographique et minéralogique.

- "composition minéralogique"

Pratiquement cette étude consiste à fournir aux techniciens de l'enrichissement les renseignements suivants :

- nature des constituants utiles et de la gangue
- texture
- composition chimique
- proportions relatives.

Pour la minette lorraine, il est intéressant d'utiliser la notion d'exo et d'endogangue¹. Au niveau des constituants en effet, le fer est systématiquement souillé d'autres éléments qui constituent l'endogangue (Al_2O_3 , TiO_2 , P, V etc...) que ce soit dans la limonite ou dans les autres minéraux. Les concentrés seront donc nécessairement enrichis en ces éléments, seuls étant éliminés les éléments constitutifs de l'exogangue.

1 notion proposée par D. VISSE (1953) pour les minerais phosphatés.

Contrairement à ce qui se passe pour les autres métaux, les éléments de l'exogangue sont extrêmement importants pour l'élaboration de la fonte (cf. chap. III § 2). C'est ainsi qu'il n'apparaît pas opportun d'éliminer toute la calcite, la chaux étant un élément déterminant pour la fusibilité du laitier.

La classification paragenétique semble répondre à ces questions et ramène l'ensemble des roches minéralisées à un certain nombre de types simples, où la seule variable réside dans la proportion relative des constituants.

b/ Problèmes miniers :

L'une des plus importantes questions que se pose l'exploitant est sans nul doute celle ayant trait aux réserves en minerai de la mine.

Les étapes de la détermination des réserves sont les travaux de reconnaissance, la recherche des corrélations, la définition des paramètres d'exploitabilité permettant de calculer des réserves.

- Les travaux de reconnaissance sont souvent onéreux et la connaissance des lois de distribution de la minéralisation permettent de fournir des renseignements suffisants pour une maille de travaux plus large.

- La recherche des corrélations : classiquement celle-ci est basée sur les teneurs de bancs découpés systématiquement et de puissances souvent très réduites. Non seulement cette étude n'apporte aucun renseignement sur le faciès de la roche, mais de plus elle entraîne des erreurs importantes lors du calcul des réserves : ainsi que le signale A. BERNARD (1958) les méthodes statistiques d'estimation ne sont applicables que pour autant que l'on ait affaire à un horizon stratigraphiquement repéré.

- Le calcul des réserves : à l'aide de paramètres d'exploitabilité définis en fonction de conditions locales géologiques ou économiques, il est possible de déterminer les tranches à prendre dans chaque faciès. Les réserves sont alors aisément obtenues par le calcul pondéré¹ par faciès. L'ensemble des quantités ainsi définies constituent les réserves. Ce travail n'en est qu'à son stade initial, mais représentera une activité de la section Géologie de l'IRSID dans les années à venir.

¹ La méthode proposée par G. MATHERON (1957) n'est pas directement applicable car la minéralisation n'est pas distribuée au hasard. Il semble que la méthode du calcul pondéré soit celle qui entraîne le plus faible risque d'erreurs (L.F. ZALATA 1959).

- 1 Surface taraudée: à côté de perforations tubulaires verticales, on observe des coquilles d'Huitres collées sur la surface. Sur le bord inférieur de la photo, la dalle est recouverte d'une pellicule de quelques millimètres d'épaisseur de limonite.
Concession de Rédange, "dalle du toit" du gisement, 1/10 grandeur naturelle.

- 2 Fissures de dessiccation d'un lit de lutite déposé dans un creux de la surface taraudée.
Concession d'Hussigny, "dalle du toit" de L1.

- 3 Galet posé à plat sur la surface taraudée.
 - a : face inférieure: on observe de nombreux terriers calcaires contournés de vers.
 - b : face supérieure recouverte d'une épaisse carapace de limonite.Concession d'Hussigny, "dalle du toit de L1", 2/5 grandeur naturelle.

- 4 Limonite en couches microscopiques successives, déposée dans un creux de la surface taraudée. Petits agrégats de calcite de précipitation. A la partie supérieure, on observe deux galets qui ont été englobés dans le sédiment ferrugineux.
Concession d'Hussigny, "dalle du toit de L1", 1/2 grandeur naturelle.



1

50 cm



2



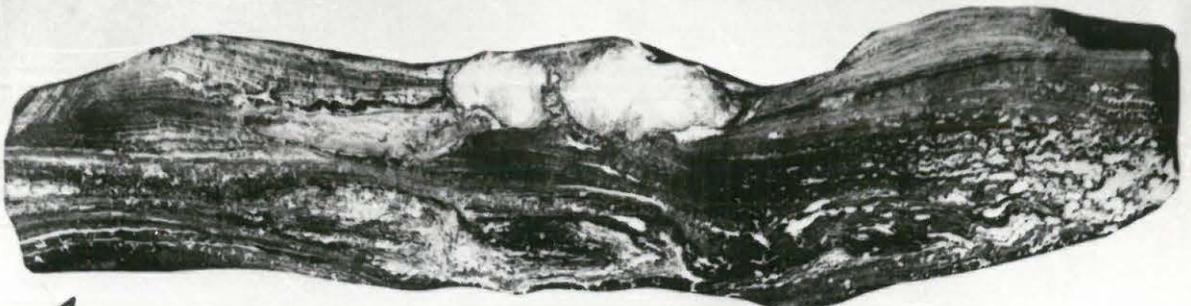
3a

10 cm



3b

10 cm



4

10 cm

- 1 Fissures comblées au stade épigénétique. La plus importante au centre est partiellement comblée par fluage du matériel environnant. La cavité a été ensuite remplie par de la calcite puis de la barytine. La petite fissure de gauche contient de la sidérose en agrégats radiés, et au centre de la calcite.
Concession de St Pierremont, couche grise, 1/2 grandeur naturelle.

- 2 Détail de la texture des agrégats radiés de sidérose dans la fissure de la photo 1.
L.T.N., x 27.

- 3 Pyrite de remplissage d'une fissure. Le cristal a été fracturé et l'ensemble des cavités est rempli de calcite.
Concession de Pienne, couche grise, LRN, x 15.

- 4 Diaclase ou "coupe" partiellement comblée, donnant une apparence de caisse filonienne. Les épontes sont constituées d'une arénite chloriteuse calcaire. Le remplissage est formé de marcassite, puis de calcite: celle-ci dans la cavité cristallise en "têtes de clous" empilées.
Ces empilements sont perpendiculaires aux épontes.
Concession de Jarny, couche grise - 1/5 grandeur naturelle.

- 5 Ammonite conservée au centre d'une concrétion calcaire d'une arénite oxydée. La coquille a été écrasée au cours de la compaction. Au centre, des particules de la roche encaissante ont pénétré et la surface supérieure de ce dépôt indique le plan horizontal au moment de la sédimentation. Les cavités résiduelles ont été partiellement comblées de calcite et de barytine.
Concession de Tressange, couche grise, quartier Ouest, 1/2 grandeur naturelle.



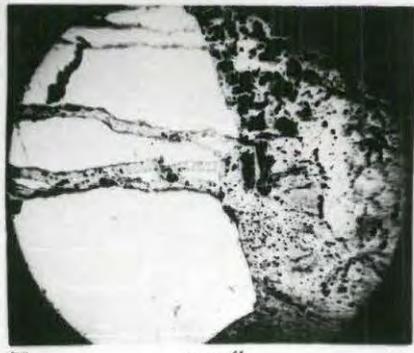
1

10 cm.



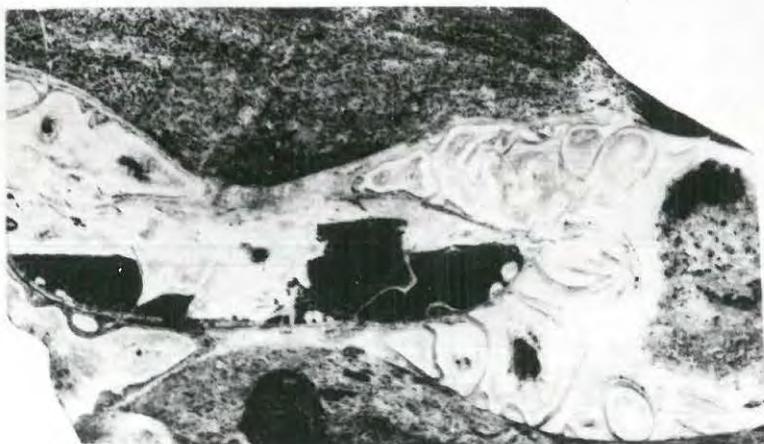
2

1000 μ



3

1000 μ



5

10 cm.



4

10 cm.

PL XXIII

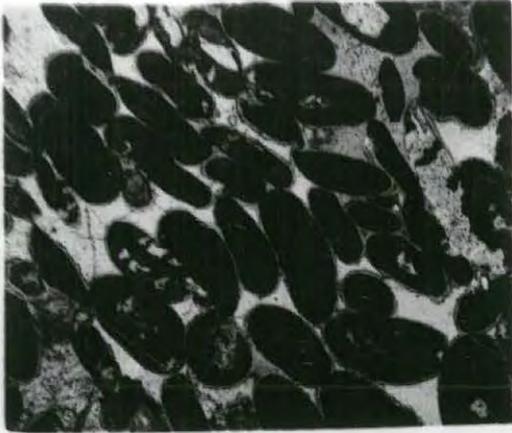
- 1 Oolithes de magnétite à taches de lepto-chlorite et sidérose dans un ciment pelliculaire de lepto-chlorite et basal de calcite et sidérose.
Concession de Pienne, couche grise, accident magnétique, L.T.N., x 45.

- 2 Oolithes déformées de magnétite et lepto-chlorite dans un ciment pelliculaire et de pores de lepto-chlorite. Quelques taches de sidérose.
Concession de Pienne, couche grise accident magnétique, LTN, x 45.

- 3 Les oxydes de fer se disposent en enveloppes dans l'oolithe ménageant un noyau central de limonite. L'oolithe de gauche présente l'enveloppe externe en magnérite. Développement de magnétite et hématite dans le ciment.
Concession d'Ottange III, couche grise, accident magnétique, LRN, x 215, cliché M. DEUDON.

- 4 Développement centripète des cristaux d'hématite. Centre de l'oolithe en limonite. La pellicule externe est en magnérite.
Concession de Steinberg, couche grise accident magnétique, L.R.N., x 250, cliché M. DEUDON.

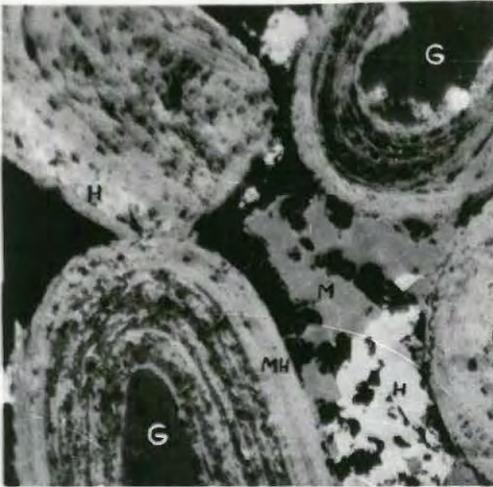
- 5 Texture des oxydes de fer présents dans l'oolithe et dans le ciment: magnetite (M), magnérite (MH), hématite (H).
Concession de Steinberg, couche grise accident magnétique, LRN, x 200, cliché H. NIKIFOROVA.



