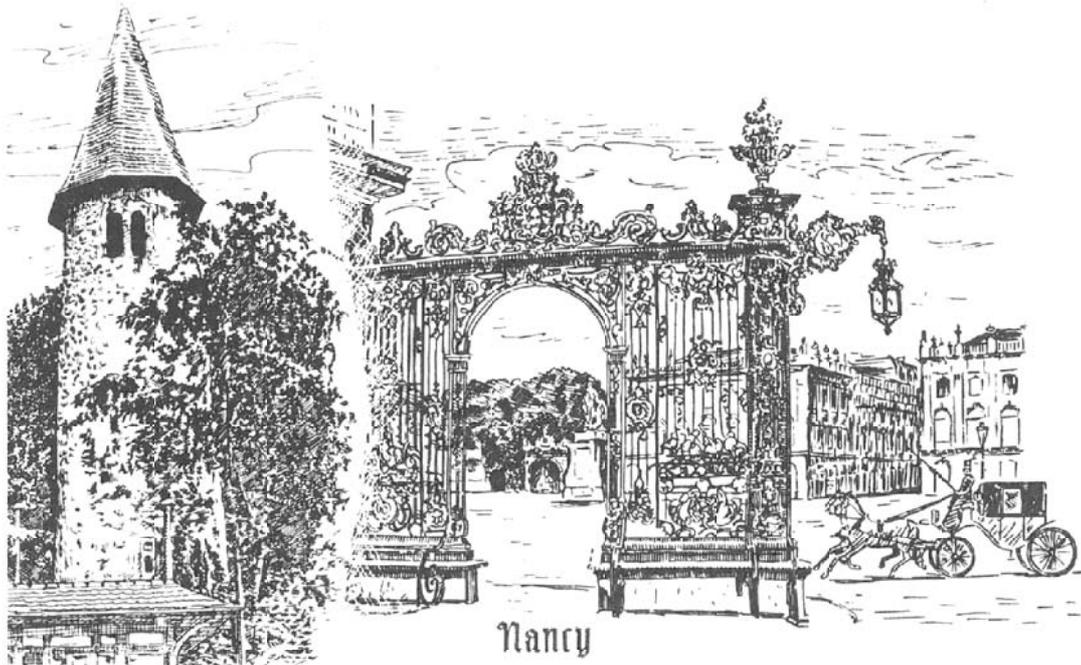


G R O U P E F R A N Ç A I S D ' É T U D E D U J U R A S S I Q U E

EXCURSION EN LORRAINE

25 - 28 SEPTEMBRE 1982



MICHELINE HANZO
JACQUES LEROUX

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE DU "SÉDIMENTAIRE"
DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY I

LISTE DES PARTICIPANTS

ALLOUC	Jacques	Université NANCY 1 + I.N.P.L. ENS GEOLOGIE Nancy
BEAUVAIS	Louise	Université P. et M. Curie, PARIS
BODEUR	Yves	Université NANTES
BOULLIER	Annick	Université BESANCON
BOURQUIN	Jacques	Université BESANCON
BUISSON	Alain	EURAFREP
CARIOU	Elie	Université POITIERS
CLERMONTE	Jacques	Université NANCY 1
CGNTINI	Daniel	Université BESANCON
CORNA	Michel	Facultés Catholiques LYON
DEBRAND PASSARD	Serge	B.R.G.M. ORLEANS
DELANCE	Jean	Université DIJON
DELFAUD	Jean	Université PAU
DEMASSIEUX	Laurent	I.N.P.L. ENS GEOLOGIE Nancy
DOMMARGUES	Jean-Louis	Facultés Catholiques LYON
ENAY	Raymond	Université Cl. Bernard LYON
FILY	Guy	Université CAEN
FRANIATTE	Simone	I.N.P.L. ENS GEOLOGIE Nancy
GAILLARD	Christian	Université Cl. Bernard LYON
GEYSSANT	Jeannine	Université P. et M. Curie PARIS
HAGUENAUER	Bernard	Université NANCY I
HANTZPERGUE	Pierre	Université POITIERS
HANZO	Micheline	Université NANCY I
HARY	Armand	Enseignement GREVENMACHER
HILLY	Jean	Université NANCY I
HUDEL	Vincent	Université NANCY I
LAPIERRE	Henriette	Université NANCY I
LAURIN	Bernard	Université DIJON
LE ROUX	Jacques	Université NANCY I
LORENZ	Jacqueline	Université P. et M. Curie PARIS
MANGOLD	Charles	Université NANCY I
MARCHAND	Didier	Université DIJON
MENILLET	François	B R G M ORLEANS
MEYER	Robert	Université NANCY I
MONLEAU	Claude	Université de Provence St Charles MARSEILLE
MOURDON	Roger	PUTEAUX
MOUTERDE	René	Facultés Catholiques LYON
RENAUD	Philippe	Université NANCY I
ROBERT	Daniel	Université NANCY I
ROCHA	Rogério	Université LISBONNE

ROYER	Claude	Université NANCY I
RUGET	Christiane	Facultés Catholiques LYON
STEINER	Pierre	Déleg. Rég. à l'Arch. et à l'Envir. METZ
SURCIN	Jacques	EURAFREP PARIS
THIERRY	Jacques	Université DIJON

Nous remercions tous ceux qui ont apporté leur concours à la réalisation de cette excursion, dont l'Université de NANCY I, pour sa participation financière.

P R O G R A M M E D E T A I L L E D U S E J O U R

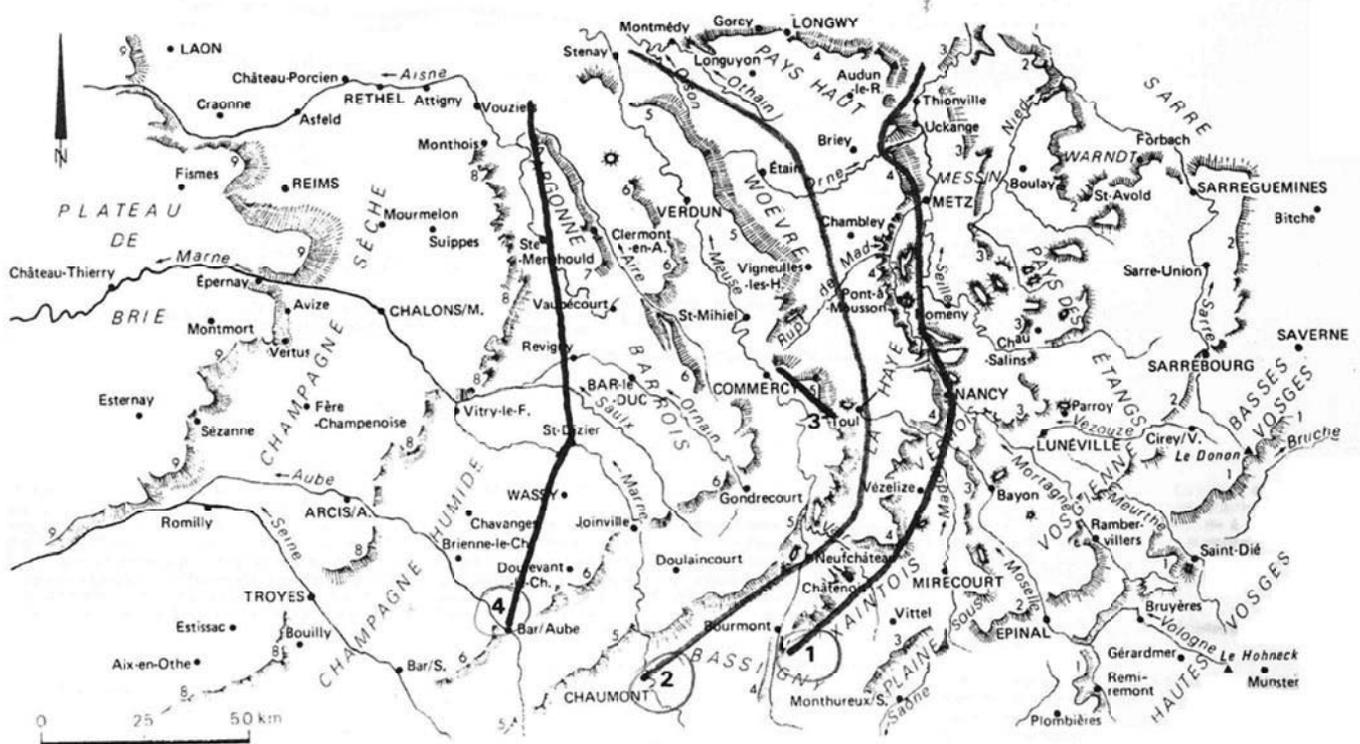
	PETIT DEJEUNER	HEURE DEVANT	REPAS MIDI			REPAS SOIR		CAMPIER
GANGNE				08h 14 h : Univ. Nancy 1 - Présentation générale du Jurassique Lorrain - Présentation de sondages - Méthodologie cartogr.	Vers 17 h : Nancy Foroyama du Haut- du-Liévre (en bus)	Vandœuvre Dépôt des bagages à Le cité univ. Moplaisir sur (à proximité immédi- diates de la Faculté)	20 h : Nancy Restaurant universitaire Cours Léopold	Vandœuvre : Cité universit. Moplaisir
DZANGHE	7 h : Vandœuvre Université de Nancy 1	7 h 30	La Motte Pique-nique			20 h 30 : Nancy Restaurant du Foy		Vandœuvre : Cité universit. Moplaisir
LOMEL	7 h : Vandœuvre Cité univ. Moplaisir	7 h 30	Bettange Pique-nique			20 h : Pont-d-Mousson Abbaye des Prémontrés	Vers 21 h : Pont-d-Mousson Assemblée générale suivie d'une discussion sur l'excursion (diapos et U'appat)	Pont-d-Mousson Abbaye des Trév
NANCY	7 h : Pont-d-Mousson Abbaye des Prémontrés	7 h 30	Eville Pique-nique			20 h : Nancy Restaurant universitaire Cours Léopold		Vandœuvre : Cité universit. Moplaisir
RENNES	7 h : Vandœuvre Cité univ. Moplaisir	7 h 30	Audun-Le-Tiche, après visite mine de fer					

LE JURASSIQUE LORRAIN

Synthèse faite par *Micheline HANZO* ↑ Lias
Jacques LE ROUX ↑ Dogger
Laurent DEMASSIEUX ↓ Malm

Le Jurassique de la bordure orientale du Bassin de Paris affleure sous forme de trois auréoles lithostratigraphiques à concavité ouest, "tranchées" par deux accidents tectoniques majeurs (cf. carte jointe).

La lithologie des formations lorraines fait apparaître une morphologie typique de relief de côtes et dépressions, soit, d'Est en Ouest : la côte infraliasique, la côte de Moselle (Dogger), la côte de Meuse (Oxfordien) et la côte des Bars (Kimméridgien).



- Morphologie, réseau hydrographique et régions naturelles de la Lorraine-Champagne.

1 : Rebord oriental du Grès vosgien. - 2 : Côte du Muschelkalk ou de Lorraine. - 3 : Côte infraliasique. - 4 : Côte du Dogger ou de Moselle.
 - 5 : Côte de l'Oxfordien ou de Meuse. - 6 : Côte du Kimméridgien ou des Bars. - 7 : Côte de la gaize ou de l'Argonne. - 8 : Côte du Coniacio-Turonien ou de Champagne. - 9 : Côte du Tertiaire inférieur ou de l'Île-de-France.

Les noms des localités correspondent aux cartes au 1/50.000 (noms en minuscule) et au 1/80.000 (en majuscule).

(extrait du guide géol. rég. "Lorraine Champagne" par J. Hilly, B. Haubenauer - 1979 - Masson).

- Tracé des coupes décrites ultérieurement : Lias (1) - Dogger (3) - Malm inf. (3-4).

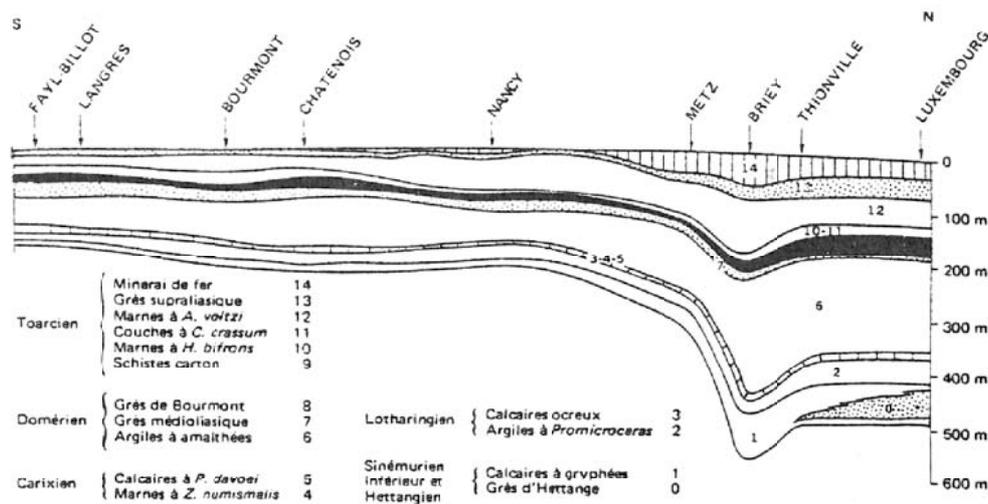
Outre les deux accidents majeurs que représentent les failles de Metz et de Vittel, des ondulations tectoniques affectent les formations jurassiques lorraines dont les principales sont : le synclinal de Sarreguemines (SL), l'anticlinal de Lorraine et le synclinal du Luxembourg.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE ET PALEOENVIRONNEMENT

Faisant suite aux faciès évaporitiques keupériens, le Rhétien inférieur apparaît comme précurseur, en Lorraine, de la grande transgression marine jurassique.

Extraits plus ou moins modifiés de "Synthèse géologique du Bassin de Paris : Stratigraphie et paléogéographie" - Mém. B.R.G.M. n° 101 - 1980.

1 - LE LIAS



4.3 — Coupe schématique du Lias en Lorraine (M. HANZO).

Entre les Vosges à l'est et la Champagne à l'ouest, les affleurements de la Lorraine s'étendent de la frontière luxembourgeoise au nord, à la Franche-Comté au sud : dans l'étude des variations de faciès nous considérerons également le Luxembourg. Trois zones seront distinguées : le nord (région de Thionville, Longwy), le centre (région de Nancy) et le sud. Les observations sont résumées sur la coupe 4.3 et dans le tableau des faciès 4.4.

- Lias inférieur *

- Hettangien

Il correspond à la partie inférieure de la formation appelée dans la région Calcaire à gryphées dont la base

constitue les Couches à *Psiloceras planorbis* : en fait, *Psiloceras planorbis* n'y est pas connu mais seulement *P. psilonotum*.

