

DUGW STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION

Subkommission

für Jura-Stratigraphie

EXCURSION EN LORRAINE

Nancy 3-5 Mai 1989



DURAND	Marc
HANZO	Micheline
LATHUILIERE	Bernard
LE ROUX	Jacques
MANGOLD	Charles

UNIVERSITE DE NANCY I

Laboratoire de Géologie des Ensembles sédimentaires

En couverture : Vue de la place Stanislas, gravure de L. ROBIN

LABORATOIRE de GEOLOGIE des ENSEMBLES SEDIMENTAIRES (GES)

Domaine scientifique Victor Grignard

Université de Nancy I

B.P. 239

54506 Vandœuvre-les-Nancy (France)

Tél. : 83.91.20.00

DUGW STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION

Subkommission für Jura-Stratigraphie

EXCURSION EN LORRAINE

Nancy 3-5 Mai 1989

DURAND	Marc
HANZO	Micheline
LATHUILIERE	Bernard
LE ROUX	Jacques
MANGOLD	Charles

UNIVERSITE DE NANCY I

Laboratoire de Géologie des Ensembles sédimentaires

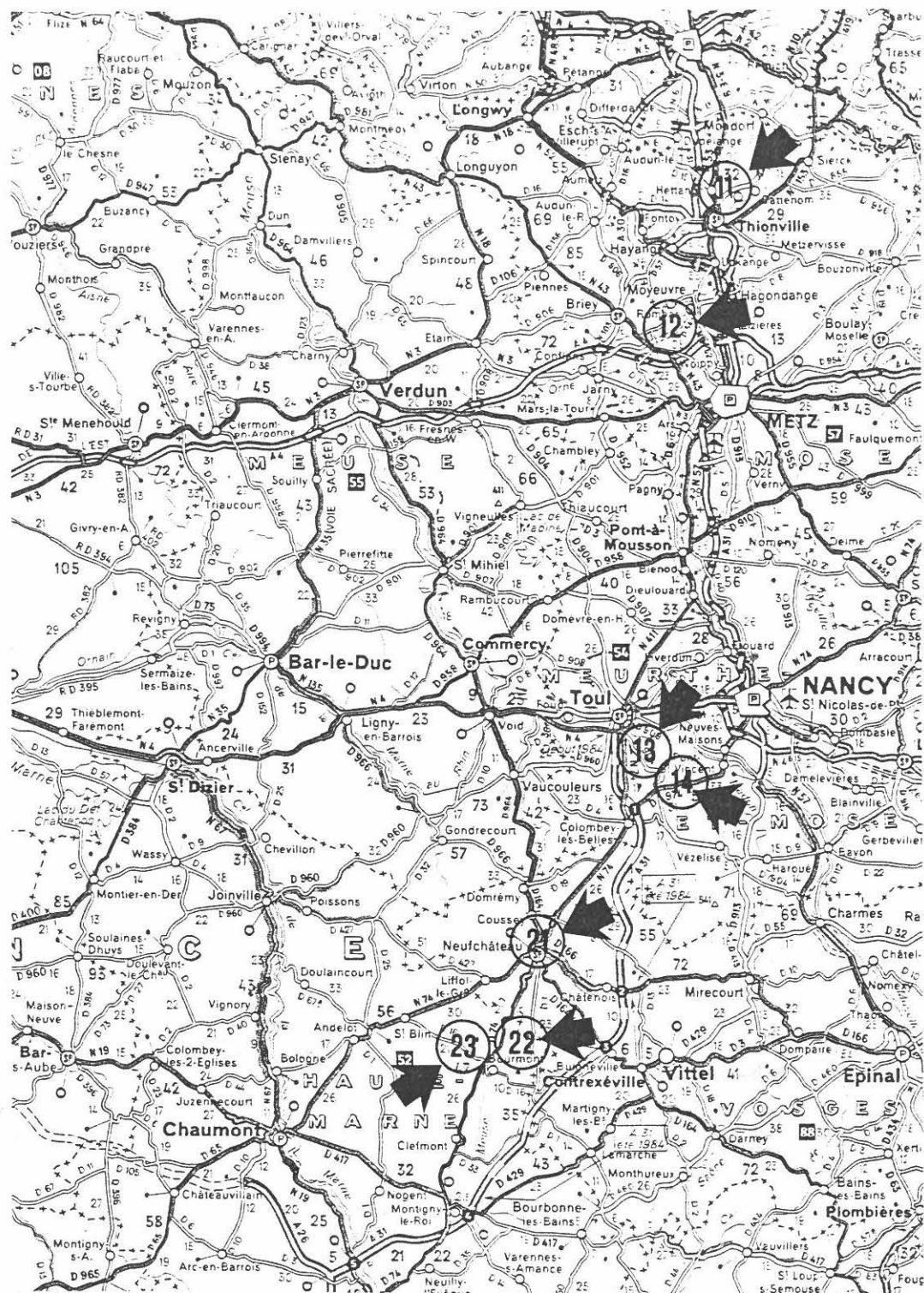


Fig. 1 - ITINERAIRE GENERAL

PROGRAMME LORRAIN

Mercredi 3 Mai 1989

A partir de 14 h 00 réception des participants.

Visite des musées et de la ville.

Hébergement à l'hôtel des Balladins (tél. 83.57.63.63).

Jeudi 4 Mai 1989

7 h 30 départ sur Hettange-Grande par l'autoroute de contournement de Nancy, l'autoroute A 31 de Metz jusqu'à Thionville ; à la sortie de cette ville prendre la direction d'Hettange-Grande.

- 1.1 8 h 30 - 10 h 00 : visite du stratotype dans la carrière Gries.
10 h 00 par Thionville, et l'autoroute A 31 en direction de Metz jusqu'à l'échangeur de Mondelange, puis D 47 jusqu'à Rombas et D 54 à Malancourt-la-Montagne.

- 1.2 10 h 30 - 12 h 30 : visite de la carrière de Malancourt