1 500 μ



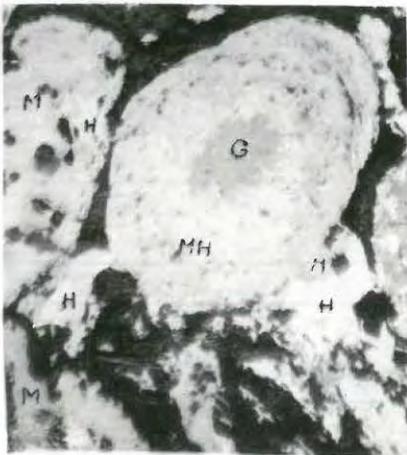
2 500 μ



3 150 μ



4 100 μ



5 150 μ

1 Altération d'un front de taille récent. L'altération différentielle des laminae de la stratification entrecroisée met parfaitement en relief cette structure.

Concession de Rédange, couche L1.

2 Altération le long de l'affleurement d'une arénite chloriteuse. Le centre de l'échantillon est pratiquement intact. L'altération conduit une réoxydation des minéraux ferreux et à une solubilisation de nombreux éléments chimiques: la roche altérée est très friable. Dans les fissures verticales des croûtes très dures sont constituées de goethite.

Concession de Rédange, faisceau siliceux, 1/3 grandeur naturelle.

3 Réduction d'une arénite gréseuse sous le niveau de la nappe phreatique actuelle.

a : facies réduits, vert, sous le niveau de la nappe. La limonite de ciment se transforme en lepto-chlorite vert pâle qui se dépose de manière pelliculaire autour des particules.

b : roche altérée le long des affleurements à partir d'une paragenèse chloriteuse ainsi que l'indiquent les grains de quartz corrodés. Les minéraux ferreux conduisent à une limonite soit en croûtes sur les grains (sidérose altérée) soit sous une forme pulvérulente dans les pores.

Concession de Mont-St-Martin, sables de base, L.T.N., x 49.



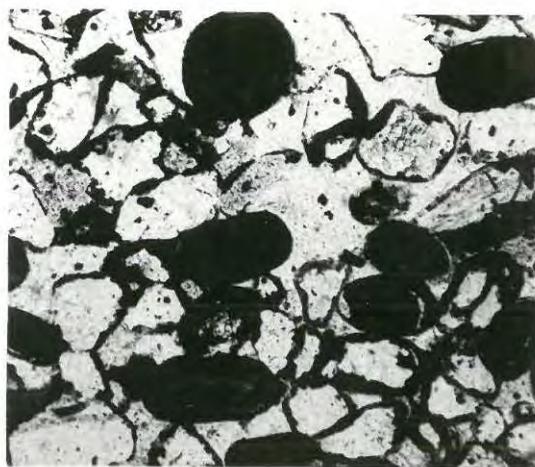
1



2 6 cm.



3a 500 μ



3b 500 μ

B I B L I O G R A P H I E

1. Etudes du Service Minéral-Coke-Fonte de l'IRSID Rapports IRSID

- BOWDISH (F.W.), 1957, A quantitative fractionation and examination of Micheville ore n° M 515.
- COCHE (L.), DASTILLON (D.), DEUDON (M.) et EMERY (P.), 1954, Compléments à l'étude du bassin ferrifère de Lorraine.
Première partie : Introduction : Observations sur les méthodes minéralogiques utilisées pour ces études.
Deuxième partie : La Mourière et le bassin de Landres-Amermont ;
La région d'Algrange : Sainte-Barbe, Angevillers, Burbach ;
Le bassin de Landres : Tucquegnieux et Anderny ;
La région de la Crusnes : Bazailles.
Troisième partie: Les caractéristiques propres aux différentes couches du bassin lorrain.
- COLLELUORI (J.) et TURPIN (G.), 1957, Méthodes d'analyse des minerais de fer et des agglomérés.
- DASTILLON (D.), DEUDON (M.) et EMERY (P.), Mars 1955, Projet de conclusion aux études minéralogiques et aux essais d'enrichissement faits sur les minerais lorrains.
- DEUDON (M.) et NIKIFOROVA (H.) ;
 - 1. 1953 : Ottange II : Etudes minéralogiques
 - 1. " : Roncourt : Etudes minéralogiques
 - 2. " : Séparation par liquides denses
 - 3. " : La Mourière : Etudes minéralogiques
 - 4. " : Boulange : Etudes minéralogiques
 - 5. " : Sainte Barbe: Etudes minéralogiques
 - 9. " : Examen minéralogique des minerais de Maron Val de Fer
 - 1. fascicule descriptif
 - 2. données quantitatives
 - 9. " : Examen minéralogique des minerais de Bazailles
 - 1. fascicule descriptif
 - 2. données quantitatives
 - 9. " : Le phosphore dans les minerais lorrains
 - 9. " : Etude minéralogique des minerais d'Anderny. Données quantitatives
 - 10. " : Examen minéralogique des minerais de Saulnes, Bure, Grand-Bois
 - 10. " : La calcite

3. 1954 : Les hydroxydes de fer dans les minerais lorrains : goethite et limonite. Etude des oolithes
3. " : Analyse minéralogique des minerais de Grand-Bois, Bure, Saulnes
3. " : Examen minéralogique des minerais de Montrouge,
1. fascicule descriptif
2. données quantitatives
4. " : Analyse minéralogique quantitative de quatre échantillons types
4. " : Compléments à l'étude du bassin ferrifère de Lorraine Sainte Barbe
4. " : Examen minéralogique des minerais d'Ottange I-III
5. " : Etude d'une phyllite contenue dans un échantillon de minerai de La Mourière (intercalaire entre couches verte et noire)
6. " : Etude minéralogique des minerais de Micheville
9. " : Examen minéralogique des minerais de Tucquegnieux
10. " : Le quartz dans les minerais lorrains
11. " : Les minéraux argileux au microscope électronique
6. 1956 : Examen minéralogique de deux échantillons de minerais de fer de la concession de Saizerais
8. " : Le calcul de la composition minéralogique quantitative des minerais lorrains
9. " : Note au sujet du gonflement des silicates
11. " : Description de deux échantillons de minerai de fer magnétique de l'Aalénien de Lorraine. Présence de Fe_2O_3 dans la minette oolithique
- 1956 : Quelques minéraux peu abondants dans les minerais de fer de Lorraine, silicates (autres que les phyllites) sulfures et oxydes de fer non hydratés
- 1956 : Les carbonates autres que la calcite dans les minerais de fer de Lorraine
- 1956 : Minéralogie et pétrographie des minerais de fer lorrains et relations avec leur aptitude à l'enrichissement
10. 1957 : Notes sur la présence de fer ferrique dans les chlorites
11. " : Mesure de la susceptibilité magnétique de quelques minéraux
11. " : Note à propos du minerai magnétique de Sainte Barbe
- DEUDON (M.), EMERY (P.), FEBVE (M.), 1957, Compléments à l'étude du bassin ferrifère de Lorraine ; deuxième partie : Boulange.
- FORICHON (L.), Avril 1958, Note sur la géologie du gisement ferrifère lorrain.
- HANCELIN (M.), 1953, Données sur les phyllites et les kaolins.
- HENRY (P.E.) et ASTIER (J.), Mai 1949, Le Vanadium dans les minerais de fer de Lorraine.

- 1 Fissures comblées au stade épigénétique. La plus importante au centre est partiellement comblée par fluage du matériel environnant. La cavité a été ensuite remplie par de la calcite puis de la barytine. La petite fissure de gauche contient de la sidérose en agrégats radiés, et au centre de la calcite.
Concession de St Pierremont, couche grise, 1/2 grandeur naturelle.

- 2 Détail de la texture des agrégats radiés de sidérose dans la fissure de la photo 1.
L.T.N., x 27.

- 3 Pyrite de remplissage d'une fissure. Le cristal a été fracturé et l'ensemble des cavités est rempli de calcite.
Concession de Pienne, couche grise, LRN, x 15.

- 4 Diaclase ou "coupe" partiellement comblée, donnant une apparence de caisse filonienne. Les épontes sont constituées d'une arénite chloriteuse calcaire. Le remplissage est formé de marcassite, puis de calcite: celle-ci dans la cavité cristallise en "têtes de clous" empilées. Ces empilements sont perpendiculaires aux épontes.
Concession de Jarny, couche grise - 1/5 grandeur naturelle.

- 5 Ammonite conservée au centre d'une concrétion calcaire d'une arénite oxydée. La coquille a été écrasée au cours de la compaction. Au centre, des particules de la roche encaissante ont pénétré et la surface supérieure de ce dépôt indique le plan horizontal au moment de la sédimentation. Les cavités résiduelles ont été partiellement comblées de calcite et de barytine.
Concession de Tressange, couche grise, quartier Ouest, 1/2 grandeur naturelle.

- KOHN (A.), 1953, Sur la possibilité d'utilisation de la méthode autoradiographique avec des coupes minces de minerais de fer (service physique).
- LABUSSIÈRE (J.M.), Avril 1957, Note sur les calcaires pauvres.
- PHILIBERT (J.), Novembre 1958, Analyse d'oolithes extraites du minerai lorrain (service physique - microanalyseur à sonde électronique)
- SCHWABELE (M.), 1957, Le gisement ferrifère de Lorraine. Réserves classées par indice de basicité.
- TURPIN (G.), Juillet 1952, Contribution à l'étude de la répartition des éléments dans les minerais de fer de Lorraine.
- TURPIN (G.), Juin 1956, L'arsenic dans les minerais de fer de Lorraine ses formes minéralogique, son comportement à l'enrichissement.
- TURPIN (G.), MIGEON (E.), 1958, Etudes des oolithes. Essais d'identification des silicates (faciès oxydé).
- TURPIN (G.), AUKL FANS (J.), MIGEON (E.), 1959, Etude des oolithes Contribution à l'étude des formes minéralogiques du Phosphore.

Rapports du Laboratoire de minéralogie du Muséum National
d'histoire naturelle

- CAILLÈRE (S.) et HEAÏN (S.), 8 - 1952, Extraction et étude minéralogique des phyllites des minerais de fer.
- ORCEL (J.), CAILLÈRE (S.) et KRAUT (F.) :
 - 2 - 1946 : Étude minéralogique de 4 minerais de fer oolithiques. Jarny.
 - 6 - 1947 : Étude minéralogique de 15 échantillons de minerais de fer oolithiques de Lorraine.
 - 6 - 1948 : Étude minéralogique de 13 échantillons de minerais de fer lorrains.
 - 6 - 1949 : Étude préliminaire des chlorites associées aux minerais de fer.
 - 1 - 1950 : Étude minéralogique des minerais pauvres de Micheville.
 - 2 - 1950 : Dosage de l'eau dans les chlorites ferrifères.
 - 6 - 1950 : Étude minéralogique de 4 fractions obtenues à partir du minerai siliceux de Micheville.
 - 3 - 1951 : Étude minéralogique de l'intercalaire $L_3 - L_4$ de Moulaine
 - 3 - 1951 : Séparation des éléments phylliteux des minerais de fer.
 - 11 - 1951 : Nouveaux essais de séparation des éléments phylliteux des minerais de fer.
 - 5 - 1952 : Étude minéralogique des phyllites extraites des minerais de Moulaine, Maron Val de Fer, Mayange, Jarny.