Les faciès sont représentés par une alternance de bancs calcaires et marneux avec accentuation du caractère marneux du sud au nord. En Lorraine centrale, c'est une sédimentation rythmique organisée en séquences marne-calcaire : les marnes contiennent essentiellement de l'illite, puis de la kaolinite et des interstratifiés illite-montmorillonite. Le calcaire est biomicrosparitique, la phase argileuse est constante d'un terme à l'autre et la quartz (en fragments fins) constitue le fond continu avec les argiles et les bioclastes (R. AL KHATIB, 1973). Des passées bitumineuses sont parfois signalées à la base de la formation. Une surface tarauquée marque très souvent la limite supérieure de l'étage.

Malgré l'absence fréquente de sous-zones et d'horizons, l'Hettangien est présent partout, avec toutes ses zones, dans l'est du bassin de Paris, sous une épaisseur de moins de 5 m en Lorraine centrale, de moins de 1 m en Haute-Marne et de 40 m en revanche vers Thionville.

Toutefois au nord de cette ville, apparaît à l'Hettangien supérieur une intercalation lenticulaire gréseuse, le Grès d'Hettange : sa puissance est de 12 m à Hettange-Grande, extrême sud de la lentille : elle augmente en direction du nord-nord-est.

Entre Luxembourg et la frontière belge, la base de l'étage, plus marneuse, constitue les Marnes de Jamoigne (ou de Helmsange) : dès la sous-zone à Johnstoni, leur succède la partie inférieure du Grès de Luxembourg qui a reçu localement le nom de Grès de Metz et qui se poursuit dans le Sinémurien inférieur.

- Sinémurien inférieur

La formation du Calcaire à gryphées avec ses faciès calcaires et marneux plus ou moins représentés, se poursuit avec les mêmes variations latérales de faciès que pendant l'Hettangien, la proportion de marnes augmentant du sud au nord : mais les gryphées y sont bien plus fréquentes.

L'évolution générale des faciès traduit la diminution de l'énergie (déjà faible) du milieu de dépôt, à la fois verticalement et latéralement. Le sommet de la formation n'est pas marqué par une surface tarauquée dont l'âge n'est pas connu avec précision.

Toutes les zones, de Rotiforme à Birchi, sont présentes, mais il est possible que certains horizons et sous-zones manquent.

Le Sinémurien inférieur est épais de quelques mètres en Haute-Marne, d'une dizaine de mètres en Lorraine centrale et de plusieurs dizaines de mètres en Lorraine septentrionale (30 m vers Briey et Thionville).

Le faciès gréseux, particulier aux environs de Luxembourg, se poursuit jusqu'à la zone à Semicostatum incluse : sa partie supérieure porte le nom de Calcaire sableux d'Orval.

- Lotharingien

Au-dessus du Calcaire à gryphées, vient une puissante série argileuse datée du Lotharingien inférieur (zone à Obtusum), les Argiles à *Promicroceras* : elles contiennent également quelques *Hippopodium ponderosum* et des *Gryphaea obliqua*.

Ce sont des argilites en général feuilletées, micacées, sableuses, avec des alignements de nodules calcaires souvent fossilifères et phosphatés ; l'étude du sondage de Laneuveville-devant-Nancy a révélé que les argiles (90-95 % de la roche totale) sont essentiellement constituées d'illite et que la teneur en silice croît du bas vers le haut de la série (R. LAUGIER, 1964 ; F. SAUPE, 1965).

Connue dans toute la Lorraine, cette formation a une épaisseur de 30 m en Lorraine centrale et d'environ 50 m dans le nord. Au Luxembourg, elle passe à une puissante série marne-calcaire sableuse.

Le Lias inférieur prend fin avec le Calcaire ocreux, calcaire très dur, entrecoupé de fins lits marneux ou sableux, très fossilifère contenant de nombreuses *Gryphaea cymbium* et parfois terminé par une surface tarauquée. Il contient 80 % de carbonate de calcium à la base et montre des bioclastes de plus en plus grossiers vers le haut (R. LAUGIER, 1964).

Ce banc de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur seulement, semble continu dans toute la Lorraine, il correspond à la zone à *Raricostatum* en Lorraine centrale, ailleurs il s'étendrait aussi à la zone à *Oxynotum*. Certains auteurs ont cependant pensé que ce faciès pouvait être lenticulaire.

- Paléogéographie et sédimentologie du Lias inférieur

À l'Hettangien et au Sinémurien inférieur, la sédimentation rythmique marne-calcaire, nette en Lorraine centrale, indique un milieu de dépôt de faible énergie, ensuite le caractère détritifique fin est plus prononcé dans la puissante série argileuse du Lotharingien. L'ensemble de la sédimentation, sous climat chaud et humide (arguments d'ordre minéralogique entre autres), est marqué par des discontinuités, entre Hettangien et Sinémurien, entre Sinémurien inférieur et supérieur (surfaces tarauquées, galets phosphatés remaniés ou fossiles tarauqués) qui seraient liées à des mouvements épirogéniques (P. L. MAUBEUGE).

Latéralement, on observe des épaisseurs plus fortes au niveau du fossé de Thionville et les apports terrigènes grossiers sont drainés par le sillon eifélien et donnent naissance à des faciès gréseux ou grésoconglomératiques (Grès d'Hettange). Vers le sud, au contraire, le caractère détritifique fin est de moins en moins apparent.

* Par M. HANZO (essentiellement d'après documents bibliographiques).

- Lias moyen *

- Carixien

En Lorraine du Nord et du Sud, le Calcaire ocreux lotharingien est surmonté par les **Marnes à Zeilleria numismalis** d'épaisseur variable (1 à 13 m) et correspond, dans la région de Metz et Thionville, aux zones à Jamesoni et à Ibex ; elles sont schistoïdes, riches en pyrite et présentent localement de minces bancs lenticulaires carbonatés.

Le Carixien se termine avec un ensemble marno-calcaire de 1 à 3 m de puissance, le **Calcaire à Productylloceras davoei**, appelé **Calcaire à bélemnites** en Lorraine du sud. La faune benthique y est abondante (articles de crinoïdes, fragment de lamelibranches, traces de bioturbation).

En Lorraine centrale, le **Calcaire à P. davoei** surmonte directement ou presque le Calcaire ocreux et forme avec lui une seule unité cartographiable.

Au Grand-Duché de Luxembourg, les **Marnes à Zeilleria numismalis** sont absentes et le terme de **Calcaire ocreux** sert à désigner indifféremment les alternances marno-calcaires du Lotharingien supérieur et du Carixien (A. MULLER). Plus à l'ouest, au voisinage de la frontière belgo-luxembourgeoise dès le Lotharingien supérieur *p.p.*, la série devient plus épaisse et plus grossièrement détritique avec les **Grès et marnes de Hondelange**. Ceux-ci sont surmontés par le **Schiste d'Éthe**, plus argileux, pauvre en fossiles, dont le toit peut se trouver déjà dans la partie basale du Domérien inférieur.

- Domérien

À la base du Domérien se produit un changement net de faciès : aux calcaires du Carixien succède la puissante série des **Argiles à Amaltheus** surmontée par le **Grès médioliasique**. L'épaisseur du Domérien croît du sud au nord, depuis les environs de Langres (80 à 90 m) jusqu'au centre du bassin de Thionville (200 m environ).

Les **Argiles à Amaltheus** sont peu différenciées lithologiquement (argilites silteuses légèrement carbonatées) mais la présence de nodules ovoïdes permet d'individualiser plusieurs assises en fonction de leur teneur en $FeCO_3$ et de leur structure interne (septaria au sommet). La macro-faune est assez rare et semble de petite taille.

Avec le **Grès médioliasique**, épais en général de 10 à 15 m, la teneur en silts et en carbonates augmente. Il s'agit en fait d'une siltite argilo-carbonatée alternant avec des bancs plus ou moins distincts et réguliers de marnes silteuses. La macrofaune, soit en place, soit sous forme d'accumulations de valves et de bioclastes déplacés, devient abondante dans la partie sommitale. Elle est dans l'ensemble plus importante et plus variée que dans les argilites sous-jacentes. Les formes sont plus robustes et plus ornées ; la bioturbation est fréquente. Des restes de végétaux terrestres (*Otozomites*,...) peuvent être abondants.

Dans la région de Langres, le faciès est moins gréseux, mais plus carbonaté et plus ferrugineux.

Dans le bassin de Thionville, le faciès silteux se réduit à 5 m d'épaisseur ; il surmonte 10 m de marnes. L'ensemble constitue les **Grès et marnes à Pleuroceras spinatum**, appelé aussi en Luxembourg **Couches à Pleuroceras spinatum**.

Dans l'ouest du Luxembourg et en Belgique, les marnes et grès domériens passent à des complexes de marnes et de grès argilo-carbonatés, éventuellement assez ferrugineux et parfois riches en matériaux biotritiques, appelés pour la partie inférieure **Macigno de Messancy** et pour la partie supérieure **Macigno d'Aubange**. Ces formations annoncent les faciès plus franchement détritiques de la bordure de l'Ardenne.

- Sédimentologie du Lias moyen

Si l'on excepte le **Calcaire à P. davoei** qui apparaît, par sa richesse en carbonates (jusqu'à 80 %), comme un épisode particulier de la sédimentation pliensbachienne, le Lias moyen de Lorraine est constitué principalement d'argiles (au sens granulométrique) et de silt (3 à 10 % de $CaCO_3$ dans les **Argiles à Amaltheus**, 15 à 35 % en moyenne dans le **Grès médioliasique**). Néanmoins les carbonates retrouvent une importance non négligeable au sommet du Grès médioliasique (jusqu'à 65 % dans certains bancs).

Ainsi dans la région de Nancy, la médiane du matériel détritique terrigène est inférieure à 1 μ dans les formations carixiennes, comprise entre 1 μ et 3 μ durant la majeure partie du dépôt des **Argiles à Amaltheus**. Ce n'est que dans le Grès médioliasique qu'elle peut atteindre 45 μ . Les grains de quartz de dimension maximum passent de même de 30-40 μ à 110-120 μ .

L'étude des matériaux argileux traduit la constance de la nature des apports terrigènes. Illite, kaolinite sont les minéraux dominants. Chlorite et édifices interstratifiés irréguliers principalement du type 10-14 M composent le reste de l'assemblage minéral argileux.

Cependant, quantitativement, le contenu minéralogique suit sensiblement une évolution parallèle à celle du spectre granulométrique : l'illite et la chlorite sont les mieux représentées lors des phases péliques, tandis que la part de la kaolinite augmente lors des épisodes plus silteux.

L'analyse séquentielle du Carixien et du Domérien montre que les termes lithologiques qui les constituent s'organisent en deux mégaséquences klüpfeliennes se

terminant toutes deux par une surface de remaniement, voire d'érosion, ou peut apparaître une sédimentation phosphatée sous forme de nodules.

- Lias supérieur *

- Toarcien inférieur

La zone à *Tenuicostatum* est représentée localement par un faciès gréseux, le **Grès de Bourmont** (Haute-Marne) qui débute par une lumachelle à ammonites ; les faciès sont plus argilo-sableux en Moselle ; quelquefois la formation est réduite à un niveau phosphaté. Cette assise, mince, est lenticulaire ; elle manque en Lorraine du nord alors qu'au Luxembourg, aux environs de Bettembourg, elle est bien représentée (5 m) sous faciès argileux surtout.

La zone à *Serpentinus* présente un faciès particulier : shales papyracés et bitumineux appelés **Schistes carton** qui s'enrichissent en calcaire à la partie supérieure ; ils débute par un bone-bed et se terminent par des argilites à nodules calcaires fossilifères (*Steinmannia bronni* surtout) et embryons d'ammonites) Il y a renouvellement de la faune de foraminifères (G. BIZON, H. OERTLI, 1960) ; la microflore montre de nombreux coccolithes (G. BUSSON *et al.*, 1978). Suite à de nombreuses études sédimentologiques (A.-Y. HUC, 1976 ; G. BUSSON *et al.*, 1978), il s'avère que les Schistes carton se répartissent en deux domaines sur la bordure est du bassin de Paris, en fonction de l'importance de l'apport détritique : l'influence continentale ardennaise est manifeste en Lorraine, à la différence de la région située plus au sud. En outre, la Lorraine montre une augmentation du quartz vers le haut de la série. Ce milieu de formation est souvent considéré comme lié au développement d'une végétation de type herbier. Il est important de souligner le rôle joué par la matière organique dans ces schistes bitumineux, d'origine continentale et marine, liée soit aux argiles, soit aux carbonates.

L'épaisseur de ces Schistes carton, en général de l'ordre de 10 à 20 m, dépasse 50 m en Lorraine du nord.

- Toarcien moyen

Il est essentiellement marneux, mais présente à sa base un niveau à plaquettes calcaires ou bien localement le faciès des schistes carton se poursuit. Cette série marneuse, appelée **Marnes à Bitrons**, épaisse de quelques mètres en Lorraine centrale, atteint ailleurs une vingtaine de mètres ; elle peut contenir des nodules (minces) calcaires et se termine par un mince niveau marneux à nodules phosphatés ; le niveau à *Crassum*, constant dans toute la Lorraine et appelé **Marnes de Bacourt** en Moselle.

Les faciès marneux se poursuivent dans la zone à *Variabilis* sous le nom de **Marnes à Astarte voltzi** (partie inférieure) ; il s'agit en fait d'argilites sableuses micacées avec nodules calcaires de type septaria et concrétions marneuses dans la partie supérieure. En Moselle, on distingue des **Marnes d'Otrange** à la base et plus haut des **Marnes et argiles de Beuvange**.

La puissance est de 40 à 60 m dans toute la Lorraine.

- Toarcien supérieur

Les **Marnes à Astarte voltzi** se poursuivent dans la zone à *Thouarsense* ; elles sont surmontées par le **Grès supraliasique** de la zone à *Insigne* à faciès gréseux ou silteux calcaire ou argileux micacé, épais d'une dizaine de mètres en Lorraine centrale.

Vers le haut, ces grès passent à la **Formation ferrugineuse**** (*Minette*) lenticulaire formée d'alternances d'argilites, de siltites, de calcarenites et de ferriarénites. Dans la région de Nancy, elle ne correspond qu'à la zone à *Pseudoradiosa* ; la zone à *Aalensis* manque et l'*Aalénien* n'est représenté que sporadiquement.

Au nord, la série est plus complète : le minerai est réparti en trois faisceaux dans les zones à *Pseudoradiosa* et à *Aalensis*. Au-dessus l'*Aalénien* est également très réduit, parfois cependant, il contient des couches de minette (bassin de Briey, d'Otrange).

Vers le sud, la Formation ferrugineuse est connue jusqu'au nord de Langres, mais les dépôts sont généralement lenticulaires, les épaisseurs plus faibles et les teneurs en fer plus réduites.