12 h 30 - 14 h 00 : déjeuner à Toul

14 h 00 - 15 h 00 :

- 1.3 15 h 00 - 16 h 00 : visite de la carrière de Bicqueley
16 h 30 - 17 h 00 : D 904 puis direction Nancy

- 1.4. 17 h 00 - 19 h 00 : Visite de la carrière de Viterne
19 h 00 retour à l'hôtel des Baladins

Vendredi 5 Mai 1989

7 h 30 départ sur Neufchâteau par RN 74

- 2.1 8 h 30 - 9 h 30 : arrêt à l'entrée de Neufchâteau
9 h 30 - 9 h 45 : par D 1 rejoindre Sommerécourt

- 2.2 9 h 45 - 10 h 45 : visite de la carrière de Sommerécourt
10 h 45 - 11 h 00 : par Bourmont et D 16 en direction de St Blin

- 2.3. 11 h 20 - 12 h 00 : visite de l'affleurement d'Illood
12 h 30 - 13 h 00 : par D 16 et RN 74 jusqu'à Chaumont (déjeuner)

TABLE DES MATIERES

	pages
INTRODUCTION	7
LITHOSTRATIGRAPHIE DU JURASSIQUE LORRAIN	11
La transgression liasique	14
La plate-forme carbonatée du Dogger	16
Les argiles de la Woëvre	18
La plate-forme carbonatée oxfordienne	19
Retour à la mer ouverte	20
La régression portlandienne et l'émersion fini-jurassique	20
CADRE STRUCTURAL - RELATIONS AVEC LA SEDIMENTATION	21
La structure	22
Relations avec la sédimentation	25
STRATIGRAPHIE ET PALEOENVIRONNEMENTS	27
Le terrigène dans le Calcaire à gryphées	28
La plate-forme carbonatée du Jurassique moyen	29
Présentation séquentielle	29
Les faciès à coraux du Bajocien de Lorraine	33
PREMIERE JOURNEE	37
Arrêt 1.1 - Hettange-Grande	38
Arrêt 1.2 - Malancourt-la-Montagne	41
Arrêt 1.3 - Bicqueley	44
Arrêt 1.4 - Viterne	47
DEUXIEME JOURNEE	50
Arrêt 2.1 - Neufchâteau	51
Arrêt 2.2 - Sommerécourt	54
Arrêt 2.3 - Illoud	51
BIBLIOGRAPHIE	57