- 6 - 1952 : Etude minéralogique des phyllites extraites des minerais de Moulaine, Maron Val de Fer, Hayange, Jarny.
- 4 - 1953 : Sur la composition chimique de certaines phyllites extraites des minerais de fer.
- 1 - 1954 : Rapport complémentaire sur la composition chimique des phyllites des minerais de fer.
- 1 - 1955 : Etude critique de la méthode d'extraction des phyllites des minerais de fer. Répartition de l'alumine et du phosphore.

.. Bibliographie regionale

- AREND (J.P.), 1932, Genèse des oolithes. C.R.Acad.Sci., t.194, Paris.
- AREND (J.P.), 1932, La mélange originel des minerais lorrains et luxembourgeois. C.R.Acad.Sci., t.195, Paris.
- AREND (J.P.), 1932, Le mode de formation des gisements oolithiques en Lorraine et au Luxembourg. C.R.Acad.Sci., t.194, Paris.
- AREND (J.P.), 1932, Constitution des minerais oolithiques et ses rapports avec les faciès des couches. C.R.Acad.Sci., t.194, Paris.
- AREND (J.P.), 1932, Constitution et mode de formation des minerais oolithiques en Lorraine et au Luxembourg. Soc.Natur.Luxembourg. Bull.Mens. n° 26.
- AREND (J.P.), 1933, Les particularités génétiques du bassin de Briey et leurs rapports avec la répartition, la constitution et les propriétés métallurgiques des minerais oolithiques. Rev. Métall., Fév-Avril, Mai, Juin.
- AUBRY (J.) et TURPIN (G.), 1949, Dosage du quartz libre dans les minerais de fer de Lorraine. C.R.Acad.Sci., 228, p. 2030, Paris.
- AUBRY (J.) et TURPIN (G.), 1950, Dosage du quartz libre dans les minerais de fer de Lorraine. Journées d'Automne 1949 de la S.F.M., Rev. Metall., 47, p. 146.
- AUBRY (J.) et TURPIN (G.), 1951, Etude de la répartition du phosphore dans les minerais de fer de Lorraine. Bull.Soc.Chim. France, 5è série, t. 18, p. 889.
- AUBRY (J.) et TURPIN (G.) et LAPLACE (G.), 1952, Détermination de quelques éléments peu abondants dans les minerais de fer de Lorraine. Journées d'Automne 1951 de la S.F.M., Rev.Métall., 49, n°10, p. 737.
- BARON (J.), 1948, La perte au feu des minerais de fer. Chim.Anal., Nov., 30, p. 250.
- BARON (J.), 1948, Sur un essai de laboratoire de séparation des oolithes des minerais de fer du bassin lorrain. Bull.Techn.mines de fer de l'Est de la France, n°13, p.13 et Chim.Anal., n°31, p.29.
- BENARD (J.) et MICHEL (A.), 1944, Caractères physico-chimiques des oolithes dans les minerais de fer de Lorraine. C.R.Acad.Sci., 219, p. 30, Paris.
- BENARD (J.), MICHEL (A.) et CHAUDRON (G.), 1944, Etude physico-chimique des oolithes dans le minerai de fer de Lorraine. Bull.Soc.Franç. Mineral.

- BENECKE (E.W.), 1905, Die Vesteinerungen der Eisenerzformation in Elsass-Lothringen und Luxembourg. Abh.Geol.Spezialkarte von Els.Lothr, n° 6.
- BERG (G.), 1921, Über die Struktur und Entstehung der lothringischen Minetterze. Zeit.Deutsch.Geol.Gesell., 73, p. 113.
- BERG (G.), 1924, Die Entstehung der sedimentärer Eisenserze. Geol. Runds., XV.
- BICHELONNE (J.) et ANGOT (P.), 1938, La formation ferrifère lorraine. Atlas, 26 pl., Ecole Estienne, Paris.
- BICHELONNE (J.) et ANGOT (P.), 1939, Le bassin ferrifère lorrain. Berger-Levrault ed., Nancy-Strasbourg, 1 vol., 464 p.
- BLEICHER (G.), 1892, Sur la structure microscopique du minerai de fer de Lorraine. C.R.Acad.Sci., 114, Paris.
- BOILLEAU (L.), 1934 à 1938, L'enrichissement du minerai lorrain. Rapports successifs au Comité des Forges et des Mines de l'Est.
- BRACONNIER (M.A.), 1883, Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe-et-Moselle, Nancy-Paris, 1 vol.
- BRANCO (W.), 1879, Der Untere Dogger Deutsch-Lothringen. Abh.z.Geol. Spezialkarte, Els-Lothr., fasc.II, n° 1.
- BUBENICEK (L.), 1959, Comportement detritique des oolithes de la minette lorraine. C.R.Acad.Sci., t.249, pp.1371-1373, Paris.
- BUBENICEK (L.), 1960, Observations préliminaires sur la diagenèse de la minette lorraine. C.R.Acad.Sci., t.250, pp. 153-155, Paris.
- BUBENICEK (L.), 1960, Développement diagénétique de la chlorite de la minette lorraine. C.R.Acad.Sci.
- BUBENICEK (L.) et BERNARD (A.), 1960, Les séquences sédimentaires de la formation ferrifère de Lorraine. C.R.Acad.Sci.
- BUBENICEK (L.), 1960, Les structures de la minette lorraine. B.S.Geol. Fran.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1946, Contribution à l'étude minéralogique des minerais de fer oolithiques de Lorraine ; Bassin de Briey. Bull.Soc.franc.mineral. et cristall., t.69.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1946, Sur la présence à Jarny d'un minerai magnétique dans la couche grise du bassin de Briey (Lorraine). C.R.Acad.Sci., t.222, pp. 600-601.

- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1946-1947, Contribution à l'étude des minerais de fer de Lorraine. Bull.Soc.franç. Mineral., t.69, pp.83-98 ; t.70, pp.21-23 ; pp.34-48.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1947, Sur le minerai de fer oolithique de Moulaine et sur la présence dans ce minerai d'un minéral phosphaté. Bull.Soc.Geol. de France, 17, n°1-3, p.97.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1947, Caractères essentiels de quatre horizons minéralisés du bassin de Longwy. Houille - minerais - pétrole, n°1, p.10.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1947, Sur les constituants ferrifères des minerais oolithiques du bassin de Longwy, et en particulier sur la genèse de l'hydrohématite dans ces formations. C.R.Acad.Sci., t.224, p. 1023, Paris.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1947, Etude minéralogique des accidents magnétiques de la couche grise du bassin de Briey. Houille - minerais - pétrole, Fevr., p. 109.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1948, Contribution à l'étude microscopique des constituants phosphatés des minerais de fer oolithiques lorrains. C.R.Acad.Sci., 226, Paris, pp; 86-87.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1948, Etude minéralogique du minerai de fer oolithique d'Auboué, Bassin de Briey. B.S.G.F., 5è série, t.XVIII.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1948, Sur la présence de francolite et sur la repartition du phosphore dans le minerai de fer de Moulaine. C.R.Acad. Sci., t.222, n°21, p.862, Paris.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1948, L'analyse thermique différentielle appliquée à l'étude des minerais de fer oolithiques. Bull.Techn.mines de fer, 13, p.1.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1950, Quelques observations minéralogiques sur le gisement de fer oolithique de Micheville (Bassin de Longwy). Bull.Muséum, 2è série, 22, n°2, pp.320-4.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1952, Sur la genèse des minerais oolithiques de Lorraine en rapport avec l'état du fer et sur l'unité chronologique et spatiale de leur évolution. C.R.Acad.Sci., 235, n°9, pp.510-511, Paris.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1953, Considérations sur la genèse des minerais de fer oolithiques lorrains. XIXè congr.Geol.Intern., Alger, sect.X, fasc.X, pp.101-117.

- CAILLÈRE (S.) et KRAUT (F.), 1954, Les gisements de fer du bassin lorrain. Mem.Museum Nat.Hist.Nat., Paris, sect.C, t.IV, fasc.1.
- CAILLÈRE (S.) et HENIN (S.), 1953, Extraction et étude minéralogique des phyllites des minerais de fer. C.R. XIX Congr.Geol.Inter., Alger, 1952, fasc.XVIII, pp. 57-64.
- CAILLÈRE (S.) et HENIN (S.) et ESQUEVIN (J.), 1951, Extraction et étude de quelques phyllites des minerais de fer sédimentaires. C.R.Acad. Sci., p.1633, 233, Paris.
- CAYEUX (L.), 1922, Les minerais de feroolithiques de France, minerais de fer secondaires. Fasc.II, Imprimerie Nationale, Paris.
- COCHE (L.), 1952, L'enrichissement des minerais de fer lorrains. Rev. Indus.Mineral., Juillet.
- CUSSET (F.), TORCY (F.de) et MAUREUGE (P.), 1952, Etudes sur les gisements de fer français. XIX Congr.Intern., Alger, Symp.Gisem.de fer du monde, t.2, pp. 129-222.
- DEUDON (M.), 1955, La chamosite orthorhombique du minerai de Sainte-Barbe, couche grise. Bull.Soc.franc.Mineral.Cristall., LXXVIII, pp. 475-80.
- DEUDON (M.), 1955, Mineralogie et pétrographie des minerais de Lorraine et relations avec leur aptitude à l'enrichissement. Congr.Cent.Indust. Miner., n° spécial, Rev.Indus.Miner., 1956; La Doc.Métall., n° spécial 1, pp. 24-33.
- DEUDON (M.), 1955, Minéralogie et pétrographie des minerais de Lorraine. IIIè Assembl.Gen.Institut del Hierro y del Acero, Madrid.
- GERARD (C.) et BICHELOUPE (J.), 1940, Les ammonites aaléniennes du minerai de fer de Lorraine. Soc.Geol. de France, Paris, 58 p.
- GIGNIAC (A.), 1934, Le bassin ferrifère de l'Est de la France. Mines carrières, n° 143.
- GUINARD (P.) et GODEPROY (R.), 1947, Utilisation des minerais du bassin de Longwy. Rev.Métall., 44, pp. 2-8.
- GUINARD (P.), 1948, Composition du minerai de fer de Lorraine. Rev. Indus.Miner., n° 537, pp. 647-57.
- HOEHNE (K.), 1955, Occurrence de la magnetite dans les minerais de feroolithiques. N. Jahr. f.Mineral.
- JACQUOT (E.), 1868, Description géologique et minéralogique du département de la Moselle. Paris.
- JOLY (H.), 1908, Le jurassique inférieur et moyen de la bordure Nord Est du Bassin de Paris. Nancy.