Paleogeographie et sédimentologie du Lias supérieur

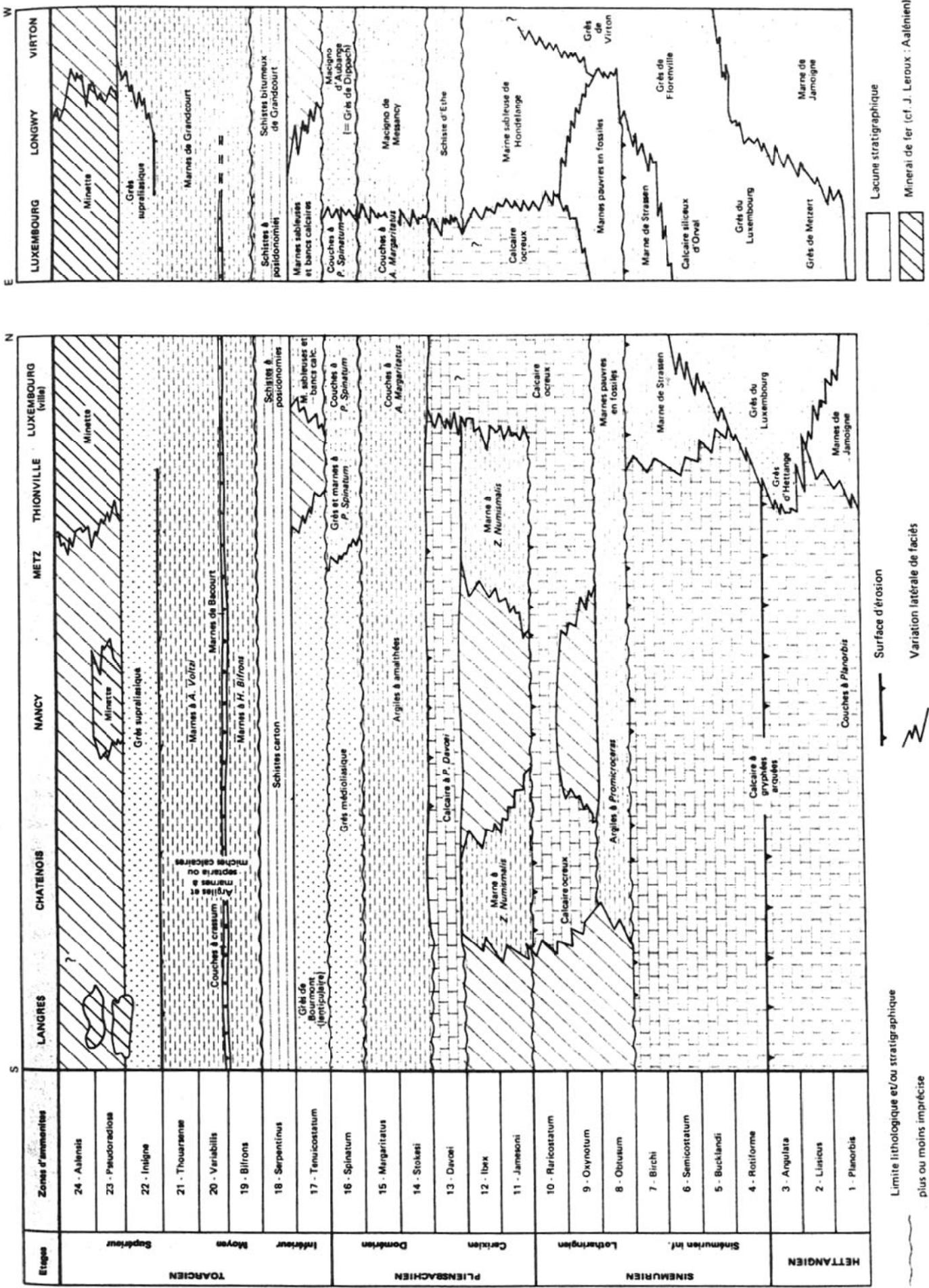
Au Toarcien, les dépôts sont à dominante argileuse et correspondent à un niveau de faible énergie : lamelibranches, gasteropodes, bélemnites et quelques vertébrés indiquent une faible profondeur. Cependant vers le sommet du Toarcien, des dépôts détritiques relativement plus grossiers traduisent une légère augmentation de ce niveau d'énergie.

Ces faciès gréseux, et davantage les faciès ferrugineux, ainsi que la lacune fréquente du Toarcien basal et la présence de nodules remanés dans la couche à *Crassum* évoquent la présence de terres émergées de plus en plus évidente vers le sommet de l'étage.

En conséquence, le Toarcien semble montrer une dérive générale négative traduisant une accentuation de la tendance à l'émersion.

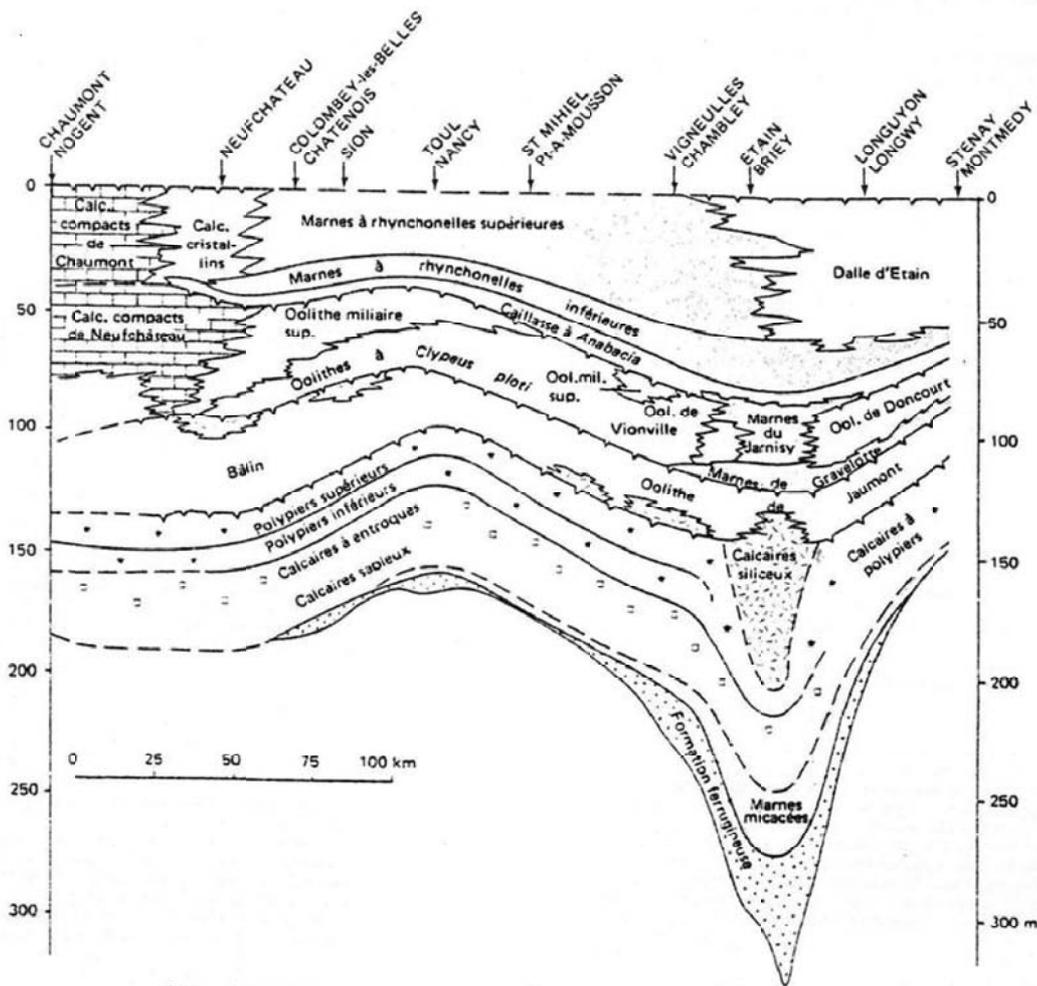
* Par M. HANZO (essentiellement d'après documents bibliographiques).

** J. LE ROUX — Pour des raisons liées au faciès, la Formation ferrugineuse a été traitée plus en détail dans le chapitre sur le Jurassique moyen où le lecteur pourra se reporter.



4.4 — Répartition stratigraphique des formations liasiques en Lorraine (J. ALLOUC et M. HANZO).

II - LE DOGGER



5.14 — Les variations d'épaisseur du Jurassique moyen le long des affleurements de l'est du bassin de Paris (J. Le Roux).

- Généralités

Dans l'ensemble carbonaté du Jurassique moyen de l'est du bassin de Paris, la Lorraine occupe une place originale, liée à plusieurs facteurs :

- la sédimentation carbonatée y commence dès le Toarcien supérieur (Formation ferrugineuse), contrairement à ce qui se passe en Ardennes ou en Bourgogne, où les lacunes stratigraphiques sont de règle à ce niveau.

- après l'épisode des Calcaires à polypiers, ou des Calcaires à entroques, général sur toute la bordure du bassin, les faciès à haute énergie s'annoncent rapidement dès la base du Bajocien supérieur (Oolithes miliaires), alors que de part et d'autre ces mêmes faciès apparaissent au Bathonien inférieur (Bourgogne et Ardennes) ;

- la sédimentation carbonatée de type barrière ou plate-forme (interne ou externe), bien que souvent très franche, est parfois intimement liée à des apports terrigènes (Calcaires sableux de Haye, Calcaires siliceux de l'Orne, etc.) ;

- les faciès argileux externes peut-être plus profonds, de type bassin ou mer ouverte, font leur apparition dès le Bajocien supérieur (Marnes du Jarnisy), se généralisent au Bathonien inférieur, et se poursuivent jusqu'à l'Oxfordien inférieur, alors que de part et d'autre (Ardennes, Bourgogne) se développent des faciès de plate-forme carbonatée, jusqu'au Calloisien inférieur.

Les événements sédimentologiques sont donc plus précoces en Lorraine. La sédimentation de haute énergie (dunes oolithiques), y a débuté au Bajocien supérieur, puis elle a migré latéralement tant au nord qu'au sud, participant à l'élaboration de la plate-forme bathonienne, tandis qu'un approfondissement sensible du bassin assurait son envahissement par des faciès marneux.

- Principales unités lithologiques (tableau 5.9. et coupe 5.14)

La division en séquences sédimentaires (séquence de 3^e ordre de B. H. PURSER), basée sur la distribution verticale des faciès, la présence d'une surface durcie terminale et d'extension régionale (ici plus de 250 km), marquant un changement profond dans la sédimentation, conduit à la mise en évidence de six grands ensembles nettement individualisés qui sont :

- 4. la séquence des Argiles de la Woèvre du Callovien ;

- 3. la séquence des Marnes à rhynchonelles, recouvrant la totalité du Bathonien ;

- 2b. la séquence de l'Oolithe miliaire supérieure, du sommet du Bajocien supérieur ;

- 2a. la séquence de l'Oolithe miliaire inférieure (Bâlin), de la base du Bajocien supérieur ;

- 1. la séquence des Calcaires à polypiers, du Bajocien moyen et inférieur ;

- 0. la séquence du Minerai de fer (Formation ferrugineuse), de l'Aalénien et du Toarcien supérieur.

- Corrélation avec les régions voisines

La corrélation de ces séquences avec celles des régions voisines, nettement diachrones, n'est pas encore pleinement assurée, les zones de transition (Montmedy-Rancourt, au nord ; Chaumont-Nogent-en-Bassigny au sud), voient en effet la disparition des surfaces indurées terminales de chaque séquence ; en outre la rareté des faunes ne permet pas d'assurer des synchronismes rigoureux (voir tableau 5.9) :

- la séquence du Minerai de fer n'est développée qu'en Lorraine ;

- la séquence des Calcaires à polypiers correspond à la séquence des Calcaires à entroques (séquence bajo-cienne) de Bourgogne. Sa surface terminale est approximativement synchrone (limite Bajocien moyen-Bajocien supérieur) ;

- les séquences des Oolithes miliaires, bien que nettement individualisées ont beaucoup de points communs, et en particulier une extension géographique sensiblement identique (du sud de Neufchâteau, au nord de Stenay). Leur limite supérieure semble également isochrone. Vers les Ardennes, il n'est pas possible actuellement de savoir ce qu'elles deviennent. Peut-être passent-elles latéralement aux Marnes à *Ostrea acuminata*. Peut-être leurs faciès passent-ils diachroniquement à l'Oolithe miliaire bathonienne. Vers la Haute-Marne (Nogent), elles disparaissent (Oolithe miliaire inférieure) ou elles s'intègrent à la base de la séquence bathonienne bourguignonne (Oolithe miliaire supérieure), les faciès oolithiques montant obliquement du Bajocien au Bathonien.

Quant aux séquences des Marnes à rhynchonelles et des Argiles de la Woèvre, elles correspondent à une sédimentation de zone externe (bassin) entre les deux plates-formes carbonatées ardennaise et bourguignonne (qui se rejoignent vers le centre du S.O.P.).

- Séquence du Minerai de fer

Contrairement aux autres régions du bassin de Paris, où le passage entre la sédimentation argileuse du Lias et la sédimentation calcaire du Jurassique moyen s'accompagne de lacunes, en Lorraine, un passage plus progressif est assuré par l'intermédiaire de la **Formation ferrugineuse**. La base de cette séquence, en effet, est peu nette. On la fait traditionnellement débiter avec le premier banc minéralisé, mais il n'apparaît pas possible de la séparer des grès supraliasiques sous-jacents, la minéralisation intervenant plus ou moins haut selon le contexte sédimentologique (voir à **Formation ferrugineuse**). En réalité, il y a passage progressif des sédiments argileux francs du Lias, à des arénites argileuses puis calcaires, par l'intermédiaire de nombreuses séquences élémentaires intriquées les unes dans les autres, s'organisant au total en une mégaséquence régressive.

Le sommet de la formation est généralement souligné par une surface d'arrêt de sédimentation indurée, accompagnée de conglomérats. La série stratigraphique est la plus complète dans les bassins de Longwy et d'Ottange-Ammermont. Elle s'étend depuis la zone à Levesquei (Toarcien supérieur), jusqu'à la zone à Concavum (sommet de l'Aalénien). La formation diminue de puissance, tant vers le nord que vers le sud, en même temps que se développent probablement des lacunes stratigraphiques, particulièrement vers le sommet. Tout se passe comme si le dépôt de la formation ferrugineuse avait été suivi d'une phase d'érosion plus ou moins intense selon les régions. C'est ainsi que dans le bassin de Nancy les couches exploitées ne dépassent pas la zone à Pseudoradiosa, n'atteignant pas le sommet du Toarcien, mais que les conglomérats terminaux immédiatement superposés révèlent une sédimentation condensée s'étalant sur tout l'Aalénien.

La faune est très abondante, les organismes néritiques, fouisseurs ou benthiques y voisinent avec les céphalopodes, révélant un milieu largement ouvert aux influences marines.

L. BUBENICEK situe le milieu de sédimentation en bordure d'un continent émergé au nord-est, au débouché d'un ou plusieurs fleuves, à la limite d'influence des eaux douces. Cette disposition, favorable à l'accumulation d'un matériel détritique terrigène et bioclastique, ainsi qu'à la minéralisation ferrugineuse, s'est accompagnée dans la région d'Ottange et de Briey d'une condition paléotectonique favorable au piégeage des sédiments. C'est en effet dans cette région que passe le synclinal d'Ottange (qui devient le synclinal du Luxembourg, plus au nord-est), structure actuelle du bassin, qui a joué au moins pendant une bonne partie de la sédimentation du Jurassique moyen. La coupe 5.10. où la formation ferrugineuse a été reportée avec ses épaisseurs propres sur toute l'aurole est du bassin de Paris, montre bien ce phénomène.

- Séquence des Calcaires à polypiers

Au-dessus des conglomérats terminant le cycle ferrugineux, apparaissent d'abord des sédiments terrigènes révélant une sédimentation de bassin dominante. Progressivement la sédimentation devient plus carbonatée mais reste cependant soumise aux apports externes : les **Marnes micacées** passent à des calcaires sableux, puis aux **Calcaires à entroques**. L'énergie du milieu croît en même temps et les stratifications horizontales deviennent obliques pendant le dépôt des encrinites. Vient ensuite un régime de sédimentation à énergie variable, essentiellement carbonatée, où les récifs coralliens, peu développés mais abondants prennent place entre des dunes oolithiques ou bioclastiques peu étendues et des zones protégées où se déposent des boues micritiques. Ces **Calcaires à polypiers**, se divisent en deux masses distinctes, avec un retour à des conditions plus calmes et plus homogènes

pendant le dépôt de l'**Oolithe cannabine** (à nubéculaires), au sud du synclinal du Luxembourg ; dans celui-ci persistent les apports terrigènes (**Calcaires siliceux de l'Orne**), encouragés sans doute par une subsidence locale encore très marquée.

Dans l'ensemble, les conditions de sédimentation sont donc de moins en moins profondes, sauf dans le synclinal du Luxembourg, qui cependant ne se différencie réellement qu'à partir des Calcaires siliceux (zone à Humphriesianum). La sédimentation n'évolue pas jusqu'au lagon, ce qui laisse à penser qu'il n'y a pas développement d'une véritable plate-forme, mais plutôt d'un platier, balayé au moins périodiquement par les courants, interdisant le développement important de faciès de basse énergie.

Les faunes pélagiques (ammonites) sont présentes, parfois abondantes, dans les épisodes sédimentaires ouverts aux influences externes : Marnes micacées, Calcaires sableux, Calcaires siliceux de l'Orne. Dans les Calcaires à polypiers, abonde une faune néritique très variée de lamellibranches, brachiopodes, oursins, variable selon les conditions locales de dépôts.

Cette séquence ne présente pas de variations latérales importantes et se prolonge sans grand changement vers le nord et le sud. Il faut noter cependant pour la Lorraine la plus grande abondance des faciès à polypiers et le développement important des faciès détritiques terrigènes à la base de la série : ces derniers disparaissent au nord comme au sud, en même temps que se manifestent des lacunes stratigraphiques, ce* qui est significatif, comme pour la séquence de la Formation ferrugineuse, d'une région centrale à subsidence active

* : la présence d'une épaisse série détritique !

- Séquence de l'Oolithe miliaire inférieure

Elle débute presque partout par un mince épisode marno-calcaire, riche en pseudo-oolithes à nubéculaires (**Marnes de Longwy**) qui cède rapidement le pas à des faciès à plus haute énergie, essentiellement oolithiques (**Bâlin** ou **Oolithe miliaire inférieure**) ou bioclastiques (**Oolithe de Jaumont**). Nulle part des faciès calmes de type lagon ne se sont développés. Des conditions hydrodynamiques sévères et une bathymétrie très modérée, semblent donc être de règle pendant cette séquence (régime de barrière ou de bordure de plate-forme).

La subsidence y a été homogène, malgré un faible épaissement dans la région de Neufchâteau. Les influences terrigènes se manifestent encore à la base dans le synclinal du Luxembourg (partie supérieure des **Calcaires siliceux de l'Orne**), et même vers le sommet (**Calcaires siliceux (gréseux)**)*, répartis dans la masse de la formation, tout au long des affleurements.

* Complexe à bancs gréseux, notamment

Les arguments paléontologiques font souvent défaut : dans cet ensemble à trop haute énergie, les tests et coquilles n'ont pas résisté à l'agitation de l'eau. Seul l'horizon de base est riche en fossiles néritiques, essentiellement fouisseurs, lamellibranches et oursins. De rares ammonites permettent cependant d'en assurer la chronologie.

Latéralement cette séquence disparaît rapidement vers le sud, le nord et le centre du bassin de Paris, où elle se perd dans la masse des **Marnes à Ostrea acuminata**, équivalent sédimentologique des **Marnes de Longwy**, base de la séquence bathonienne de Bourgoigne. La Lorraine apparaît donc à cette époque, comme à celle de l'Oolithe miliaire supérieure, et contrairement à ce qui se passait pour les séquences inférieures, comme une zone positive, où les conditions bathymétriques permettent le développement important de faciès à haute énergie, pendant que le reste du bassin, plus profond, est le siège d'une sédimentation argileuse.

— Séquence de l'Oolithe miliaire supérieure

Bien qu'ayant une étroite parenté avec la séquence de l'Oolithe miliaire inférieure, cet ensemble s'en distingue par des variations de faciès beaucoup plus importantes, des apports terrigènes réduits, et l'apparition au sommet, de faciès de plate-forme interne, calmes, de type lagon.

Dans la région centrale (Nancy-Toul), la séquence débute par une épaisse série néritique de faible énergie, analogue aux Marnes de Longwy : l'Oolithe à *Clypeus ploti*, essentiellement formée d'oolithes à nubéculaires, la stratification y est horizontale et la bioturbation intense. L'énergie du milieu croît progressivement vers le sommet, jusqu'à l'établissement d'un régime dunaire franc (Oolithe miliaire supérieure), ou les stratifications obliques sont de règle et les pseudo-oolithes remplacées par des oolithes vraies. Localement, à l'abri des dunes, se développent des faciès fins, micritiques, qui peuvent débiter directement sur l'Oolithe à *Clypeus ploti* : les Calcaires à polyptères de Husson.

Vers le nord, l'énergie de la séquence diminue tant au sommet qu'à la base. L'Oolithe à *Clypeus ploti* envahit d'abord toute la série (c'est l'Oolithe de Vionville, de la région de Briey), il ne reste plus que quelques rares amas d'Oolithe miliaire supérieure à son sommet. Encore plus vers le nord les apports terrigènes externes se font plus importants. A la base, l'Oolithe à *Clypeus ploti* passe aux Marnes de Gravelotte, marno-calcaires pseudo-oolithiques où la fraction argileuse est beaucoup plus importante : celles-ci sont surmontées par des marnes franches (Marnes du Jarnisy), qui indiquent des conditions de dépôts nettement plus externes, liées, encore une fois à la présence du synclinal du Luxembourg.

Au nord de Briey, apparaissent à nouveau des sédiments oolithiques et bioclastiques de haute énergie : l'Oolithe de Doncourt-les-Longuyon, débutant par un épisode marneux qui va en s'amenuisant vers les Aroennes : le Niveau des Clapes.

Vers le sud, au contraire, l'Oolithe à *Clypeus ploti* diminue d'épaisseur, au profit de l'Oolithe miliaire supérieure, dans laquelle les épisodes de sédimentation abritée se font de plus en plus abondants. On passe ainsi progressivement, au nord de Neufchâteau à des calcaires micritiques et à oncolithes identiques aux calcaires bathoniens du Comblanchien de Côte-d'Or : les Calcaires compacts de Neufchâteau qui ne tardent pas à envahir la presque totalité de la séquence (spondages de Liffol et St-Blin).

Plus au sud, entre Chaumont et Neufchâteau, la limite supérieure de la séquence disparaît, car les Marnes à rhynchonelles bathoniennes sus-jacentes passent latéralement aux Calcaires cristallins, puis au faciès comblanchien des Calcaires compacts de Chaumont. La séquence de l'Oolithe miliaire supérieure devient indissociable de celle du Bathonien qui se développe alors en direction de la Bourgogne. L'Oolithe blanche, équivalent séquentiel de l'Oolithe miliaire supérieure (Bajocien supérieur), révélant une faune du Bathonien inférieur puis moyen en allant vers le sud-ouest, la disparition de la séquence de l'Oolithe miliaire supérieure s'accompagne donc d'une migration oblique des faciès dans le temps.

La faune, non représentée dans les milieux à forte énergie, est abondante dans les milieux plus calmes

avec principalement des organismes fousseurs, lamellibranches, oursins (*Clypeus ploti*), brachiopodes, mais aussi ammonites dans les niveaux de base (Oolithe à *Clypeus ploti*, Marnes de Gravelotte) ouverts aux influences externes. Les milieux internes ne livrent généralement pas de faune (Calcaires compacts de Neufchâteau), mais sont parfois riches en polyptères et brachiopodes (Calcaires à polyptères de Husson).

Ainsi, de part et d'autre du synclinal du Luxembourg, toujours ouvert vers la pleine mer, et dont cependant la présence ne s'est pas manifestée par une subsidence particulière à cette époque, se développent des aires de sédimentation moins profondes, à haut niveau d'énergie. Il semble que vers le nord, l'Oolithe de Doncourt ait marqué le début de l'importante sédimentation oolithique et lagunaire qui se développera au Bathonien sur la plate-forme ardennaise. Vers le sud, le développement des massifs dunaires oolithiques est suffisant pour permettre l'installation de lagons abrités, de faible extension dans le Toulous, beaucoup plus importants vers Neufchâteau. Vers la Côte-d'Or cependant, domine à cette même époque un régime de plate-forme externe peu profonde (Marnes à *Ostrea acuminata*). Les faciès de lagon développés à Neufchâteau pendant le Bajocien supérieur vont persister au Bathonien puis migrer progressivement vers le sud, participant à la séquence bathonienne de Bourgogne.

— Séquence des Marnes à rhynchonelles

Sur la majeure partie de la Lorraine, elle est indissociable de la séquence des Argiles de la Woëvre, qui voit le développement d'une épaisse série de marnes entrecoupée de rares épisodes de calcaires argileux.

— Vers le sud, c'est seulement à partir de Colombey-les-Belles, qu'elle commence à s'individualiser, avec l'apparition de niveaux oolithiques francs au sein des Marnes à rhynchonelles. Très rapidement, avant Neufchâteau, se développe un massif de calcaires micropelletoidique et micro-cetritique, les Calcaires cristallins, à stratifications obliques, souvent terminés par une dalle oolithique sur laquelle reposent les marno-calcaires du Callovien. Les Calcaires cristallins admettent à leur base une mince passée argileuse à rhynchonelles, qui disparaît aux environs de Neufchâteau.

Vers Saint-Blin, au sud de Neufchâteau, ils passent, aux Calcaires compacts de Chaumont qui ne tardent pas à les remplacer totalement (sommet de la séquence bathonienne bourguignonne).

Les faciès oolithiques de type barrière sont ici peu représentés ou absents, les calcaires à pelletoides révèlent des conditions hydrodynamiques intermédiaires entre plates-formes interne et moyenne (barrière). Ils n'en ont pas moins été capables d'isoler le lagon bathonien des influences externes, ce qui pourrait s'expliquer par le développement dissymétrique de la plate-forme, le côté sud-ouest, au vent, voyant le développement important des barrières, le côté sous le vent pouvant en être démuné, et les sédiments de lagon passer directement à ceux des eaux profondes (B. H. PURSER, 1975).

— Vers le nord, c'est dans la région d'Étain que se produisent des changements similaires, cependant les faciès oolithiques sont ici bien développés dans la Dalle d'Étain. Des intercalations argileuses basales y subsistent jusque vers Stenay. Vers les Ardennes, les faciès

de barrière de la Dalle d'Étain permettent sans doute le développement de sédiments de lagon, les Calcaires blancs à *Cardium pes-bovis* (Pierre d'Aubenton). La rareté des faunes ne permet pas d'être certain des synchronismes.

La faune est riche dans les niveaux de plate-forme externe, essentiellement représentée par de petites nautiles et des brachiopodes. Les ammonites y sont rares, surtout concentrées dans les niveaux marno-calcaires (Caillasse à *Anabacia*, Caillasse à rhynchonelles). La faune est pratiquement absente ailleurs (Calcaires cristallins, Dalle d'Étain).

— Séquence des Argiles de la Woëvre

Le Callovien inférieur marque la réduction puis la disparition de la plateforme carbonatée du Dogger. Celle-ci n'est plus représentée que par un niveau peu développé de calcaires oolithiques ou bioclastiques (Dalle macrée ou Dalle oolithique, 10 à 15 m de puissance), au Nord vers l'Ardenne, au Sud, à partir de Liffol-la-Grand, et vers le centre du Bassin de Paris. La sédimentation argileuse, déjà installée sur la majeure partie de la Lorraine au Bathonien moyen et supérieur y persiste, en même temps que la subsidence s'accélère (95 m attribuables à cet épisode au cœur de la Woëvre).

À partir du Callovien moyen, la région est soumise à un basculement vers le Nord, avec un maximum de subsidence dans le synclinal du Luxembourg (plaine de la Woëvre), basculement qui se traduit par une accumulation importante de sédiments argileux (jusqu'à 180 mètres) en Lorraine septentrionale et, vers le Sud, par un amincissement progressif et considérable de la série. En Lorraine méridionale, le Callovien moyen et supérieur, quoique très réduit semble encore au complet dans la région de St-Blin, représenté par les Marnes et Calcaires argileux de Rimaucourt (10 m au maximum). Plus au Sud-Ouest, vers le Bassigny et le Charillonnois, le mince niveau des Oolithes ferrugineuses (quelques décimètres), matérialise une sédimentation condensée qui monte progressivement du Callovien moyen jusqu'à l'Oxfordien moyen dès la vallée de la Seine (J. Thierry, J.C. Manot et al, synchèse du B.d.P.), mettant ainsi en évidence l'important basculement du bassin à cette époque!

III - LE MALM

- Oxfordien

Sur toute la bordure orientale du bassin de Paris, au-dessus des « Argiles de la Woëvre » avec lesquelles se termine le Callovien, l'Oxfordien constitue le relief des Côtes de Meuse. La zone considérée ici s'étend de l'Ardenne à la vallée de la Marne, les faciès sont récapitulés sur la figure 6.5.

- Oxfordien inférieur

De l'Ardenne au département de la Haute-Marne, les sédiments essentiellement argileux du sommet du Callovien, dénommés **Argiles de la Woëvre** en Lorraine passent progressivement aux formations oxfordiennes par enrichissement en bancs calcaires ; localement, dans la région de Toul par exemple, cette modification se produit un peu plus tard de sorte que le faciès argileux des Argiles de la Woëvre atteint la base de l'Oxfordien.

L'Oxfordien inférieur, est représenté en Ardenne par une alternance de calcaire siliceux, poreux, de calcaires argileux et de marnes dénommées **Gaize oxfordienne** épaisse de 30 à 35 mètres. En Lorraine se rencontrent au même niveau, les **Argiles à chailles** (épaisseur 15 à 40 m) qui se présentent sous forme d'alternances de calcaires un peu gréseux, gris bleuté, souvent riches en lamellibranches, en bancs à débit noduleux de 30 à 40 cm d'épaisseur avec éventuellement des concrétions siliceuses, et des lits d'argile grise un peu sableuse.

Ces formations (Gaize oxfordienne de l'Ardenne, Argiles à chailles de Lorraine) sont datées de la zone à Mariae, et leur sommet atteint peut-être la zone à Cordatum.