- KOLBE (H.), 1953, Aperçu stratigraphique des gisements de fer sédimentaires en Allemagne et en Lorraine. La genèse des gîtes de fer. XIX^e Congr.Intern.Geol., Alger, C.R. fasc. 10.
- LAPLACE (G.), 1952, Dosage de quelques éléments rares dans les minerais de fer de Lorraine. Edité par le CDS.
- LAPLANCHE (H.), 1947, Contribution à l'étude des minettes oolithiques de Lorraine. Métall., 80, pp. 7-13.
- LAUX (N.), 1921, Le Toarcien et l'Aalénien dans le bassin d'Esch. L'Aalénien inférieur. Ges.Lux.Naturfr., 15, pp. 8-29.
- LAUX (N.), 1922, Le Toarcien et l'Aalénien dans le bassin d'Esch. L'Aalénien supérieur. Ges.Lux.Naturfr., 16, pp. 15-58.
- LETOUZÉY (J.), 1958, Etude des lois de répartition du minerai calcaire pauvre de la Houtte. Rapport intérieur Sidelor. Metz.
- LUCIUS (M.), 1945, Die luxemburger Minetteformation und die jungern Eisenerzbildungen unseres Landes. Serv.Carte.Geol.Lux., t.IV, 1 vol. 347 p., + 1 atlas.
- LUCIUS (M.), 1954, Les bases géologiques du minerai de fer oolithique du bassin minier du Luxembourg. Rev. Techn.Luxem., n°4, pp. 223-239.
- MAUBEUGE (P.L.), 1948, Note préliminaire sur l'extension du gisement ferrifère lorrain vers le détroit de Langres (Aalénien ferrugineux). Rev.Indus.Miner., n° 536, pp. 591-604.
- MAUBEUGE (P.L.), 1949, Données géologiques sommaires de l'Aalénien ferrugineux dans la région franco-belge. Bull.Soc.Geol.Belge, n°58.
- MAUBEUGE (P.L.), 1949, Le gisement de minerai de fer oolithique supraliasique de la Haute-Saône et de la Haute-Marne. Rev.Indus.Miner., n° 543, pp. 171-87.
- MAUBEUGE (P.L.), 1952, Bilan de nos connaissances stratigraphiques sur le bassin ferrifère de Lorraine. C.R. XIX^e Congr. Geol.Intern., Alger, sect. XIII, fasc.XV.
- MAUBEUGE (P.L.), 1952, Le problème du prolongement du bassin ferrifère lorrain (Aalénien ferrugineux). C.R. XIX^e Congr.Geol.Intern., Alger, Sect.XII, fasc.XII.
- MAUBEUGE (P.L.), 1952, Le lias supérieur du sondage de Belleville près de Verdun (Meuse). C.R.Acad.Sci., 234, pp. 2212-14, Paris.
- MAUBEUGE (P.L.), 1952, La Lorraine minière, situation et perspective. C.R. Congr.Soc.Sav., Nancy, 1950, Paris Gauthier-Villars, pp. 717.

- MAUBEUGE (P.L.), 1955, Observations sur quelques failles du plateau de Haye au passage de l'autostrade de détournement de Nancy. Bull. carte geol., France, n° 246, fasc.1, t.LIII.
- MAUBEUGE (P.L.), 1955, Observations géologiques dans l'est du bassin de Paris. Thèse, Nancy.
- MAUBEUGE (P.L.), 1956, Observations nouvelles sur l'Aalénien de la région au Nord de Langres. Bull. Techn. Mines de fer, n°43, 2è trim.
- MAUBEUGE (P.L.), 1957, Les données récentes sur l'Aalénien hors de la zone concédée du bassin ferrifère lorrain. Bull. Techn. mines de fer, n° 48, 3è trim.
- ORCEL (J.), HENIN (S.) et CAILLÈRE (S.), 1949, Sur les silicates phylliteux des minerais de fer oolithiques. C.R.Acad.Sci., 229, n°2, pp.134-5, Paris.
- PRAUSE (H.), 1951, Der lothringische Minette-Bergbau. Stahl und Eisen, Mars, pp. 222-229.
- PRICHEUR (C.), 1959, La Lorraine sidérurgique. SABRI, éd., Paris, 1 vol. 632 p.
- ROUBY (M.), 1959, Une méthode de fractionnement applicable aux minerais de fer oolithiques de Lorraine. Indus.Miner., vol.41, n°8, p. 662-666.
- TERQUEM (O.), 1847, Observations sur le lias du département de la Moselle B.S.R. nat., Metz.
- TINCELIN (E.), 1958, Pressions et déformations de terrains dans les mines de fer de Lorraine. Paris, Jouve éd., 1 vol., 284 p.
- TORCY (F.de), 1957, Minerais de fer lorrains les plus aptes à l'enrichissement. Bull. Techn. mines de fer, n°46, 1er trim.
- TURPIN (G.), 1952, Contribution à l'étude de la répartition des éléments dans les minerais de fer de Lorraine. Édité par le CDS.
- VILLAIN (P.), 1899, Sur la genèse des minerais de fer de la région lorraine. C.R.acad.Sci., t.128, Paris.
- VILLAIN (P.), 1899, Note sur le gisement de minerai de fer du département de Meurthe-et-Moselle. Soc.Belg.Geol.Mem., V, 13.
- VILLAIN (P.), 1902, Le gisement de minerai de fer oolithique de la Lorraine. Ann.Mines, série 10, t.1, pp. 113-311, Paris.
- WERVECKE (L.van), 1895, Magneteisen in Minetten. Zeit.Prakt.Geol., p. 497.
- ANONYME, 1946, Histoire naturelle du phosphore et de quelques autres impuretés dans le minerai de Lorraine.

3. Bibliographie générale

- AHRENS (L.H.), 1954, The lognormal distribution of the elements. *Geochim.Cosmochim.Acta*, vol.V, n°2, pp. 49-73 et id., vol.VI, n°2-3, pp. 121-131.
- ALDINGER (H.), 1957, Eisenoolithbildung und rhythmische schichtung in Suddeutschen Jura. *Geol.Jahrb.*, 74, n°7, pp.87-96.
- ALLEN (V.T.), 1936, Terminology of medium grained sediments. *Rept.Comm. sedim.*, 1935-1936, *Nat.Res.Council*, pp.18-47.
- ALLING (H.L.), 1945, Use of microlithologies as illustrated by some New-York sedimentary rocks. *Bull.Geol.Soc.Amer.*, New-York, vol. LVI, pp. 773-786.
- ALLING (H.L.), 1947, Diagenesis of the clinton hematite ores of New-York. *Bull.Soc.Amer.*, vol. 68, pp.991-1017.
- AUBERT (G.), 1957, Les micro-éléments dans les sols. *Chronique des Mines d'Outre Mer et de la Recherche minière*, n° 248, pp.47-48.
- BARSHAD (L.), 1948, Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base-exchange reactions, X-ray analyses, differential thermal curves and water content. *Am.Mineral.*, 33, pp. 655-678.
- BASTIN (E.S.), 1950, Interprétation of the ore textures. *Geol.Soc. Amer.Mem.*, 45, 1 vol., 101 p.
- BATEMAN (A.M.), 1949, *Economic mineral deposits*. New-York, J.Wiley and Sons.
- BELOUSOV (V.V.), 1952, La nature statistique du processus de formation des couches sédimentaires. *Inter.Congr.Geol.*, Rep. G.B., 18, n°13, pp. 14-22.
- BERG (G.), 1922, Die Rolle des Phosphors im Mineralreich. *Arch.Lagerstättenforsch*, vol. 28, Berlin.
- BERG (G.), 1924, Die Entstehung der Sedimentärer Eisenerze. *Geol.Rundschau*, XV.
- BERG (G.), 1944, Vergleichende petrographie oolithischer Eisenerze. *Arch. Lagerstättenforsch*, vol.76, Berlin.
- BERNARD (A.), 1958, Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole. Thèse, Nancy.
- BERTHELOT (C.), et ORCEL (J.), 1930, *Les minerais. Etude, preparation, marché*. Paris, Baillière et fils, 536 p.

- BERTRAND (L.) et ROUBAULT (M.), 1954, L'emploi du microscope polarisant. J. Lamarre ed., Paris, 1 vol., 170 p.
- BERZ (K.C.), 1922, Über Magneteisen in marinen Ablagerungen. Centr. Mineral.Geol., pp. 569-577.
- BIELER (G.), 1952, Vingt ans de progrès céramiques. Dunod, Paris, 1 vol. 215 p.
- BIEN (G.S.), CONTOIS (D.E.) et THOMAS (W.H.), 1958, The removal of soluble silica from fresh water entering the sea. Geoch. et Cosm.Acta, vol.14, pp. 35-54.
- BLACKWELDER (E.), 1916, The geologic role of phosphorus. Amer.J.Sci., 4, série 42, S. 285-298, New Haven.
- BLONDEL (F.) et MARVIER (F.), 1952, Symposium sur les gisements de fer du monde. XIX congr.Geol.Intern., Alger, t.1-2, Atlas.
- BLONDEL (F.), 1953, Le symposium sur les mines de fer du monde. C.R. XIX congr.Geol.Intern., Alger, 1952. S.X., F.X., pp. 9-13.
- BLONDEL (F.), 1955, Les types de gisements de fer. Chronique des Mines d'Outre Mer et de la Recherche minière, n°231, pp. 226-246.
- BLONDEL (F.), 1956, Les lois statistiques de la répartition géographique des productions minières. Rev.Indus.Miner., St Etienne, Centre Rech. Min., Com.Rg. 2.
- BOLGIU (O.) et DUMITRESCU (A.), 1958, Contribution à l'étude thermique des minéraux. Rev.Métall., t.III, n°1, pp. 121-164, Roumanie.
- BONTE (A.), 1941, Contribution à l'étude du Jurassique de la bordure septentrionale du bassin de Paris. Bull.Serv.cartes géol. France, 42, n° 205, Paris.
- BONTE (A.), 1942, Sur la réversibilité de l'évolution chlorite-limonite. C.R.Acad.Sci., t.215, Paris.
- BONTE (A.) et CELET (P.), 1955, Sur la signification des sédiments rouges et verts du trias du Jura français.Geol.Rundsch., Stuttgart Bd.43, Ht.2, pp. 342-348.
- BORCHERT (H.), 1952, Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. Chemie der Erde, vol.LX, pp. 49-73.
- BOURCART (J.), 1938, La marge continentale ; essais sur les transgressions et les regressions marines. BSGF, 5è série, t.VIII, p. 393.
- BRINDLEY (G.W.), 1951, Crystal structure of some chamosite minerals. Min.Mag. London, vol.29, n°212, pp.502-525.