En Haute-Marne, la zone à Mariae est représentée par des argiles à fossiles pyriteux, tandis qu'au-dessus se développent des calcaires compacts, gris beige, plus ou moins argileux, épais de 10 à 15 m, dont l'âge précis (Oxfordien inférieur — zone à Cordatum ou Oxfordien moyen — zone à Plicatilis) n'a pu être précisé en l'absence d'ammonioïdes.

- Oxfordien moyen

Il est caractérisé par la succession suivante :

Calcaires et calcaires argileux avec ou sans oolithes ferrugineuses (zone à Plicatilis)

En Ardenne et dans le nord de la Lorraine (région de Dun-sur-Meuse) existent quelques mètres de calcaires biodétritiques en plaquettes surmontés par des marnes et des calcaires argileux à oolithes ferrugineuses, qui, assez épais (5 à 10 m) en bordure de l'Ardenne, diminuent de puissance vers l'est et le sud-est, puis disparaissent près de Dun-sur-Meuse.

— De Dun-sur-Meuse jusqu'à l'est de Fresnes-en-Woëvre, l'oolithe ferrugineuse est absente ; seuls existent les **Calcaires marneux d'Ormes**, finement oolithiques, jaunâtres, avec passées terreuses coquillères à entroques et lits de marnes grises. Au-dessus dans le sud du secteur apparaissent les **Marnes blanches des Éparges**.

— De Fresnes-en-Woëvre à l'est de Saint-Mihiel, l'oolithe ferrugineuse épaisse de quelques mètres réapparaît entre des calcaires biodétritiques (épais de 8 à 10 m) et les **Marnes blanches des Éparges**.

— De Toul à Neufchâteau la zone à Plicatilis est représentée uniquement par des alternances de calcaires argileux et de marnes (épaisseur 10 à 15 mètres). — Dans la région de Chaumont, elle ne semble pas présente.

Formations récifales, subrécifales et leurs équivalents latéraux

Vers la fin de la zone à Plicatilis ou au début de la zone à Transversarium une modification de régime sédimentaire s'observe : les apports terrigènes diminuent puis cessent tandis qu'apparaissent les premiers polypiers lamellaires (microsolénides) et que le milieu devient progressivement plus agité. Aux polypiers s'ajoutent des lamellibranches (pectinidés, limidés, etc.) des térébratules ainsi que par places de nombreux échinodermes (*Cidaris florigemma*, *Hemicidaris crenularis*, *Glypticus hieroglyphicus*, etc.). C'est ce niveau que l'on dénommait jadis « Glypticien » (voir Formation récifale de Lorraine).

• Un premier ensemble construit à polypiers se développe ; épais de 5 à 30 m environ il est nettement stratifié.

• Au-dessus sur 5 à 30 m environ viennent des calcaires très biodétritiques, riches en débris de crinoïdes et, passant même à de véritables calcaires à entroques jadis très exploités près de Verdun-sur-Meuse (Haudiaumont, Dieue, Troyon) et fournissant encore de nos jours la **Pierre d'Euville-Lerouvillie**.

• Au sommet apparaît un deuxième ensemble construit, à polypiers, épais de 5 à 25 mètres.

Ces formations se suivent tout le long de la zone d'affleurement de l'Ardenne à la Haute-Marne. Cependant leur continuité est interrompue dans la région de Verdun, au nord et au sud de Saint-Mihiel, au sud de Commercy, par l'apparition au même niveau, donc en position latérale, de calcaires à grain fin, sublithographiques, en bancs décimétriques séparés par des joints ou de minces lits de calcaires argileux feuilletés qui renferment quelques ammonites. Ces faciès fins ont été appelés **Calcaires de Creux** au nord de Saint-Mihiel.

Calcaires en plaquettes supérieurs

Ce sont des calcaires soit sublithographiques, soit crayeux, soit finement oolithiques, parfois graveleux, comportant localement des niveaux très biodétritiques, riches en coquilles ou débris de coquilles roulées (*Diceras* et nérinées) avec plus rarement des horizons ou lentilles à polypiers. Les faciès les plus grossiers ont reçu des noms variés : **Oolithe à Diceras**, **Oolithe de Saint-Mihiel**, **Oolithe de Doulaincourt**.

Vers le nord, en Ardenne, ce niveau présente des faciès franchement marneux.

Ces calcaires, parfois dénommés **Calcaires à chaux grasse sidérurgique**, ont une épaisseur très variable (30 à 80 m) en fonction du plus ou moins grand développement des calcaires récifaux sous-jacents auxquels ils peuvent passer latéralement et dans lesquels ils peuvent même s'intercaler. Ils montrent à leur sommet une surface d'arrêt de sédimentation plus ou moins nettement taradée, à huîtres et encroûtements ferrugineux. Les rares ammonites présentes permettent de placer ces **Calcaires en plaquettes** dans l'Oxfordien moyen, zone à Transversarium. Il est cependant possible que leur sommet soit situé dans la base de l'Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus.

- Oxfordien supérieur

Immédiatement au-dessus de la surface perforée citée ci-dessus apparaissent en Lorraine des ammonites de la zone à Bifurcatus. Le reste de la série, épaisse de 115 à 120 m, est mal daté et monte sans doute jusque dans le Kimmeridgien inférieur puisque les **Calcaires rocailloux à Ptérocares** qui la surmontent, fournissent des ammonites de la zone à Cymodoce. Cette série Oxfordien supérieur-Kimmeridgien inférieur (zone à Baylei) peut être subdivisée en Lorraine en deux masses.

La masse inférieure

La masse inférieure essentiellement argileuse, épaisse de 50 à 70 m, comprend différents termes dont l'importance est inégale suivant les régions ; de bas en haut on peut trouver au maximum la série suivante :

• des calcaires argilo-sableux à trigonies (épaisseur 5 à 20 m) surmontés soit par des calcaires roux, très bioclastiques, oolithiques avec plages de polypiers saccharoïdes, soit par des calcaires argileux en bancs séparés par des joints d'argiles (épaisseur de quelques mètres à 25 mètres). Ce premier ensemble se termine par une surface perforée développée au sommet d'un calcaire sublithographique très dur (localement il existe deux surfaces perforées séparées par 2,50 à 3 m de calcaire argileux et d'argile) ;

• les **Argiles à Ostrea deltoïdes**, épaisseur de 0 à 10 m, seulement présentes au nord de Verdun. Argiles plastiques noirâtres admettant quelques lentilles de calcaire gréseux et à la base une lumachelle argileuse à *Ostrea deltoïdes* ;

• un ensemble de calcaires sublithographiques, de calcaires oolithiques, pisolithiques ou graveleux, très fossilifères (rhynchonelles, térébratules, lamellibranches, gastéropodes, oursins) avec lentilles de calcaires à polypiers, comportant de nombreux joints de marnes noires. Épais de 15 à 20 m, ce niveau dénommé **Oolithe de Saucourt** en Haute-Marne, repose soit sur la surface taradée existant au sommet du premier ensemble, soit sur les Argiles à *Ostrea deltoïdes* lorsqu'elles sont présentes ;

• des argiles gris foncé à noirâtre alternant avec de fins niveaux de calcaire argileux ou de calcaire cristallin gris-brun très dur ou de calcaire biodétritique lumachellique ou oolithique à débris et granules roulés. Épaisseur 30 à 40 mètres.

La masse supérieure

La masse supérieure, essentiellement calcaire, épaisse de 50 à 55 m, comprend de bas en haut :

• calcaires à grain fin, gris, plus ou moins argileux à la base, comportant des passées de fines oolithes, épaisseur 5 à 10 mètres ;

• calcaires à grain fin, parfois crayeux, à oolithes disséminées ou calcaires pisolithiques à granules roulés renfermant quelques polypiers, des nérinées et des *Diceras*. C'est le niveau de l'**Oolithe de Lamothe** épais de 10 à 15 mètres ;

• calcaires bien stratifiés à grain fin, sublithographiques, de teinte beige ou crème, avec intercalation d'horizons à débris d'organismes ou à oolithes. Cet ensemble épais de 25 à 30 m présente plusieurs surfaces d'arrêt de sédimentation. Il se termine par un banc de 25 à 30 cm de calcaire lithographique dur, perforé, surmonté de 0,80 à 1 m d'argiles à débris coquilliers puis de 30 à 40 cm de calcaire lumachellique à nombreux points de glaucologie.

En bordure de l'Ardenne, l'Oxfordien supérieur visible n'est épais que d'une trentaine de mètres ; il comporte à la base 2 à 3 m de calcaires gréseux ; il se poursuit par 25 à 30 m de calcaires marneux gris bleuté avec passées lumachelliques à astartes autrefois exploités comme pierre à chaux.

Par D. MARCHAND et J. C. MENOT.

— Kimméridgien *

Les dépôts kimméridgiens sont très développés en Lorraine. Ils sont représentés, de haut en bas, par les formations suivantes :

- Marnes supérieures à exogyres
- Calcaires blancs supérieurs
- Marnes moyennes à exogyres
- Calcaires blancs inférieurs
- Marnes inférieures à exogyres
- Calcaires rocailloux à ptérocères
- Calcaire à astartes
- Oolithe de Lamothe

— Oolithe de Lamothe

L'Oolithe de Lamothe, d'épaisseur variable (5-15 m), est constituée de calcaires blancs, crayeux, plus ou moins indurés à oolithes parfois miliaires et gravelles. La faune est surtout caractérisée par des espèces de milieu subrécifal : polypiers, éponges, nérinées : *Nerinea gradata*, *N. curmontensis*, *N. desvoidyi* ; bivalves : *Trigonia curmontensis*, *Chlamys tombecki*, *Lopha pulligera*, *Isocardia striata*, *Astarte submultistriata* ; brachiopodes : *Rhynchonella pinguis*.

L'abondance de la faune ne compense pas l'absence d'ammonites, aussi l'Oolithe de Lamothe est encore mal datée et son appartenance au Kimméridgien inférieur est hypothétique.

— Calcaires à astartes (partie supérieure)

Parfois dénommée Séquanien supérieur, la partie sommitale des Calcaires à astartes (30 m) est un ensemble constitué d'argiles, de calcaires argileux, de calcaires crème à pâte fine formant une dizaine de cycles séparés par des dalles taraudées, indices d'arrêt de sédimentation. Un banc plus épais (30 cm), dur, glauconieux, à surface supérieure taraudée oxydée constitue un excellent repère au toit de cet ensemble. Les fossiles les plus abondants sont les astartes réunies en lumachelles. Des brachiopodes sont également cités : *Terebratula subsella*, *Rhynchonella pinguis*, *Zeilleria humeralis*.

— Les Calcaires rocailloux à ptérocères

Les Calcaires rocailloux à ptérocères sont des calcaires à pâte fine (12 à 15 m), blancs, crayeux, bioturbés en bancs pluridécimétriques, séparés par de minces lits marneux. Cette formation se termine par une surface taraudée, très nette sur laquelle repose un conglomérat intraformationnel à fossiles remaniés, glauconieux et oxydés. Les Calcaires rocailloux sont riches en fossiles pour l'essentiel des lamellibranches, huîtres, astartes, la présence de ces dernières étant responsable des confusions fréquentes (cartes à 1:80 000) entre cette formation et le Calcaire à astartes sous-jacent. Des gastéropodes et des brachiopodes, principalement des zeilleriides sont associés aux lamellibranches.

Selon P. L. MAUBEUGE, C. MAIAUX, L. DEMASSIEUX (1977), les Calcaires rocailloux représentent les zones à Baylei et Cymodoce, c'est-à-dire le Kimméridgien inférieur.

— Les Marnes inférieures

Ces marnes gris foncé et noires (12 m), contiennent des bancs subordonnés de calcaires et sont riches en exogyres, accumulées en lumachelles plus ou moins consolidées. La faune associée est composée de gerbillies, trigonies, myides, gastéropodes, brachiopodes et ammonites.

Selon P. L. MAUBEUGE (1977) les marnes inférieures appartiendraient à la base du Kimméridgien supérieur, zone à Mutabilis.

— Les Calcaires blancs inférieurs

Il s'agit de calcaires de teinte claire, légèrement argileux se débitant en plaquettes sous l'effet de l'altération. À la base, la limite avec les Marnes inférieures est peu nette et le passage se fait par une réduction progressive de la puissance des bancs calcaires et une augmentation corrélative de celle des interbancs marneux. Au sommet, la formation se termine par une surface taraudée supportant un pouddingue intraterrationnel de galets calcaires à enduit glauconieux.

La puissance des calcaires blancs inférieurs est évaluée à une douzaine de mètres mais peut atteindre 20 m dans les environs de Verdun (Meuse). Ces calcaires pauvres en fossiles sont également rattachés à la zone à Mutabilis (P. L. MAUBEUGE, 1977).

— Les Marnes moyennes

Elles sont de teinte foncée, grise ou noire, souvent très riches en fossiles, principalement en exogyres. (Ces *Nanogyra striata* sont connues par les habitants de la région sous le nom évocateur d'*oreilles de souris*). Presqu'à leur base, il existe un horizon très constant particulièrement riche en *Aspidoceras*.

L'épaisseur des Marnes moyennes est généralement comprise entre 10 et 15 mètres. D'après P. L. MAUBEUGE (1977) elles caractérisent la sous-zone à *Aulacostephanus yo*.

— Les Calcaires supérieurs

Ces calcaires légèrement argileux et à pâte fine forment des bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur, séparés par des niveaux plus délités ou de minces lits marneux. Ils sont peu fossilifères hors des lits marneux riches en moules internes de lamellibranches et contiennent quelquefois des nodules pyriteux plus ou moins oxydés. La limite supérieure de la formation est floue par suite d'un passage très progressif aux marnes sus-jacentes.

La puissance de ces calcaires serait de l'ordre de 10 à 12 mètres. Ils correspondraient à la partie inférieure de la sous-zone à *Aulacostephanus pseudomutabilis* (P. L. MAUBEUGE, 1977).