- BRINDLEY (G.W.) et ROBINSON (K.), 1951, The chlorite minerals, X-ray identification and structure of the clay minerals. Miner.Soc.ofG.B., monograph.,ch.VI, pp.173-198.
- BRINDLEY (G.W.), CUGHTON (B.M.) et YOUELL (R.F.), 1951, The crystal structure of amesite and its thermal decomposition. Acta.crystallographica, vol.4, part.6, pp. 552-557.
- BRINDLEY (G.W.) et YOUELL (R.F.), 1953, Ferrous chamosite and ferric chamosite. Miner.Mag. London, vol.30, n°220, pp.57-70.
- BROCKAMP (B.), 1942, Zur entstehung deutscher Eisenerz-Lagerstätten. Arch.Lagerstättenforsch., H.75, Berlin.
- BUSHINSKIJ (I.), 1956, Sur la diagenèse en rapport avec la genèse des argiles refractaires, des mineraux de fer sédimentaires et des bauxites. Izv.Akad.Nauk SSSR, Serv.Geol., n°11, pp. 3-15, Trad. IRSID.
- CAILLERE (S.) et HENIN (S.), 1949, Experimental formation of chlorites from montmorillonite. Min.Mag., vol.28, pp.612-620.
- CAILLERE (S.) et HENIN (S.), 1951, Observations on the chlorites of iron ores. Clay miner. bull., vol.1, n°5.
- CAILLERE (S.) et HENIN (S.), 1951, Extraction et étude de quelques phyllites des mineraux de fer sédimentaires. C.R.Acad.Sci., t.233, n° 25.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1949, Contribution à l'étude des mineraux de fer de Wabana (Terre-Neuve). C.R.Acad.Sci., 228, pp.113-15, Paris.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1949, Contribution à l'étude des mineraux de May-sur-Orne (Calvados). Geol.Appl. et Prosp.Min., 2, n°1, pp. 19-25.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1950, Genèse du minerai de fer de Chazé-Henry. Bull.Techn. Mines de Fer, 3è trim.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1956, Quelques remarques sur la genèse du fer Ordovicien de Segré (Loire inférieure). C.R.Acad.Sci., Mars.
- CAILLERE (S.) et KRAUT (F.), 1957, Sédimentation et métamorphisme dans le gisement de fer de Dielette (Manche).C.R.Acad.Sci.,n°25, pp.2-349.
- CAILLEUX (A.), 1934, Orientation des galets dans certaines formations marines. BSGE, 5è série, t.IV, pp.1-11.
- CAILLEUX (A.), 1946, Distinctions des galets marins et fluviatiles. BSGE, 5è série, t.XV, pp.375-404.

- CAILLEUX (A.), 1952, Les roches. Presses universitaires de France. Coll. " Que sais-je ", Paris, 1 vol.
- CAILLEUX (A.), 1952, La géologie. Presses universitaires de France. Coll. " Que sais-je ", Paris, 1 vol.
- CANAL (P.), 1947, Etude des méthodes de coloration sélective de la calcite sur des surfaces polies. Rev.Inst.Pétr., n°5, vol.II, p. 235.
- CAPDECOMME (L.), 1953, Etude mineralogique des gîtes de phosphates alumineux de la région de Thies (Senegal). XIX Congr.Geol.Intern., Alger, S XI, p. 103-117.
- CAPDECOMME (L.), et PULOU (R.), 1953, Sur la radioactivité des phosphates de la région de Thies (Senegal). C.R.Acad.Sci., 239, pp. 288-290.
- CAROZZI (A.), 1952, Méthodes d'analyse de la sédimentation rythmique XIX Congr.Geol.Intern., Alger, sect.XIII, fasc.XIV.
- CAROZZI (A.), 1953, Petrographie des roches sédimentaires. F.Rouge, Lausanne, Collec.Lettres, Sciences et techniques, 1 vol.250 p.
- CASTENO (J.R.) et GARRELS (R.M.), 1950, Experiments on the deposition of iron with special reference to the clinton iron ore deposits Econ.Geol., vol.45, pp. 755-770.
- CAYEUX (L.), 1909, Les minerais de feroolithique de France. Minerais de fer primaires, Fasc.I, Imprimerie Nationale, Paris.
- CAYEUX (L.), 1911, Existence des restes organiques dans les roches ferrugineuses associées aux minerais de fer huroniens des USA ; Comparaison entre les minerais de fer huroniens des USA et les minerais de fer français.
- CAYEUX (L.), 1916, Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Mem.Carte Geol., France, 1 vol., Paris.
- CAYEUX (L.), 1922, Les minerais de feroolithique de France, minerais de fer secondaires. Fasc.II, Imprimerie Nationale, Paris.
- CAZIN (M.), 1951, Les mines. Presses universitaires de France, Coll. " Que sais-je ", Paris, 1 vol.
- CHARRIER (V.), 1956, Le vanadium, ses minerais et ses gisements. Génie civil, pp. 398-401.
- CHILLINGAR (G.V.), 1955, Soviet classification of carbonate rocks and chemically precipitated CaCO_3 . Rev.Bull.Am.Assoc.Petrol.Geol, Tulsa, vol. 39, pp. 18E5-9.

- CLARKE (F.W.), 1924, The data of geochemistry. Bull.US Geol.Surv. 770, 5.
- CLARKE (F.W.), et WHEELER (W.C.), 1922, The inorganic constituents of marine invertebrates. US Geol.Surv., prof.paper, 124, 61.
- CLOOS (E.), 1947, Oolithe deformation in the south Mountain fold Maryland. Bull.Soc.Am., vol.58, pp. 843-918.
- COOPER (L.H.N.), 1935, Iron in the sea and marine plankton. Proc. Biol., Sci., serie B, 118, pp. 419-438.
- CORRENS (C.W.), 1939, Die Sedimentgesteine. In Barth-Correns-Laskola Die Entstehung der Gesteine. 1 vol., Springer, Berlin, pp. 116-262.
- CORRENS (C.W.), 1947, Über die Bildung der Sedimentären Eisenerze. Forsch. u. Fortsch., 21-23, n° 4, 5, 6.
- CORRENS (C.W.), 1949, Einführung in die Mineralogie. Berlin.
- CORRENS (C.W.), 1950, Le géochimie de la diagenèse: comportement de CO_2 , Ca et SiO_2 . Geochim. Cosmoch.Acta, Londres, vol.1, n°1, pp.49-54.
- CORRENS (C.W.), 1952, Zur Geochimie des Eisens. XIX Congr.Intern., Alger, Symposium sur les gisements de fer du monde, 2, pp. 23-7.
- CORROY (G.), 1928, Les vertèbres du trias de Lorraine et le trias lorrain. Ann. de Paleont., vol.17.
- CZAMANSKE (G.K.), 1959, Sulfide solubility in aqueous solutions. Econom.Geol., vol.54, n°1, pp. 57-63.
- DANA (J.D.), 1892, The system of mineralogy. 1 t., John Wiley, New-York, réédité en 1951.
- DANGEARD (L.) et RIOULT (M.), 1959, Observations sur les traces des organismes fouisseurs dans l'Ordovicien normand. BSGF, série 7, t.1, n°3, pp. 270-276.
- DEBYSER (J.), 1952, Variation du pH dans l'épaisseur d'une vase fluviomarine. C.R.Acad.Sci., Paris, 234, n°7, pp. 741.
- DEBYSER (J.), 1954, La sédimentation actuelle et la recherche du pétrole. Rev.IFP, vol.IX, n°10.
- DEBYSER (J.), 1955, Etude sédimentologique du système lagunaire d'Abidjan (côte d'Ivoire). Rev.IFP, vol.X, pp.319-334.
- DEBYSER (J.) et ROUGE (P.E.), 1956, Sur l'origine du fer dans les eaux interstitielles des sédiments marins actuels. C.R.Acad.Sci., 243, p. 2111, Paris.

- DESTOMBES (J.), 1958, Les gisements de minerai de fer oolithique sédimentaire de la bordure Sud de l'Ougnat et du Maider. Mines et Géologie, Rabat, n°4.
- DEVERIN (L.), 1945, Etude pétrographique des minerais de fer oolithique du Dogger des Alpes suisses. Beit.Geol.Schweiz.Geotechn., Série 1-3, fasc.2.
- DICTIONNAIRE GEOLOGIQUE, 1955, Inst.Rech.Geol. de l'URSS, 2 vol., Gosgeoltekhizdat, Moscou.
- DILTZ (R.S.), EMERY (K.O.) et SHEPARD (F.P.), 1942, Phosphorite deposits on the sea floor of Southern California. Bull.Geol.Soc.Am., 53, S. 815-848, Washington.
- DREYFUSS (M.), 1953, Quelques témoignages de la sédimentation en faveur de discontinuités dans les déformations. C.R.Acad.Sci., 236, p. 1910, Paris.
- DUCHAUFOR (P.), 1956, Pedologie, applications forestières et agricoles. G.Thomas éd., Nancy, 1 vol., 310 p.
- DUNBAR (C.O.), et RODGERS (J.), 1957, Principles of stratigraphy. J. Wiley éd., New-York, 1 vol., 356 p.
- DUNNINGTON (H.V.), 1954, Stylolite development post dates rock induration. Journ.Sedim.Petrol., Urbana, vol.XXIV, pp.27-49.
- EINECKE (G.), 1950, Die Eisenvorräte der Welt. Verlag Stahleisen, Dusseldorf.
- EMERY (K.O.), BUTCHER (W.G.), GOULD (H.R.) et SHEPARD (F.P.), 1952, Submarine geology of San Diego, California. J.Geol. 60, S. 511-548, Chicago.
- ENGELHARDT (W.von), 1936, Die geochemie des Barium.Chem. der Erde 10.
- ERHART (H.), 1943, Sur les terres à nodules calcaires et pisolithes ferrugineux du Delta central nigérien. C.R.Acad.Sci., 217, pp.455, Paris.
- ERHART (H.), 1956, La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson éd., Paris, 1 vol. 90 p.
- FAIRBAIRN (H.W.), 1942, Structural petrology of deformed rocks. Addison, Wesley press., Cambridge, 1 rapport ronéot., 134 p.
- FAIRBRIDGE (R.W.), 1954, Stratigraphic correlation by microfaciès. Am.Journ.Sci., vol.252, pp. 683-694.
- FERSMAN (A.E.), 1953, Méthodes géochimiques et minéralogiques de recherche des minerais. Oeuvres choisies. Ed.Acad.Sci., URSS, Moscou, t.2.
- FISCHESSE (R.), 1955, Données des principales espèces minérales. J. et R. Sennac, éd., Paris, 1 vol. 660 p.

- FORMOZOVA (L.N.), 1959, Minerais de fer du Nord de la region du lac d'Aral. Tr. Geol.In-ta, vyp.20, AN SSSR, ch.
- FRIEDMAN (S.A.), 1954, Low temperature authigenic magnetite. Econ. Geol., vol.49, p.101.
- FRIEDMAN (G.M.), 1958, Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. J.Geol., vol. 66, n°4, pp. 394-416.
- GALLIHER (E.W.), 1933, The sulfur cycle in sediments. J.Sedim.Petrol., vol.3, pp. 51-63.
- GARRELS (R.M.) et HUBER (N.K.), 1953, Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation. Econ.Geol., Lancaster. vol.48, pp. 337-357.
- GAUDIN (A.M.), 1939, Principles of mineral dressing. Mc Graw Hill, New-York, London, 1 vol., 554 p.
- GESSNER (H.), 1936, L'analyse mecanique, tamisage, sedimentation, levigation. J.P. Buffle trad., Dunod ed., Paris, 1 vol., 270 p.
- GELBITH (M.A.), 1953, Stability relations of ferric oxides and their hydrates. C.R. XIX Congr. Geol.Intern., Alger, Sect.10, fasc.10, pp. 79-80.
- GIGNOUX (M.), 1950, Géologie stratigraphique. Nasson ed., 1 vol., 735 p., Paris.
- GILBERT (C.), 1949, Cementation of some California tertiary reservoir sands. Journ.Geol., Chicago, vol.LVII, pp. 1-17.
- GLANGEAUD (L.), 1952, Mode de formation des gisements de fer épitélethermaux. Application au Nord de la province d'Alger. XIX Congr.Geol. Intern., Alger, Symposium gisements de fer, t.1, pp. 46-59.
- GOGUEL (J.), 1950, Géologie de la France. Presses universitaires de France, coll. " Que sais-je ", Paris, 1 vol.
- GOGUEL (J.), 1953, A propos de la mesure des galets et de la définition des indices. Rev.Geomorph.Dym., n°3, pp. 115-118.
- GOLDICH (S.S.), 1938, A study in rock Weathering. Journ.Geol., vol.46, pp. 17-58.
- GOLDSCHMIDT (V.M.), 1945, Les fondements géochimiques de la répartition des oligo-éléments. Soil Sci., vol.LX, pp. 1-7.
- GOLDSCHMIDT (V.M.), 1954, Geochemistry. Alex.Muir ed., Oxford.
- GRATON (L.C.), 1933, The depth zone in ore deposition. Econ.Geol., Lancaster, vol. 23, pp. 512-555.

- GRIAZNOV (V.I.) et KHOROCHEVA (D.P.), 1957, Les roches ferrifères colithiques tertiaires de la région du Dniepr. Mem.Univ.Dniepropetrovsk, 58, pp. 63-69.
- GRIM (R.E.), 1951, The depositional environment of red and green shales. J.Sedim.Petrol., Urbana, vol.21, n°4, pp.226-232.
- GRIM (R.E.), 1953, Clay mineralogy. Mc Graw Hill éd., séries in geology. New-York, Toronto, London.
- GRIM (R.E.), 1955, Recent developments in clay mineralogy an technology. Econ.Geol., Lancaster, cinquantesime, vol.II, pp.619-636.
- GRUNER (J.W.), 1922, The origin of the sedimentary iron formation. Econ.Geol., vol.17, pp.417-458.
- GRUNER (J.W.), 1935, The structural relationship of glauconite and mica. Am.Min., vol.20, pp. 699-714.
- GUBAC (J.), 1958, Paragenèse minerale et son caractère thermodynamique. Geol.Prace, Zpravy, 12, pp. 102-113.
- GUINARD (P.), 1955, Matières premières en siderurgie : les mineraies de fer. " Les cahiers du Cessid ", n°1, CESSID, Metz.
- GY (P.), 1953, Erreur commise dans le prélèvement d'un échantillon sur un lot de minerai. Congr.des Laveries des Mines Métall.Franç., Paris, Comm. A 2, pp. 31-65.
- HALLIMOND (A.F.), 1925, Iron ores, bedded cross of England and Wales. Spec.Rep.Min.Ressour., Great Britain, vol. 29, pp. 26-27.
- HALLIMOND (A.F.), HARVEY (C.O.) et BANNISTER (F.A.), 1939, On the relation of chamosite and daphnite to the chlorite group. Min.Mag., vol. 25, pp. 441-465.
- HARBAUGH (J.W.), 1959, Small Scale cross-lamination in limestones. Journ.Sedim.Petrol., 29, n°1, pp.30-37.
- HARDER (H.), 1951, Über den Mineralbestand und die Entstehung einiger sedimentärer Eisenerze des Lias O. Heidelberg Beitr.Min.Petrol., vol.2, pp. 455-476, Berlin - Gottingen - Heidelberg.
- HARDER (H.), 1957, Zum Chemismus der Bildung einiger sedimentärer Eisenerze. Zeit.Deutsch.Geol.Gesell., pp. 69-72, t.109, fasc.1.
- HARKER (R.I.) et TUTTLE (O.F.), 1955, Etudes sur le système CaO-MgO - CO₂. Am.Journ.of Sci., New Haven, vol. 253, n°4, pp.209-225, et n°5, pp. 274-282.
- HARROY (J.), 1956, Minerais et gisements de mineraies ; a propos de définition. Rev.Univ.Mines, Avril, pp. 114-122.

- HARVEY (H.W.), 1954, Note on colloidal ferric hydroxyde in sea water. J. Marine Biol.Assoc.United Kingdom, 22, S. 221-225 (nach Goldberg E.D. : Marine geochemistry, 1. Chemical Scavengers of the Sea. J.Geol. 62, S. 249-265, Chicago.
- HASEMAN (J.F.), BROWN (E.H.), WHITT (C.D.), 1950, Some reactions of phosphate with clays and hydrous oxyds of iron and aluminium. Soil Sci., 70, S. 257-271, New Brunswick, N.J.
- HAUG (L.), 1921, Traite de geologie. 4 vol., Paris, A.Collin ed.
- HEALD (H.T.), 1955, Les stylolithes dans les grès. Journ.of Geol., Chicago, vol.LXIII, n°2, pp. 101-114.
- HOLMNE (K.), 1952, Vorkommen von Magnetite in Schlesien. N.J.Geol. u. Pal. Mn, pp. 289-294.
- HOLMNE (K.), 1955, Occurence de la magnetite dans les minerais de fer oolithiques. N.Jahr.f.Mineral.
- HUBLER (N.K.) et GARRELS (R.M.), 1953, Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation. Econ.Geol., Lancaster, vol. XLVIII, pp. 357-357.
- HUMMEL (K.), 1938, Die Bestandsaufnahme des Phosphorsauregehaltes deutscher Gesteine als Massnahme zur Sicherung des Phosphorsaureversorgung Datschlands. Z.deutsch., Geol.Ges., 90, S. 384-408, Berlin.
- HUTTIG (G.) et MOLDNER (H.), 1931, Das system Eisen (II) oxyd-wasser, und seine Ubergange zu Eisen (III) oxyd-wasser. Z.anorg.Chem., 196, pp. 177-187.
- ILLING (L.V.), 1954, Bahaman calcareous sands. Bull.Am.Assoc.Petrol. Geol., vol.38, pp. 1-95.
- INMAN (D.L.), 1952, Measures for describing the size distribution of sediments. Journ.of Sediment.Petrol., vol.22, n°3, pp. 125-145.
- ISAKOV (P.M.), 1955, Analyse chimique quantitative des minerais et mineraux par la methode de broyage des poudres. BRGGM, Paris.
- JAANUSSON (V.), 1952, Untersuchungen uber die Korngrosse der ordo vizischen Kalksteine. Geol.Foren.Stockholm Forhdlg., 74, n°2, pp. 121-130.
- JAEGER (J.L.), 1957, Le geochimie. Presses universitaires de France, collect. " Que sais-je ", Paris, 1 vol.
- JAMES (H.L.), 1951, Iron formation and associated rocks in the Iron River district ; Michigan.Bull.Geol.Soc.amer., vol.62, pp. 251-266.

- JAMES (H.L.), 1955, Sedimentary facies of iron formation. *Econ.Geol.*, vol.49, pp. 235-293.
- JASMUND (K.), 1951, Die Silikatischen Tonminerale. Weinheim (chemie)
- JULLIAN (T.), 1953, Nouvel exemple d'application de l'analyse séquentielle dans l'interprétation géologique des sondages. *Rev.IFP, Paris*, vol.spécial, pp.46-50.
- LIRCHBERG (H.), 1951, Enrichissement en Vanadium lors de la préparation du minerai de fer oolithique. *Erzmetall*, 4, pp. 98-104.
- KOLBE (H.), 1953, Aperçu stratigraphique des gisements de fer sédimentaire en Allemagne et en Lorraine. C.R. XIX Congr.Geol.Intern., Alger, 1952, SX FX, pp. 119-120.
- KOPSTEIN (F.P.H.W.), 1954, Graded bedding of the Harlech dome. Thèse, Université de Groningen.
- KOURNAKOV (N.S.) et RODE (E.I.), 1926, Nature chimique des hydrates naturels d'oxydes de fer. *Bull.Inst.Analyse physico-chimique*, t.111, vol.1.
- KROTOV (B.P.), 1952, Sur le problème de la diagenèse des sédiments. Diagenèse et telogenèse. *Dokl.Akad.Nauk SSSR*, 82, n°6, pp. 973-6.
- KRUMBEIN (W.C.) et SLOSS (L.L.), 1951, Stratigraphy and Sedimentation 1 vol. San Francisco, Freeman et Co.
- KRUMBEIN (W.C.) et GARRELS (R.M.), 1952, Origine et classification des sédiments chimiques en termes de pH et de Eh. *Journ. of Geol.*, vol. LX, pp. 1-33.
- KRUMBEIN (W.C.) et PETTIJOHN (F.J.), 1938, Manual of sedimentary petrography. The Century Earth Science series. Appleton-century-crofts. Inc., New York, 1 vol. 549 p.
- KUENEN (P.H.) et MIGLIORINI (C.I.), 1950, Turbidity currents as a cause of graded-bedding. *Journ.of Geol.*, Chicago, vol. LVIII, n°2, pp. 91-127.
- KUKAL (Z.), 1958, Classification of the textures of the sedimentary limestones and dolomites. *Vestnik ustredniho ustavu geol.*, 33, pp. 256-267.
- LACROIX (A.), 1896-1910, Minéralogie de la France et de ses colonies Paris, libr.Polytechnique, 4 vol.
- LAFFITTE (P.), 1957, Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. 1 vol., Paris, Masson éd., 343 p.