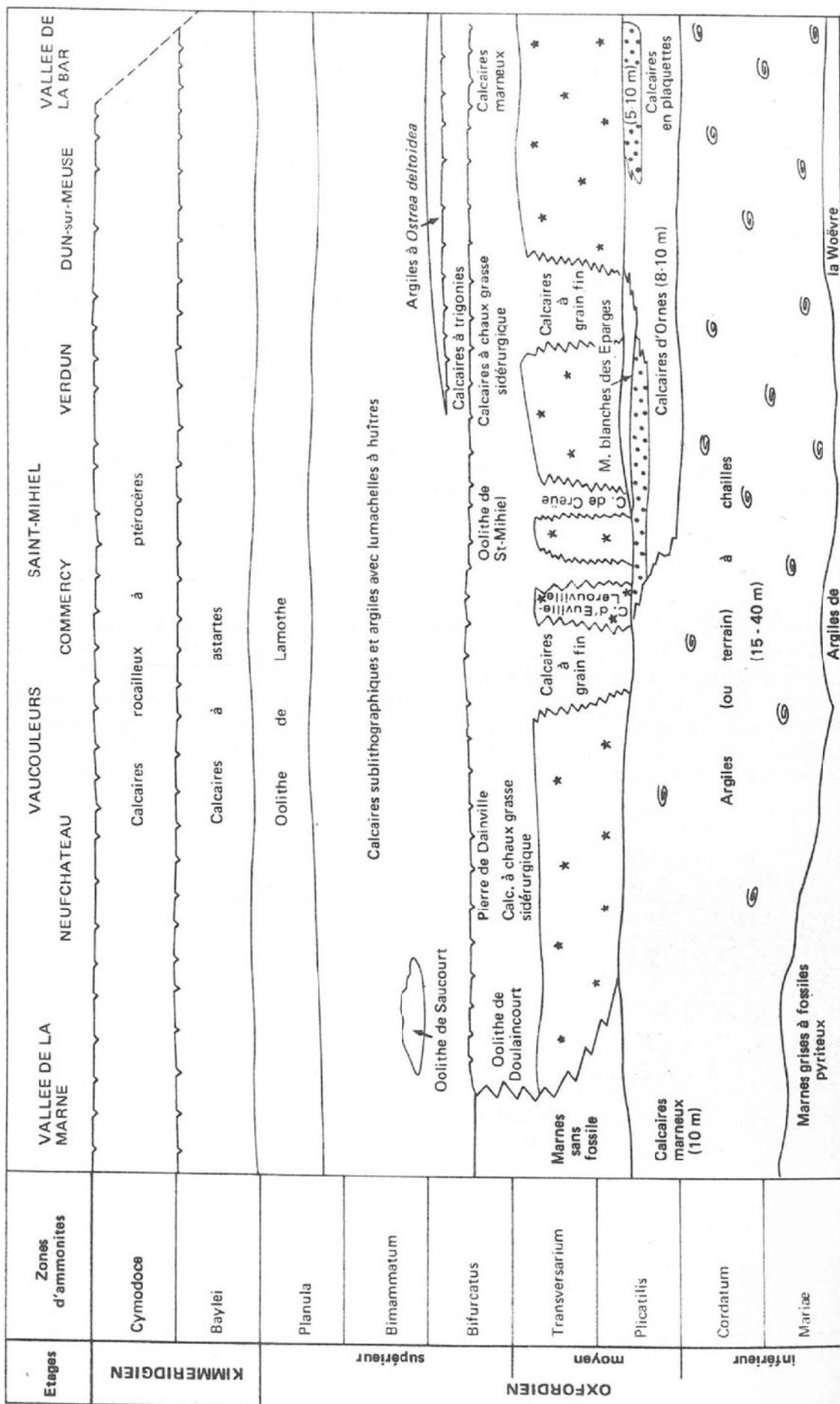
— Les Marnes supérieures

Ce terme regroupe un ensemble essentiellement marneux, parfois argileux, avec calcaires subordonnés, riches en exogyres. Au sommet de la formation, apparaissent des Marnes bitumineuses, de teinte claire ou gris-noir, renfermant des débris ligniteux et des restes de vertébrés.

La puissance des Marnes supérieures atteint 45 m, mais la partie bitumineuse ne dépasse guère quelques mètres. Comme les calcaires sous-jacents, ces Marnes supérieures appartiennent à la sous-zone à *Aulacostephanus pseudomutabilis*.

La partie terminale de l'étage n'est pas représentée dans cette région (lacune d'érosion ?).

* Par S. DEBRAND-PASSARD et M. RIOULT.



Etages

KIMMÉRIDIEN

Zones d'ammonites

OXFORDIEN

supérieur

moyen

inférieur

Notes:

- Oolithes ferrugineuses
- * * Formation récifale

Nota : Les formations de l'Oxfordien supérieur et du Kimmérien inférieur sont mal datées, leur attribution stratigraphique est donc hypothétique. Les seuls éléments paléontologiques sûrs sont la présence d'ammonites de la zone à *Bifurcatus* immédiatement au-dessus de la surface perforée terminant les Calcaires à chaux grasse sidérurgique (R. ENAY et A. BOULLIER) et celle de *Rasenia cymodoce* dès la base des Calcaires rocailloux à ptérocères (P. L. MAUBEUGE).

6.5 — Oxfordien et Kimmérien inférieur de la vallée de la Bar à la vallée de la Marne (D. MARCHAND et J. C. MENOT).

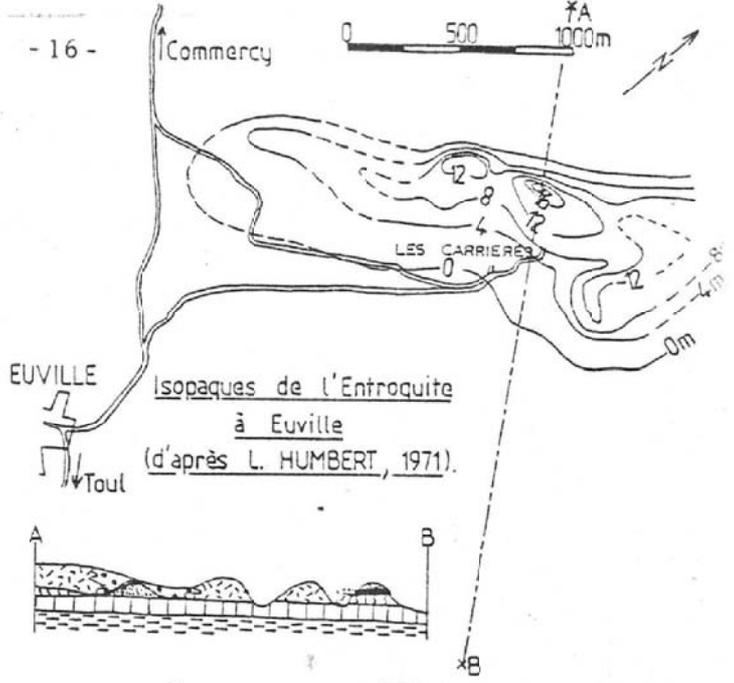
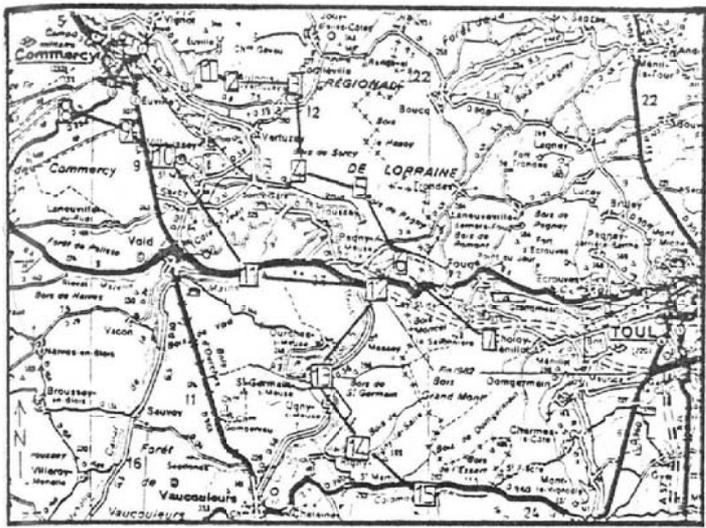
Les deux figures qui suivent sont destinées à illustrer, avec celle qui précède, la complexité des variations latérales de faciès dans l'Oxfordien.

- La première, à l'échelle locale, est constituée de deux coupes parallèles effectuées de part et d'autre de la vallée de la Meuse, dans les calcaires de l'Oxfordien moyen, au Sud des carrières d'entroquites d'Euville (Arrêt M 3). On y note particulièrement, au dessus des "Chailles" : la disparition des entroquites vers le Sud, au bénéfice de formations qui s'individualisent rapidement (Polypiers inférieurs - Oolithe moyenne - Polypiers supérieurs) ; une dissymétrie importante dans la distribution des faciès au sommet de la série, de part et d'autre de la vallée de la Meuse ; l'intrication capricieuse de ces faciès (Calcaires à chaux grasse) qui ne peuvent que difficilement être assimilés à des formations.

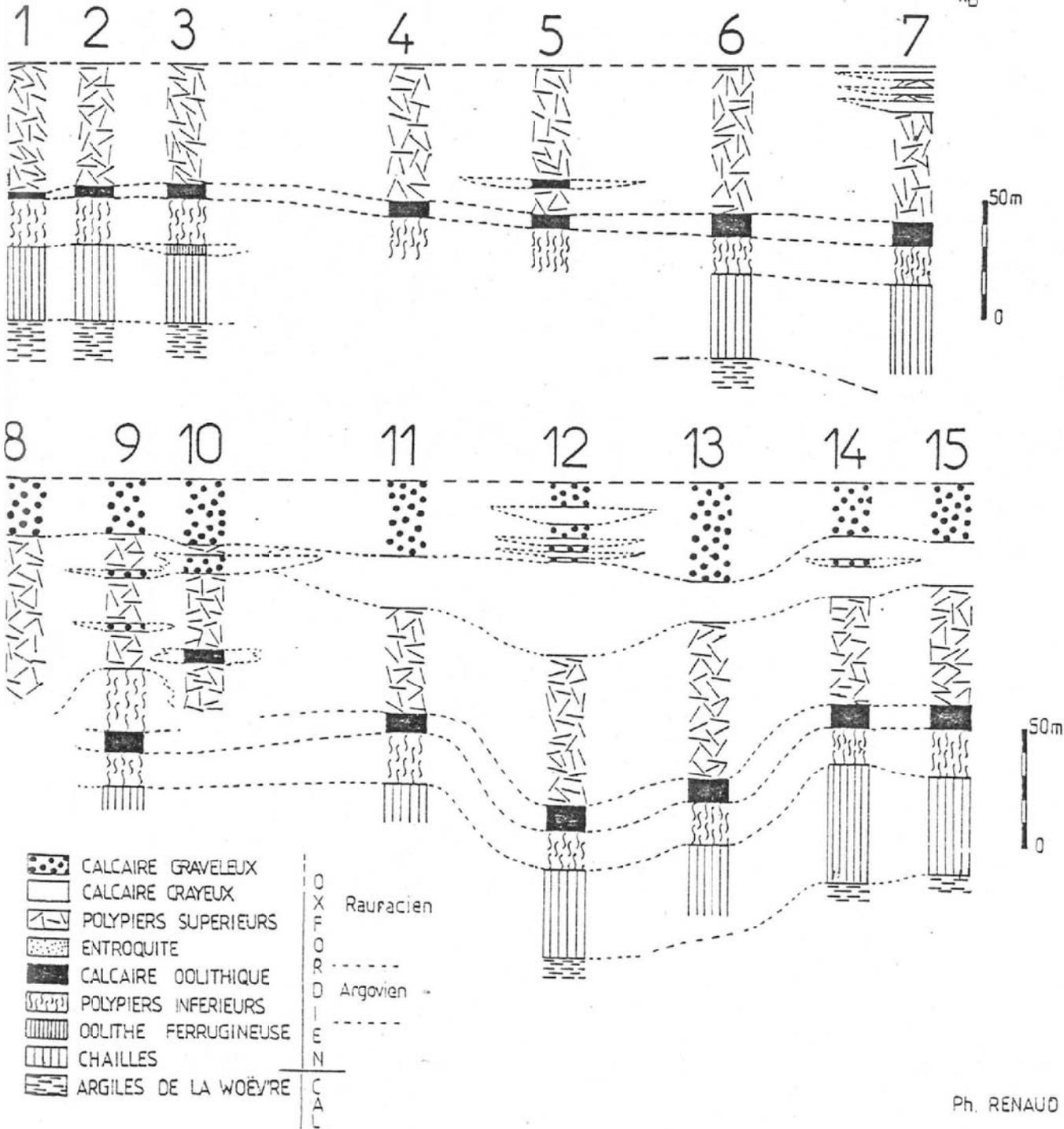
- La deuxième, à l'échelle régionale, réalisée vers l'intérieur du Bassin à partir des données de forages (les diagraphies utilisées ici sont des résistivités), montre :
la complémentarité, au niveau des épaisseurs des dépôts argileux essentiellement calloviens (Argiles de la Woëvre), et Calcaires (Oxfordien et probablement Kimméridgien pro parte) ;
que les grands ensembles oxfordiens définis aux affleurements sont encore présents, mais limités à la partie septentrionale de la coupe.

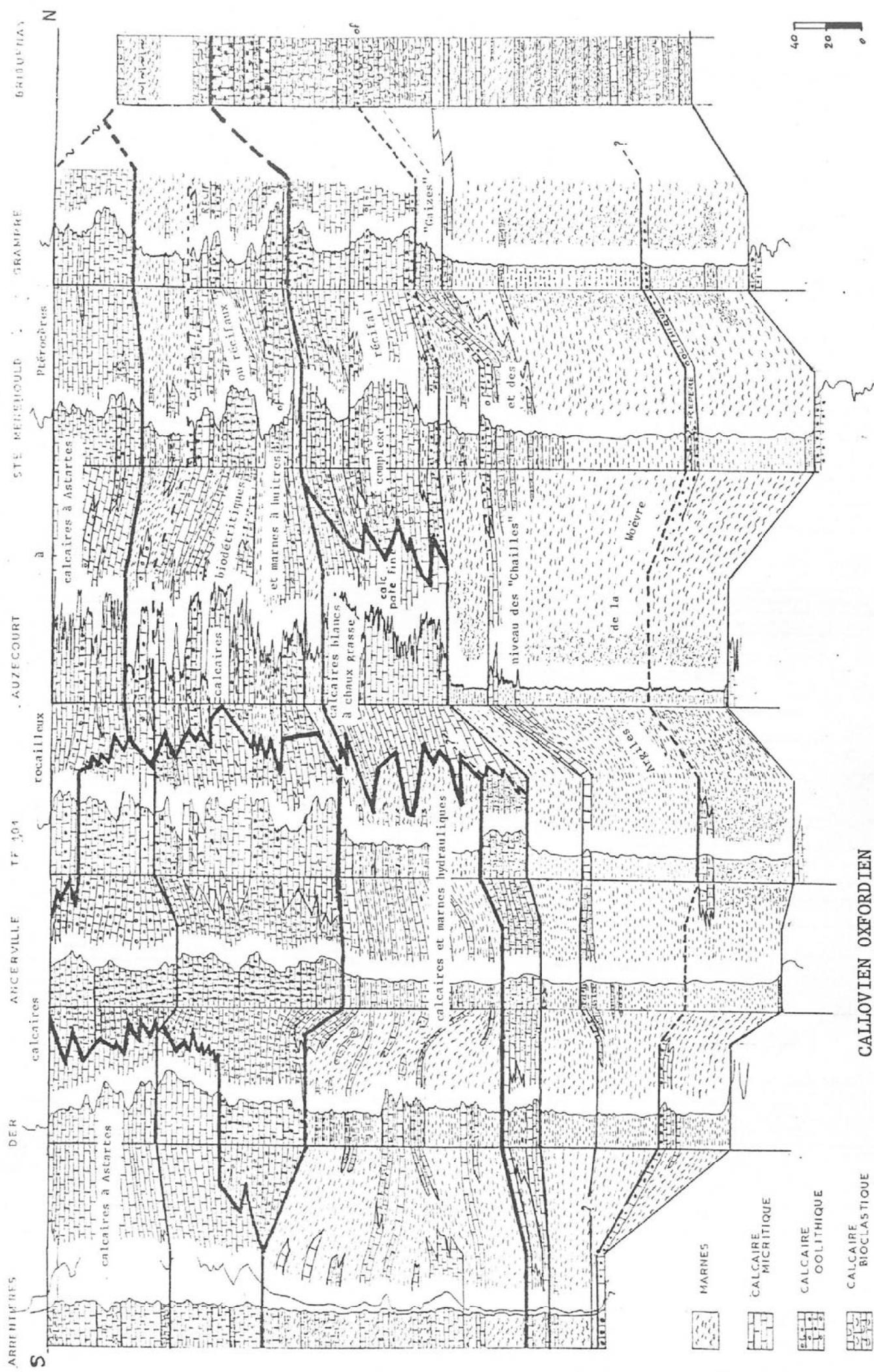
Une limite paléogéographique sensiblement NNW - SSE, passant par Bar-le-Duc et Chaumont, apparaît ainsi, qui sépare : à l'Oxfordien moyen les faciès récifaux des faciès "bassin" (Calcaires et marnes hydrauliques) ; à l'Oxfordien supérieur une zone septentrionale à apports détritiques terrigènes fréquents (Calcaires et argiles à huîtres) d'une zone essentiellement carbonatée par l'intermédiaire de calcaires oolithiques (région d'Ancerville)

La partie supérieure de la série (Calcaires à Astarte) marque une uniformisation des faciès sauf dans la région d'Ancerville où demeurent les calcaires oolithiques.