- LALOU (C.), 1954, Sur un mécanisme bactérien possible dans la formation des dépôts de carbonates dépourvus d'organismes. C.R. somm.Soc. Geol.Fr., n°15, pp. 369-371.
- LALOU (C.), 1957, Bacterial precipitation of carbonates. Journ.Sedim. Petrol., vol.XXVII, pp. 190-195.
- LANDERGRÉN (S.), 1948, On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. A study on iron ore formation. Sveriges geol. Undersökn., série C, Avhandl.och.Uppsat., n°496, Arsbock 42, n°5.
- LAPPARENT (A.de), 1906, Traité de Géologie, 1 vol., 5è, Paris, Savy.
- LAPPARENT (A.de), 1908, Précis de minéralogie, 1 vol. 5è éd., Paris Masson.
- LAZARENKO (B.K.), 1954, Questions de la minéralogie des formations sédimentaires. Univ.Lvov, vol.1, 200 p.
- LEGOUX (P.) et PERCIVAL (F.G.), 1959, Sur la structure des cuirasses lateriques ferrugineuses de Conakry. C.R.Acad.Sci. C., 248, n°15, 2226-8.
- LEROY (L.W.), 1951, Space time concept in geology. Bull.Geol.Soc. Am. 62, n°12, Part. 2, 1539.
- LIGHT (M.A.), 1955, A modified classification of economic deposits. Econ.Geol., Lancaster, vol.L, pp.333-338.
- LINDGRÉN (W.), 1933, Mineral Deposits. 1 vol., Mc Graw Hill, New York
- LINDGRÉN (W.), BASTIN (B.S.), GRATON (L.C.), NEWHOUSE (W.H.); SCHWARTZ (G.M.), SHORT (M.W.), 1931, Critères donnant l'âge relatif des minéraux des minerais en section polie. Econ.Geol., Lancaster, vol. XXVI, n°6, p. 561.
- LODOTCHNIKOV (V.N.), 1955, Principaux minéraux formateurs de roches. 4è éd., Gosgheoltekhizdat.
- LOMBARD (A.), 1953, Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. Essai de synthèse. Coll. de l'Ass.Intern. de Sédim. Groupe Français, n° spécial de la revue de l'IFP.
- LOMBARD (A.), 1956, Géologie sédimentaire, 1 vol., Paris, Masson et Cie, et Liège, Vaillant-Carmanne, 722 p.
- LOMBARD (A.), 1956, La " voie nouvelle " de la Géologie d'après C. Sorotschinsky. Chroniques des Mines d'OM et de la Recherche Min., n° 245, p. 279.
- LOMBARD (A.), 1957, Les éléments en traces en pétrogenèse et en métallogenèse. Chronique des Mines d'OM et de la Recherche Min., n° 248.

- LUCIUS (M.), 1953, Le faciès littoral du trias dans l'aire de sédimentation Luxembourgeoise. Rev.Gen.Sci., t.LX, pp. 355-365.
- Mc MURPHY (R.C.), 1934, Structure of chlorites. Z.krist., 66, 420-32.
- Mc NEAL (R.P.), 1959, Lithologic analysis of sedimentary rocks. Bull. Am.Ass.Petrol.Geologists, n°4, 43, 154-179.
- Mc VICAR (D.G.), 1954, Thermal disintegration of sedimentary rock. Am.Journ.Sci., 250, n°4, pp. 271-4.
- MARTINET (J.) et MARTINET (A.), 1952, Pleochroïsme et structure des silicates naturels. Bull.Soc.Chim.Fr., n°5-6, pp. 563-5.
- MASSAIS (R.), 1952, Chimie et chimistes, 1 vol., 393 p., Magnard éd., Paris.
- MASON (B.), 1949, Oxydation and reduction in geochemistry. Journ.of Geol., Chicago, vol.XXV, pp. 79-81.
- MATHÉRON (G.), 1955, Application des méthodes statistiques à l'évaluation des gisements. Ann.des Mines, Paris, pp.50-75.
- MATHÉRON (G.), 1955, Utilité des méthodes statistiques dans la recherche minière. Congrès du centenaire de la Société de l'Industrie Minière, Paris, Juin 1955.
- MATHÉRON (G.), 1957, Théorie lognormale de l'échantillonnage systématique des gisements. Ann.des Mines, pp.566-584, 1957, IX.
- MAUBEUGE (P.L.), 1955, Observations sur quelques failles du plateau de Haye au passage de l'autostrade de détournement de Nancy. Bull. carte géol.France, n°46, fasc.A, t.LIII.
- MEINCKE (L.), 1959, Neue Wege bei der Aufbereitung Ilseider Eisenerze. Stahl und Eisen, Ht 10, pp.657-666.
- MILLOT (G.), 1949, Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Géologie appliquée et Prospection Minière, t.II, n°2-3-4, Nancy, 350 p.
- MILLOT (G.), 1952, Héritage et néoformation dans la sédimentation argileuse. XIX^e Congr.Géol.Intern., Comm., Intern.Étude des argiles fasc.XVIII, pp.163-175.
- MILLOT (G.), 1953, Minéraux argileux et leurs relations avec la géologie (discussion). Rev.IFP, vol.6, n° spécial, pp.75-85.
- MILLOT (G.), 1954, Cours de géochimie. ENSG, inedit.
- MILLOT (G.), 1957, Des cycles sédimentaires et de trois modes de sédimentation argileux. C.R.Acad.Sci., Paris, t.244, pp.2536-2539.

- MOORE (E.S.) et MAYNARD (J.E.), 1929, The solution, transportation and precipitation of iron and silica. *Econ.Geol.* n vol.24, pp272-303, 365-402, 506-527.
- MORET (L.), 1955, *Precis de geologie*, 2è éd., Masson ed., Paris, 1 vol., 670 p.
- MURARD (R.), 1955, *Etude par sondages d'un gisement stratiforme*. Centenaire Ind.Min., Sect.Rech.Min., Rk2.
- NOLL (W.), 1931, *Uber die geochemische Rolle der Sorption*. *Chemie der Erde*, Jena, n°6, p.552.
- NOVAKHATSKY (I.P.), 1959, *Minerais de fer oolithiques du Kazakhstan*. Acad.Sci.du Kazakhstan, 1 vol., 240 p.
- OHLE (W.), 1935, *Organische Kolloide in ihrer Wirkung auf den Stoffhaushalt der Gewasser*. *Naturwiss*, 23, S.480-484, Berlin.
- OHLE (W.), 1938, *Die Bedeutung der Austauschvorgange Schlamm und Wasser fur den Stoffkreislauf der Gewasser*. *Angew.Chemie*, 51, S.421-422 (Vortragsreferat), Berlin.
- ORCEL (J.), HENIN (S.), CAILLERE (S.), 1949, *Sur les silicates phylliteux des mineraux de fer oolithiques*. *C.R.Acad.Sci.*, 229, n°2, pp. 134-135.
- PAULING (L.), 1930, *Structure of chlorites*. *Proc.Natl.Acad.Sci. US*, vol.16, pp. 578-582.
- PAYNE (T.G.), 1942, *Stratigraphical analysis and environmental reconstitution*. *Bull.Am.Assoc.Petrol.Geol.*, vol. 26, pp.1697-1770.
- PETTIJOHN (F.J.), 1956, *Sedimentary rocks*. 2è éd., 1 vol., New York, Harpers & Brothers, 718 p.
- POMEROL (C.) et FOUET (R.), 1953, *Les roches sedimentaires*. Presses universitaires de France, Coll. " Que sais-je ", Paris, 1 vol.
- POPOV (S.P.), 1949, *Processus d'oolithisation et chloritisation dans les mineraux de fer sedimentaires*. *Rec.Min.Soc.Geol.*, Lvov, n°3.
- POPOV (S.P.), 1955, *Au sujet des carbonates et des silicates dans les mineraux de fer de la presqu'île de Kertch*. *Mem.Univ.Kharkov*, 61, pp. 97-100.
- POSNJAK (E.) et MERVIN (H.), 1919, *The hydrated ferric oxides*. *Am. Journ.Sci.*, v 47.
- POUSTOVALOV (L.V.), 1940, *Petrographie des roches sedimentaires*. n°1 et 2, Gonti-NKTP, URSS.

- PRATJI (O.), 1930, Rezent marine Eisen Ovoide aus der Nordsee. *Jahr.Min.Zentralblatt*, 5, p.2&9.
- PROKOPOVITCH (N.), 1952, The origin of stylolithes. *Journ.Sedim.petro.*, Urbana, vpl. XXII, pp.212-220.
- PROTIC (M.), 1953, Formation de minerai de fer colithique d'origine sédimentaire en Serbie. *Bull.Sci. Yougosl*, n°1.
- PRUVOST (P.), 1930, Sédimentation et subsidence. *Livre Jubilaire de la SGF*, Paris, t.II, pp. 545-564.
- RAGUIN (E.), 1949, Géologie des gîtes minéraux, 1 vol., Paris, Masson, 633 p.
- RAMBERG (H.), 1952, The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, Univ.Press, 1 vol. 317 p.
- RAMDOHR (P.), 1950, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, 1 vol., Berlin, Akad.Verlag, 427 p.
- RANJAMA (K.), SAHAMA (T.G.), 1949, Geochemistry, 1 vol., Chicago et Helsinki.
- RATHJE (W.), 1942, Zur Kenntnis der Phosphate VI. *Z. Bodenkd. Pflanzenern.*, 28, S. 129-159.
- RECH-FROLIO (M.), 1954, Les grès à ciment original et leurs correspondants actuels. *C.R.Soc.Geol.,Fr.*, n°15, pp.377-380.
- RILEY (G.A.), 1937, The significance of the Mississippi River drainage for biological conditions in the Northern Gulf of Mexico. *J.Marine Research* 1, n°1, S.60-74.
- RIVIERE (A.), 1946, Contribution à l'étude des sédiments argileux. *BSGF*, 5è serie, t.XVI, pp. 43-45.
- RIVIERE (A.), 1953, Methode d'interpretation de la granulometrie des sédiments meubles. *Rev.IFP*, n° spécial.
- RIVIERE (A.), 1953, Sur l'origine des argiles sédimentaires. *C.R. XIX Congr.Geol.Intern.*, Alger, 1952, CIPEA F XVIII, pp. 177-180.
- ROETHLISBERGER (H.), 1955, An adequate method of grain size determination in sections. *Journ. of Geology*, vol.63, n°6.
- ROUBAULT (M.), MATHIEU (G.) et MILLOT (G.), 1950, Lorraine et Vosges Septentrionale. *Livret guide pour excursion géologique interuniversitaire*, Nancy.
- ROUKHINE (L.B.), 1953, Bases de la lithologie, étude des formations sédimentaires. Leningrad, 1 vol., 671 p.