Plan de situation des coupes. Extrait de la Carte Michelin n°62 - Echelle 1/200 000^e.





CALLOVIEN OXFORDIEN

Coupe N S vers l'intérieur du Bassin; correspondance avec les formations connues à l'affleurement. (V. Hudel)

of. OOLITHE FERRUGINEUSE

- Portlandien **

- Généralités

Dans le Bassin parisien, les formations du Portlandien inférieur affleurent dans le Boulonnais, le pays de Bray, ponctuellement dans la basse vallée de la Seine (au niveau de Rouen) et surtout sur les bordures orientale et méridionale du bassin, de Montfaucon en Argonne au nord-est (feuille Verdun à 1:50 000) à Graçay, au sud-ouest (feuille Vatan à 1:50 000).

En sondage, elles sont présentes sur la presque totalité du bassin, excepté dans la partie nord, entre le pays de Bray et le Boulonnais, et dans l'ouest et sud-ouest où leur absence est liée à une érosion continentale antérieure aux premiers dépôts crétacés.

Les formations à faciès purbeckien du Portlandien supérieur affleurent dans le Boulonnais, le pays de Bray, la Lorraine et le Berry.

En sondage, il est remarquable de noter que leur extension correspond à une superficie réduite de moitié par rapport à la surface occupée par les dépôts du Portlandien inférieur.

Les dépôts portlandiens caractérisent la partie supérieure de la séquence régressive terminale du Jurassique supérieur. Essentiellement calcaire la succession des dépôts indique des milieux de moins en moins profonds, de plus en plus agités, enfin l'émergence avec isolement de lagunes tantôt sursalées, tantôt dessalées. De part et d'autre de la base des Portlandiens ou de ses équivalents latéraux, deux séries peuvent être distinguées : la première appelée ici Portlandien inférieur, à faciès franchement marins, et la seconde, que nous nommerons Portlandien supérieur, à faciès « purbeckiens ». Autrement dit, nous rattachons l'ex-Portlandien moyen français à notre Portlandien inférieur.

- Portlandien inférieur *

Le Portlandien inférieur forme l'ossature essentielle des plateaux du Barrois qui ferment au sud-est la Champagne entre la Meuse et la Seine et dominent les pentes du Kimméridgien par une cuesta qui se suit de Commercy à Bar-sur-Seine (Calcaires du Barrois).

Le Portlandien inférieur de Lorraine après les études de P. de BRETZEL (1962) et de L. DEMASSIEUX (1969-1971) peut être subdivisé en trois, voire quatre formations. De haut en bas (cf. fig. 6.17).

- Calcaires tubuleux
- Portlandien inférieur { Calcaires canés et tachetés / Calcaires à débris
- Barre - lithographique de base

Barre lithographique de base

Elle forme une corniche de 20-30 m de puissance constituée par un empilement de bancs calcaires pluridécimétriques, bien lités, mais à surface irrégulière voire ondulée. Les calcaires sont gris rose, à pâte fine et cassure conchoïdale. Les interlits sont marneux, feuilletés, jaunes, parfois plastiques. A la base, un passage continu aux Marnes à exogyres kimméridgiennes rend la limite inférieure peu nette, mais progressivement les bancs calcaires s'épaississent et corrélativement les interbancs marneux se réduisent. Des passées lumachelliennes très indurées, rougeâtres, apparaissent à plusieurs niveaux et en particulier à environ 5 m sous le sommet de la formation, où elles sont associées à des calcarenites à pseudocyclammines (L. DEMASSIEUX, 1969-1971).

Calcaires de Dommartin

La coupe proposée par P. de BRETZEL (1962) est située à la sortie de Dommartin-le-Saint-Père (Haute-Marne) en direction de Doulevant-le-Château. L'épaisseur de la formation est évaluée à une quarantaine de mètres.

A la base, sur une hauteur de 2 m des bancs de calcarenite à éléments calcaires rougeâtres, anguleux, mélangés à des micro-débris de oivaives. Ces bancs de calcarenites alternent avec des niveaux marneux pétris de *Nanogyra striata* qui pourraient correspondre aux lumachelles et argiles connues dans le département de la Meuse sous le nom de Pierre chaille (cartes géologiques à 1:50 000 Vaubecourt et Clermont-en-Argonne).

- Dans la partie moyenne un niveau lenticulaire, à petites oolithes calcaires peut atteindre localement 2 m d'épaisseur : Oolithe de Bure.

- La partie supérieure montre une alternance assez régulière de calcaires blancs plus ou moins marneux, tachetés d'ocre, à patine pulvérulente et de marnes jaunes claires, riches en *Nanogyra striata*. On y trouve de nombreuses passées irrégulières de calcaire fin, sublithographique et dur. La surface des bancs est souvent ondulée et corrodée. Au toit, sur environ 2 ou 3 m, les bancs calcaires prennent un aspect sableux et se débitent en minces plaquettes feuilletées dolomitisées.

P. de BRETZEL a parallélisé les Calcaires de Dommartin avec les Calcaires canés par endroit bioturbés et dolomitisés, et implicitement avec les Calcaires tachetés, qui leur sont superposés (CORNUÉL, 1841). Cette assimilation ne semble pas rigoureusement exacte, les Calcaires de Dommartin incluant à leur base des marno-calcaires à *Gravesia* et au sommet l'Oolithe de Bure (P. de LORIOU, E. ROYER et H. TOMBECK, 1872). Dans la Meuse et la Haute-Marne, une synthèse provisoire des relations entre ces formations (L. DEMASSIEUX, 1969, 1971) suggère un passage latéral de faciès entre les Calcaires canés, les Calcaires tachetés et la partie inférieure des Calcaires de Dommartin.

Calcaires tubuleux

Assimilés par les anciens auteurs (P. de LORIOU, E. ROYER et H. TOMBECK, 1872) aux Calcaires gris verdâtres, ils en ont été distingués par E. SALIN (1935). P. de BRETZEL (1962) les décrit comme des calcaires massifs avec parfois un pseudoolitage. Non altérés ils sont durs, blanc rose, à pâte fine, bioturbés et renferment des oolithes calcaires en quantité très variable, groupées en poches et en amas allongés qui tranchent par leur couleur blanche sur le reste de la roche de couleur rosée.

Sur les anciens fronts de taille, une partie des oolithes a été dissoute ou déchaussée par les agents atmosphériques et la roche peut alors prendre un aspect caverneux. La base des Calcaires tubuleux est constituée par une lumachelle à « *Cyprina* » brongniarti.

- Les calcaires gréseux inférieurs (ou Dolomies verdâtres inférieures) sont constitués par un ensemble de dolarenites, dolomies, calcirudites dolomitisées, calcaires, en bancs pluridécimétriques à plurimétriques, gris verdâtre. Les bancs, très durs en sondage, s'altèrent facilement pour devenir friables et sableux lorsqu'ils sont exposés à l'humidité.

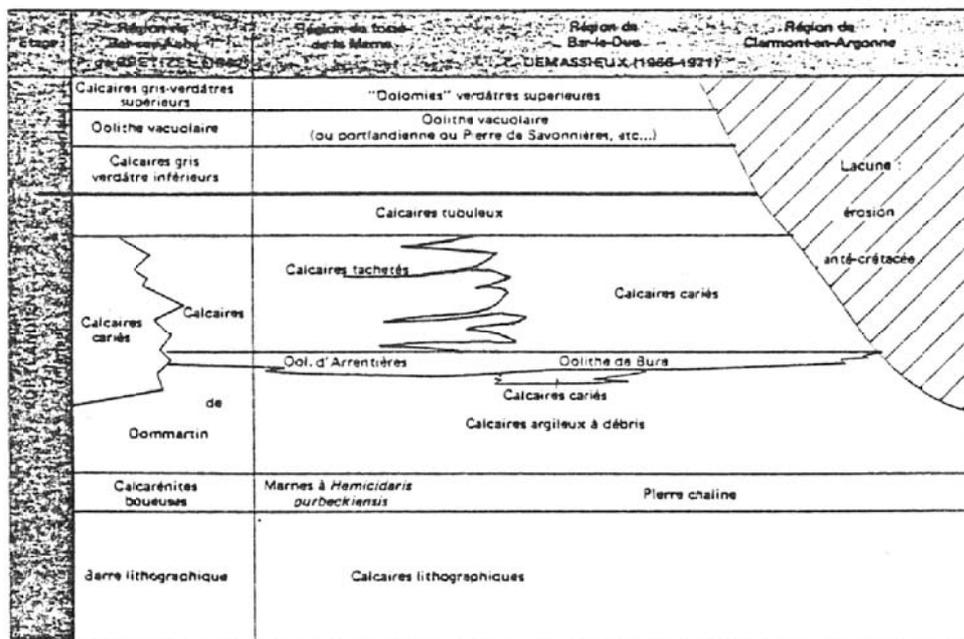
- L'Oolithe vacuaire est un calcaire à oolithes vidées par dissolution de leur partie centrale, avec gros éléments spongieux de calcarenites, imprégné d'hydrocarbures.

La puissance de cet horizon est toujours faible avec un maximum de 2 m à Joinville. Vers l'ouest, en direction du centre du bassin, on observe une modification progressive du faciès, avec intercalation de blocs anguleux provenant du remaniement du calcaire rose sous-jacent et on constate en 2 km la disparition de l'Oolithe vacuaire (Vaux-sur-Blaise).

- Les Calcaires gréseux supérieurs (ou Dolomies verdâtres supérieures) sont à l'affleurement peu différents de l'ensemble inférieur. Toutefois les éléments calcaires ont disparu, entièrement dolomitisés. On note également l'apparition d'argiles à gypse (L. DEMASSIEUX, 1971).

Cette succession de référence montre un certain nombre de variations latérales (P. de BRETZEL, 1962) à divers niveaux des Calcaires gréseux et en plusieurs régions de la Haute-Marne : calcaire fin rose reposant directement sur le Calcaire tubuleux oolithique, à Wassy ; passées de 30 cm de calcaire marneux micritique, banc grisâtre en position variable dans la séquence détritique à Domblain et au nord-ouest de Wassy ; banc de calcaire bréchique à ciment sparitique, remaniant les éléments du Calcaire gréseux sous-jacent à la Houppette ; banc massif de 2-3 m d'épaisseur d'un calcaire cristallin, brun à roux, extrêmement poreux, caverneux, à texture de meulière dans la vallée de la Tronchette, au sud de Moroncourt ; enfin, banc de lumachelle jaune foncée, formé uniquement de tests de petits bivalves (*Cyrena rugosa*) plus ou moins bioturbés, au nord-ouest de Joinville (ce niveau d'épaisseur variable se ramifie au sein des Calcaires gréseux gris verdâtre).

L'extension réelle des Calcaires gréseux inférieurs, de l'Oolithe vacuaire et des Calcaires gréseux supérieurs, n'est pas déterminée avec exactitude dans le



6.17 - Portlandien de Lorraine (L. DEMASSIEUX).

- Portlandien supérieur

Les formations portlandiennes à faciès purbeckien sont représentées en Lorraine par des Calcaires gréseux gris verdâtre ou Dolomie gris verdâtre (15 m), subdivisés dès 1841 par CORNUÉL en trois unités : calcaires gréseux inférieurs, Oolithe vacuaire, calcaires gréseux supérieurs.

P. de BRETZEL (1962) montre que l'Oolithe vacuaire ne forme qu'un épisode oolithique plus ou moins lenticulaire à l'intérieur d'une même unité lithologique. Mais à l'affleurement, les subdivisions proposées par J. CORNUÉL sont toujours utilisables (L. DEMASSIEUX, 1971).

détail. Vers l'est, nos connaissances sont limitées aux seuls affleurements. Vers le sud, la disparition de ces formations par érosion ou non dépôt, est constatée à proximité de Bar-sur-Aube (Aube), et vers le nord, dans le secteur de Revigny (Meuse).

* * * P. de S. DEBRAND-PASSARD et RIOUET

* Avec la collaboration de L. DEMASSIEUX.

II - TECTONIQUE ET SUBSIDENCE

Les paragraphes I et II sont extraits de : "La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation" par J. LE ROUX. Bull. Soc. Géol. France, 1980, (7), t. XXII, n°4, p. 655-662.

1. — LA STRUCTURE.

1) *La structure d'ensemble.* La structure des terrains secondaires constituant l'auréole orientale du Bassin de Paris est décelable dans ses très grandes lignes, sur la carte géologique de la France au millionième. C'est elle qui est responsable des protubérances triasiques et liasiques qui rompent la régularité des contours du bassin, ainsi que des sinuosités des limites d'étages. Il est possible de distinguer, du Nord au Sud (fig. 1) :

— le « synclinal » du Luxembourg, qui se prolonge jusqu'au Nord de Verdun ;

— l'« anticlinal » de Lorraine (ou de Pont-à-Mousson), qui s'étend depuis le bassin houiller de la Sarre jusqu'au Sud de Bar-le-Duc ;

— le « synclinal » de Sarreguemines (*s.l.*), dont le passage est encore décelable vers l'Ouest jusqu'au fossé de la Marne, où il influence le tracé du Crétacé inférieur ;

— le seuil morvano-vosgien, qui limite le Bassin de Paris, en assurant la transition avec le fossé de la Saône.

L'utilisation des termes « anticlinaux » et « synclinaux », qui paraît parfois abusive lorsqu'elle s'applique à des ondulations d'aussi faible amplitude que celles du Bassin de Paris, est héritée d'une longue tradition, et nécessitée par l'absence de termes mieux adaptés à leur description. Elle n'implique ni l'intervention d'une phase compressive ou de distension, ni une action synsédimentaire. Elle ne prétend que décrire l'architecture actuelle des formations sédimentaires. Les relations qu'il est possible de faire avec la sédimentation autorisent parfois, et pour des périodes limitées, l'utilisation de termes à implication sédimentologique tels que seuil, sillon, fosse, etc.

2) *Les structures souples.* Dans le détail, cependant, cette structure apparaît plus complexe. La carte de la figure 1 a été dressée à l'aide des levés structuraux déjà publiés [Le Roux, 1971, pour la bibliographie], et surtout grâce à l'exploitation des cartes géologiques au 1/50 000, complétée par leur étude géomorphologique et des levés complémentaires de terrain.

Le « synclinal » du Luxembourg, dans sa partie française, s'évase considérablement vers le Sud-Ouest, jusqu'à s'effacer totalement, et se complique d'ondulations secondaires dont les mieux marquées sont les « synclinaux » : « synclinal » ou flexure de Longwy-Verdun, dont la mise en place est anté-albienne, comme nous le verrons plus loin ; « synclinaux » d'Ottange et de Conflans...

L'« anticlinal » de Lorraine apparaît formé par une succession d'axes qui se relaient en échelon. Sa partie centrale (NNE de Nancy) est peu marquée.

Le « synclinal » de Sarreguemines (*s.l.*) s'interrompt en son milieu, dans la région de Nancy, tout comme l'« anticlinal » de Lorraine, et doit être décomposé en : un « synclinal » de Savonnières-en-Perthois - Dieulouard vers l'Ouest, et un « synclinal » de Sarreguemines (*s.s.*) vers l'Est. Celui-ci apparaît à son tour complexe, puisque occupé dans sa partie axiale par l'« anticlinal » de Morhange, et marqué sur son flanc sud-est par des ondulations perpendiculaires à son allongement, approximativement N 120° à N 150° E.

Quant au seuil morvano-vosgien (voussure de la Vôge), c'est une vaste ondulation à axe courbe, approximativement Est-Ouest dans la partie étudiée, dont la voûte effondrée est parcourue par de nombreuses failles.

3) *Les failles.* Les directions des failles apparaissent étroitement liées à la structure souple. C'est ainsi que le flanc nord du « synclinal » du Luxembourg est caractérisé par l'absence d'accidents cassants, tandis que son flanc sud est sillonné de fractures importantes N 30° E à N 50° E. L'« anticlinal » de Lorraine est tout aussi dissymétrique : son flanc nord est occupé par un faisceau de failles N 60° E qui devient N 30° E vers le Nord-Est, la plus septentrionale étant la faille de Metz, les plus méridionales, correspondant étroitement à l'axe de l'anticlinal, étant les failles de Seicheprey à Boulay ; son flanc sud, ainsi que l'ensemble du « synclinal » de Sarreguemines (*s.l.*) est, par contre, haché par des accidents perpendiculaires aux premiers (N 135° E). Au Sud de la faille de Vittel, dont on connaît l'importance régionale [Héritier et Villemain, 1971 ; Le Roux, 1975], l'effondrement axial de la voussure de la Vôge s'est opéré grâce au jeu complexe, en horsts et grabens, d'accidents N 40° E et N 120° E. Quant aux doubles failles, que leur style très particulier met à part, elles sont subordonnées au synclinal de Savonnières.

2. — RELATIONS AVEC LA SÉDIMENTATION¹.

A l'échelle de la région considérée, les variations lithologiques entre terrains de même âge sont faibles, voire inexistantes, si bien qu'il est possible de négliger la compaction différentielle et de considérer que la sédimentation compense approximativement la subsidence. Les zones à plus fortes épaisseurs de sédiments seront donc assimilées dans le texte aux aires les plus subsidentes.

6) *Au Lias*, les renseignements ne sont que fragmentaires pour le « synclinal » de Sarreguemines (*s.s.*), car les formations n'y affleurent que jusqu'au Sinémurien. Le « synclinal » de Savonnières cependant, n'a plus aucun rôle. Le seuil de Nancy s'estompe. C'est le sillon du Luxembourg qui est la structure dominante avec un total de dépôts avoisinant 600 m, contre 250 m pour une région allant du Sud de la faille de Metz jusqu'au Sud de Langres (fig. 3). L'action synsédimentaire de la faille de Metz est ici évidente : c'est elle qui limite au Sud la zone de subsidence maximale.

7) *Au Bajocien*, cette configuration persiste, avec cependant une subsidence moins marquée (fig. 4).

La partie située au Sud de la faille de Metz apparaît comme une zone stable où seules des variations de faciès apparaissent sur la plate-forme carbonatée. Peut-être faut-il voir dans la localisation des faciès de lagon (Calcaires compacts), aux environs de Neufchâteau, l'influence de la faille de Vittel ? Par contre, le sillon du Luxembourg (ici superposé au « synclinal » d'Ottange), se marque de façon très nette, à la fois au niveau des épaisseurs et des faciès (persistance de niveaux terrigènes : Calcaires siliceux de l'Orne, Marnes du Jarnisy). Les isopaques (fig. 5) montrent en outre un jeu important des failles qui sillonnent le compartiment messin. Certains accidents ont acquis à cette époque une partie importante de leur rejet actuel : le rejet de la faille de Friauville, par exemple, est de 40 m au toit du Bajocien, et de 80 m au toit de l'Aalénien. Le même phénomène peut s'observer dans la Formation ferrugineuse (Toarciens-Aalénien), bien qu'à une échelle plus réduite [Bubenicek, 1970 ; Le Roux *et al.*, 1978].

¹. Depuis la publication de cet article, l'auteur a entrepris la confection d'une série complète d'isopaques dans l'Est du Bassin de Paris, ce qui conduit à faire évoluer les conceptions sur la répartition et la permanence des aires de subsidence. Une mise au point est faite au paragraphe III.

8) *Au Malm*, le sillon du Luxembourg continue son fonctionnement pendant le Callovien et l'Oxfordien (Argiles de la Woëvre). Il faut aller ensuite jusqu'au Portlandien pour déceler à nouveau une liaison entre la tectonique et la sédimentation. C'est le sillon de Savonnières qui, après une longue période de sommeil, se manifeste à nouveau, à la fois pendant le dépôt du Portlandien, et lors de la transgression du Crétacé inférieur sur la surface érodée du Jurassique (fig. 6). Les isopaques représentent la puissance des formations comprises entre le mur de l'Albien et les différentes formations du Jurassique qu'il recouvre successivement, obtenues par superposition des cartes en isohypses au 1/50 000 réalisées à partir des cartes géologiques. Elles représentent la géométrie du bassin avant le dépôt de l'Albien [Boehm *et al.*, 1980] et permettent, avec d'autres leviers au Crétacé anté-albien, de réaliser la coupe de la figure 7, sur laquelle il est visible que la subsidence, si elle s'est localisée approximativement sur l'axe du « synclinal » de Savonnières au Portlandien, s'est cependant déplacée légèrement vers le Sud au Crétacé inférieur. Avant l'Albien une flexure importante s'est mise en place vers l'Ardenne (flexure ardennaise) qui est à l'origine de l'accélération de la discordance à partir du Nord de Verdun. Cette flexure n'a plus joué ensuite, comme en témoigne l'allure des isohypses du Crétacé dans cette région (fig. 1). Le bord nord du « synclinal » du Luxembourg (flexure de Longwy-Verdun) était donc entièrement structuré dès cette époque.

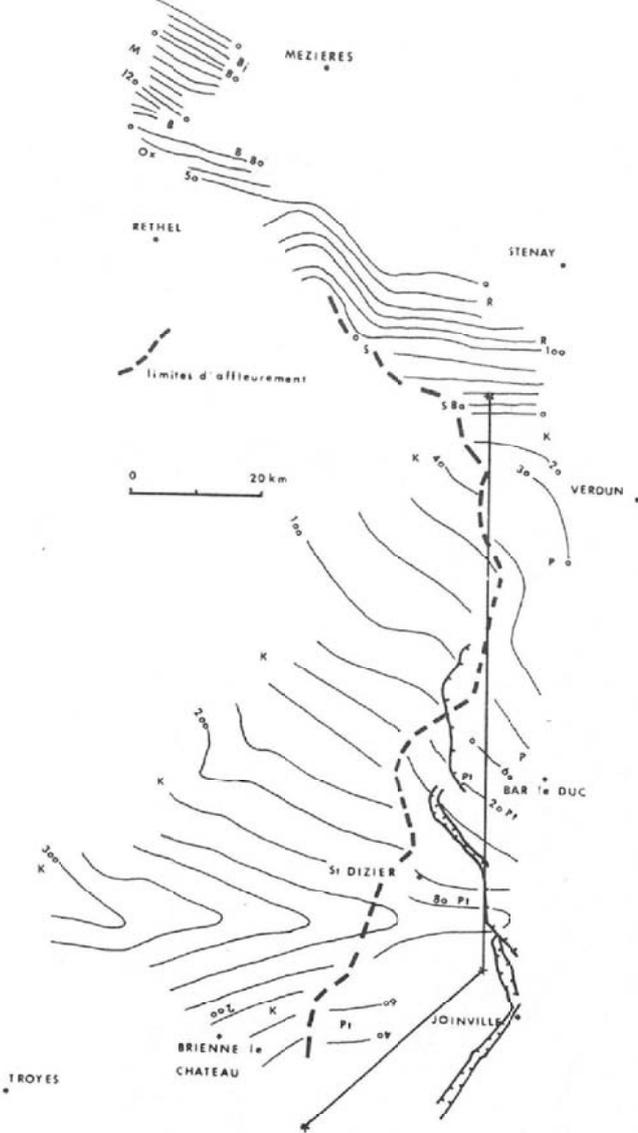


FIG. 6. — Le synclinal de Savonnières avant l'Albien. La flexure ardennaise.

Les isopaques (équidistance : 20 m) représentent la puissance des formations comprises entre le mur de l'Albien et (du Nord au Sud) le toit de : Bj.: Toarcien ; M : Marnes à *Ostrea acuminata* (Bajocien supérieur) ; B : Bathonien oolithique ; Ox : Oxfordien s.s. ; R : Rauracien ; S : Séquanien ; K : Kimméridgien ; P : calcaires sublithographiques inférieurs ; Pi : calcaires tubuleux du Portlandien inférieur. La ligne brisée représente la trace de la coupe de la figure 7.

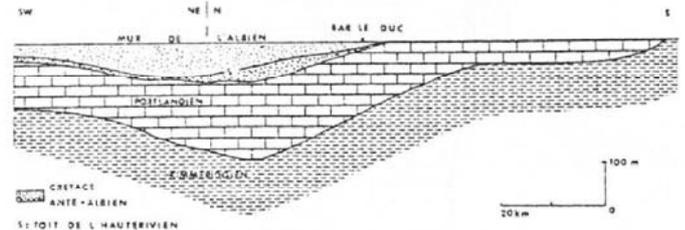


FIG. 7. — Coupe dans le Synclinal de Savonnières avant l'Albien.

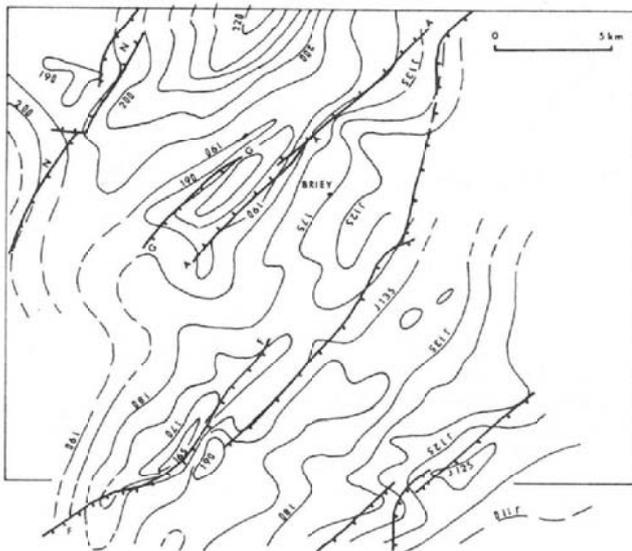


FIG. 5. — Isopaques du Bajocien sur la coupe au 1/50 000 de Briey.

180 : isopaque du toit de la Formation ferrugineuse (Aalénien), au toit de la Caillasse à *Anabacia* (Bathonien inférieur) ; J 130 : isopaque du toit de la Formation ferrugineuse, au toit de l'Oolithe de Jaumont (Bajocien supérieur) ; failles de : A, Avril ; G, Génaville ; F, Friaucourt, N, Norroy.

Fig. 3 et 4 (la faille de Metz au Lias et au Dogger) : Voir la présentation générale du Jurassique lorrain.

3. - LES GRANDES LIGNES DE LA SUBSIDENCE DANS L'EST DU BASSIN DE PARIS PENDANT LE JURASSIQUE.

1) Globalement, l'image des isopaques de l'ensemble Lias-Dogger calcaire (fig.), donne la distribution des aires de subsidence telles qu'elles ont fonctionné pendant le Jurassique.

- l'ensemble Lorraine-Champagne est une gouttière qui prolonge l'ombilic de subsidence situé en marge occidentale. Ses limites sont :

- . au Nord, la flexure ardennaise, bien apparente entre Mézières et Hirson,
- . au Sud, la frontière entre le bloc ardennais et le bloc bourguignon (faille de Vittel) ;

- à l'intérieur de cette gouttière, un seuil allongé grossièrement Nord-Sud (seuil de l'Argonne, ou de Ste Menehould, compliqué du seuil de Chalons) sépare deux sillons. L'un au Sud-Ouest, allongé le long de la faille de Vittel (sillon de Champagne méridionale) ; l'autre, au Nord-Est, dans le prolongement du "synclinal" du Luxembourg (sillon de Lorraine septentrionale). La Lorraine centrale et méridionale, de Metz à Neufchâteau, apparaît comme une zone plus stable, à subsidence intermédiaire entre celle du bloc bourguignon et des sillons, limitée par des flexures.

2) Les isopaques partielles, et à fortiori les isopaques cumulées du Jurassique, restituent la même image, à des détails près, même à la fin des temps portlandiens où l'érosion du bord septentrional du bloc ardennais ne se traduit que par une exagération de la flexure.

Deux exceptions à cette règle :

- a - Le Lias inférieur assure la transition avec le Keuper et voit la mise en place progressive des aires subsidentes ;
- b - L'ensemble callovo-oxfordien, pendant lequel le phénomène principal est une série d'oscillations dont la résultante est le dépôt d'une série sensiblement isopaque entre les deux limites permanentes de la flexure ardennaise et de la faille de Vittel.

3) Le contrôle tectonique (sauf le cas particulier du synclinal du Luxembourg) ne semble pas être assuré par des accidents cassants mais par des flexures, elles-mêmes subordonnées à des failles actuellement exprimées (sauf en ce qui concerne la flexure ardennaise pour laquelle aucun accident n'est encore connu). Ce manque de corrélations nettes entre failles et zones de subsidence est certainement lié pour partie à une densité insuffisante de forages et pour partie à une orientation défavorable des accidents du socle pendant la période d'affaissement du bassin.

ISOPAQUES DE L'ENSEMBLE LIAS - DOGGER

par J LE ROUX 1982