- ROUTHIER (P.), 1947, Reflexions critiques sur la methode en geologie a propos de quelques publications concernant la petrogenese et la metallogenese. Rev. de Geog.Phys. et de la Geol.Dyn., Paris, 2e serie, vol.1, fasc.1, pp.61-64.
- SALVAN (H.), 1952, " Phosphates " in geologie des gites mineraux marocains. XIX Congr.Geol.Intern., 3e serie, Maroc, n°1, S.263-320, Rabat.
- SCHEFFER (F.), JELTE (L.) et LUDWIG (E.), 1957, Zur Frage der Eisenoxydhydrate im Boden. Chem.Erde, 19, n°1, pp.51-64.
- SCHOUTEN (C.de), 1934, Structures and textures of synthetic replacements in ore spaces. Econ.Geol., Lancaster, vol;29, pp. 64-656.
- SCHOUTEN (C.de), 1946, The role of sulfur bacteria. Econ.Geol., Lancaster, vol.41, n°5, pp.515-536.
- SCHWARZACHER (A.), 1953, Cross-bedding and grain size in the Lower Cretaceous sands of East Anglia. Geol.Mag., vol.90, pp.322-330.
- SEIBOLD (E.), 1953, Das phosphor/Eisenverhaltnis in einigen Horizonten des sueddeutschen Jura. D.deutsch.Geol.Gesell. 105/2, S.270-271.
- SEIBOLD (E.), 1953, Foraminiferenfauna und Kalkgehalt eines Profils im gebankten unteren Malm Schwabens. Neues Jb.Geol.Palaont.Abh., 98, S.20-26, Stuttgart.
- SEIBOLD (E.), 1955, Zum phosphat, Eisen und Kalkgehalt einigen Horizonte des sueddeutschen Jura. Geol., jb., band 70, p. 577-610.
- SEITZ (O.), 1950, Das Eisenerz im Korallenoolith der Gifhorner Mulde bei Braunschweig und Bemerkungen uber den Oberen Bogger und die Heesumer Schichten. Geol.Jb., 64, S.1-73, Hannover-Celle.
- SEDLETZKY (I.D.), 1955, Méthodes de détermination des minéraux disseminés à l'échelle des colloïdes. Ed.Univ.Kiev, 1 vol, 156 p.
- SHAUB (B.M.), 1949, Do stylolithes develop before or after the hardening of the enclosing rock. Journ.Sedim.Petrol., Urbana, vol. XIX, pp. 26-36.
- SHEPARD (F.P.), 1951, Transportation of sand into deep water. Soc. Econ.Paleont.Mineral., Tulsa (Oklahoma), Spec.Publ., n°2, pp. 53-55.
- SHROCK (R.R.), 1948, Sequence in layered rocks. 1 vol., New York, Mc Graw Hill, 507 p.
- STADNIKOV (G.L.), 1957, Roches argileuses. Ed.de l'Ac.Sci. de l'URSS 375 p., Moscou.
- STRAKHOV (N.N.), 1957, Methodes d'etudes des roches sédimentaires. Moscou, Trad. BRGM : trad.St-aubin J.P., Vatan A., t.1, 542 p.

- STRAKHOV (N.M.), LOGVINENKO (N.), 1959, Sur les stades de formation sédimentaire des roches et leurs noms. Dokl. Akad. Nauk SSSR, n°2, 389-91.
- STROM (R.M.), 1939, Land-locked waters and the deposition of black muds. In recent Marine Sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol., pp. 356-372.
- TATARINOV (P.M.), 1955, Conditions de formation des gisements de minerais. 1 vol., trad. BRGG.
- TAUPITZ (R.C.), 1954, Sur la sédimentation, la diagenèse, le métamorphisme, le magnétisme et la genèse des gîtes métallifères. Chem. der Erde, Jena, t. XVII, pp. 104-164.
- TAYLOR (J.H.), 1945, Petrology of the Northampton Sand Ironstone formation. Mem. Geol. Survey, Londres, 1 vol.
- TAYLOR (J.H.), 1949, The Mesozoic ironstones of England; Petrology of the Northampton sand ironstone formation. Her Majesty's stationery office, London, 1 vol., 112 p.
- TEODOROVITCH (G.I.), 1954, Faciès géochimiques sédimentaires selon le profil du potentiel oxydo-réducteur et leurs types pétrolifères probables. Bull. Acad. Sci. URSS, t. XCVI, n°3.
- TERZHAGI (R.D.), 1940, Compaction of lime mud as a cause of secondary structure. J. Sedim. Petrol., vol. 109, pp. 78-90.
- TESTER (A.C.) et ATWATER (G.I.), 1934, The Occurrence of authigenic feldspars in sediments. J. Sedim. Petrol., vol. 4, pp. 23-31.
- THEOBALD (N.), 1948, Développement des minerais de fer dans les étages de l'Aalénien et du Bajocien de la vallée du Rhin moyen (Alsace-Bade). Mem. Serv. carte géol., Als-Lor., n°8.
- THERON (J.J.), 1952, On improved apparatus for the differential thermal analysis of minerals. Brit. J. App. Phys., 3, n°7, pp. 216-250.
- THIENLAUS (R.), 1957, Zur Paläogeographie der Korallenoolitherde der Wessergebirges. Z. Deutsch. Geol. Gesell., 109, n°1, pp. 49-62.
- TITKOV (N.P.), 1957, Enrichissement des minerais de fer du gisement de Lissakovka (Oural Oriental). Bull. Inf. Inst. Mekhanobr, n°3, pp. 9-20.
- TOPKAYA (M.T.), 1951, L'étude géologique détaillée du gîte de fer de Chamoson. MTA, Turk., n°41, pp. 151-181, Trad. Fr. (pp. 160-8).
- TRASK (P.D.), 1931, Compaction of sediments. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 15, pp. 271-6.
- TRASK (P.D.), 1939, Organic content of recent marine sediments. In recent Marine Sediments, Am. Assoc. Petrol. Geol., pp. 428-453.

- TRASK (P.D.), 1959, Applied Sedimentation. John Wiley et Sons, New York, 1 vol., 707 p.
- TSCHERBINA (V.), 1948, Concentration and dissemination of chemical elements in the earth's crust as a result of oxydation and reduction processes. C.R.XVIII^e Congr.Geol. Intern., Londres, 1950, Part.II, Problems of Geochemistry, p. 139.
- TWENHOFEL (W.H.), 1939-1950, Principles of sedimentation. 1 vol., New York, Mc Graw Hill Book, 675 p., 1^{er} et 2^e éd.
- URBAIN (P.), 1937, Texture microscopique des argiles. Bull.Soc.Geol. France, 5^e S.7, pp. 341-352.
- URBAIN (P.), 1937, Introduction à l'étude pétrographique et géochimique des roches argileuses. Méthodes chimiques microscopiques, thermiques, roentgenographiques, mécaniques. Act.Sci.Indus. 499,500, Paris, Hermann.
- URBAIN (P.), 1942, Logique des roches argileuses. Bull.Soc.Geol. France, 5 S., 12, pp. 97-112.
- URBAIN (P.), 1951, Recherches petrographiques et géochimiques sur deux séries de roches argileuses.
 1. Lias et Oolithique du Calvados
 2. Eocène et Oligocene de la region de Paris
 Mem.carte geol.dit.France, Paris.
- VASSOIEVITCH (N.B.), 1957, Au sujet de la terminologie employée pour désigner les stades et les étapes de la lithogenèse.Geol.Geochem. Leningrad, Gostoptekhizdat, 1, pp. 156-176.
- VATAN (A.), FONDEUR (G.), GOTTIS (M.), ROUIRE (J.), 1952, Quelques aspects de la dolomitisation du Jurassique de France. Cong.Geol. d'Alger, fasc.XV, sect.XIII, pp. 479-491.
- VESSEREAU (A.), 1956, La statistique. Presses universitaires de France, collec. " Que sais-je ", Paris, 1 vol.
- VIGIER (R.), MURARD (R.), 1955, Les phases successives de la recherche minière. Congr.Centenaire Ind. Min., sect.Rech.Min., Ra 3.
- VINCIENNE (H.), 1949, Sur le gisement de fer de Chaillac (Indre). C.R.Acad.Sci., Paris, t.229, n°8, pp. 473-478.
- VISSE (D.), 1953, Les faciès phosphatés. Coll.Intern. Sedim., Rev. IFP, n° spécial, vol.VIII, pp. 87-99.
- WAGENER (A.), 1945, Minerais de fer et combustibles solides.Leur mise en valeur et leur échanges commerciaux (France, Allemagne, Belgique et Luxembourg), Rev. Techn.Lux., 40 p.

- WALKER (R.T.) et WALKER (W.J.), 1956, The origin and nature of ore deposits. The Walker associates éd., Colorado-Springs, 1 vol., 385 p.
- WEEKS (L.G.), 1953, Environnement and mode of origin and relationships of carbonate concretions in shales. Journ.of Sedim.Petrol., Urbana, vol.XXIII, n°3, pp.162-173.
- WEEKS (L.G.), 1957, Origin of carbonate concretions in shales : Magdalena Walley. Bull.Geol.Soc.Am., New York, vol.LXVIII, pp.95-102.
- WERNER (H.), 1957, Sur la formation des minerais de fer Nord-Allemand du type fer des marais. Deutsch.Geol.Gesel., n°1.
- WHITEHEAD (T.H.), ANDERSON (W.), WILSON (V.), WRAY (D.A.), DUNHAM (K.C.), 1952, The mesozoic ironstones of England, The liasic ironstones. 1 vol., 212 p.
- WURM (A.), 1924, Uber "Magnetisenerze in Lias von Bodenwohr in Bayern., Jahresh., pp. 261-264.
- YOUELL (R.F.), 1954, A clay mineralogical study of the ironstone at Easton Neston Northamptonshire. Clay minerals bulletin, vol.3, n°19.
- YOUELL (R.F.), 1955, Mineralogy and crystal structure of chamosite Nature. vol.176, pp.560-561.
- YOUELL (R.F.), 1957, Recherches sur quelques silicates ferriferriques Edite en Angleterre spécialement pour l'IRSID.
- YOUELL (R.F.), 1958, Mineralogical changes in Weathered sedimentary Ironstones. The American Mineralogist, vol.43, n°7,8, pp. 774-76.
- ZALATA (L.F.), 1959, Les défauts de l'application de la méthode de pondération pour la détermination des teneurs moyennes. Prosp.et Prot.du sous-sol, traduit du russe par le BRGGM, n°4, pp.16-22.
- ZOBELL (C.E.), 1946, Studies on redox potential of marine sediments Am.Assoc.Petrol.Geol., Tulsa, Bull.vol.30, pp. 477-513.

Table des matières

Avant propos.

I ^{ère} partie :	Introduction à l'étude géologique du minerai de fer aalénien de Lorraine.	
Ch. I :	Cadre géologique et géographique : la Lorraine sidérurgique	1
Ch. II :	Historique de la mise en valeur et de l'étude	8
Ch. III:	Géologie minière	
	le gisement	11
	la minéralisation	24
	conclusions et plan d'étude	35
II ^{ème} Partie:	Etude des roches et des minerais	
Ch. IV :	Construction de la minette lorraine	
	Introduction	45
	Constituants chimiques	45
	Constituants minéralogiques et minéraux.....	47
	Constituants détritiques	72
	Le ciment	
Ch. V :	Les arénites	
	Définitions	93
	Structures	94
	Textures	103
	Paragénèses.....	107
	Interprétations	115
Ch. VI :	Les lutites :	
	Introduction	123
	Etudes de quelques échantillons	125
Ch. VII :	Les roches mixtes :	
	Introduction	129
	Structures	130
	Textures	134
	Paragénèses	135

III ^{ème} Partie :	Répartition des roches et des minerais dans l'Aalénien.	
Ch. VIII :	Stratigraphie	140
	Définitions	140
	Surfaces de stratification	142
	Stratigraphie lithologique	144
IV ^{ème} Partie :	Interprétations et conclusions :	
Ch. IX :	Interprétations	157
	Introduction	157
	Mise en place de la minéralisation	164
	Evolution diagénétique	167
	Evolution postérieure à la diagenèse	171
	Extension de la théorie	173
Conclusions		175



DEUXIEME THESE

Propositions données par la Faculté :

Principes généraux de l'enrichissement des minerais de fer