LISTE DES FIGURES

	pages
Fig. 1 - Itinéraire général.	1
Fig. 2 - Cadre géologique de l'excursion.	8
Fig. 3 - Cadre structural et paléogéographie au Trias et au Permien.	9
Fig. 4 - Paléogéographie au Jurassique.	10
Fig. 5 - Unités lithostratigraphiques du Jurassique lorrain.	12
Fig. 6 - Morphologie, réseau hydrographique et régions naturelles de la Lorraine-Champagne.	13
Fig. 7 - Coupe E.W. de la Lorraine et de la Champagne. Géologie, morphologie, régions naturelles, végétation et cultures.	14
Fig. 8 - Coupe schématique du Lias en Lorraine.	14
Fig. 9 - Paléogéographie de la France à l'Hettangien.	15
Fig. 10 - Paléogéographie de la France au Bajocien inférieur.	17
Fig. 11 - Les variations d'épaisseur du Jurassique moyen le long des affleurements de l'Est du bassin de Paris.	18
Fig. 12 - Oxfordien et Kimméridgien inférieur de la vallée de la Bar à la vallée de la Marne.	19
Fig. 13 - Structure de l'Est du Bassin parisien.	23
Fig. 14 - Carte structurale de l'auréole orientale du Bassin de Paris.	24
Fig. 15 - Isopaques du Bajocien sur la coupure 1/50 000 de Briey.	26
Fig. 16 - Le synclinal de Savonnières avant l'Albien.	26
Fig. 17 - Coupe dans le synclinal de Savonnières avant l'Albien.	26
Fig. 18 - Coupes schématiques des forages montrant l'Hettangien.	28
Fig. 19 - Puissances des séquences du Jurassique moyen de Lorraine.	31
Fig. 20 - Répartition des faciès à coraux au cours de la zone à <i>Humphriesianum</i> en France.	33
Fig. 21 - Les organismes associés aux coraux lamellaires.	34
Fig. 22 - La carrière Gries à Hettange.	38
Fig. 23 - Coupes d'Hettange.	39
Fig. 24 - Différents types de discontinuités sédimentaires à Hettange.	40
Fig. 25 - Panorama de la carrière de Malancourt.	42
Fig. 26 - Plan de la carrière de Bicqueley.	44
Fig. 27 - Faisceaux à litage oblique dans la carrière de Bicqueley.	45

Fig. 28 - Modèle de barrière oolithique sous-marine de type "Bahamas" d'après les exemples de Cat Cay (Ball, 1967) et de Lily Bank (Hine, 1977) ; modifié de Sellwood (1978).	46
Fig. 29 - Panoramas de la carrière de Viterne.	48
Fig. 30 - Situation des arrêts dans la partie supérieure de la plate-forme carbonatée du Jurassique moyen.	51
Fig. 31 - Principales unités de faciès au sein de la lithocline bathonienne.	53
Fig. 32 - Répartition des traces d'émersion au sein des Calcaires compacts de Neufchâteau.	53
Fig. 33 - Panoramas de la carrière de Sommerécourt.	55

INTRODUCTION

La Lorraine, terre de passage et d'invasion, s'étend à l'W des Vosges depuis la Belgique et le Luxembourg au N jusqu'aux plateaux de la Haute-Saône au SSW et à l'éperon de Bourgogne au SW et forme la marge orientale du Bassin de Paris.

Sa structure générale est commandée (Le Roux, 1980) entre les blocs ardenno-rhénan et arverno-vosgien par la faille de Vittel (Sud), prolongement de la faille du pays de Bray et par la faille de Metz (Nord) séparant le synclinal de Luxembourg au NW de l'ensemble synclinal de Sarreguemines-anticlinal de Lorraine au SE.

A l'aube du Jurassique, après la planation post-hercynienne polycyclique qui s'achève au Trias, les seuls reliefs émergés sont formés par l'axe Londres-Brabant-Hunsrück-Eifel (terre ardenno-rhénane) sans doute relié à l'W au Massif armoricain. La structure positive de Bourgogne (Rat, 1987) et le massif Vosges-Forêt Noire sont alors submergés par une mer venue de l'Europe continentale, héritière de la mer germanique. Les influences germaniques se poursuivent pendant tout le Jurassique inférieur, marqué par l'arrivée répétée de produits détritiques grossiers en provenance du N et du NE : Grès d'Hettange ou du Luxembourg (Hettangien à Sinémurien), Grès médio-liasique (Domérien supérieur, Zone à Spinatum), Grès de Bourmont (Toarcien inférieur, Zone à Tenuicostatum) et Grès supraliasique (Toarcien supérieur, Zone à Insigne). D'une manière générale, les dépôts argileux l'emportent sur les carbonates.

Au Toarcien supérieur s'amorce un régime instable à nombreuses perturbations sédimentaires qui se traduit par des lacunes ou des corps lenticulaires condensés (Formation ferrifère = Minette du Toarcien supérieur et de l'Aalénien).

Avec le Bajocien, s'installent les grandes plates-formes carbonatées du Jurassique moyen débutant toujours par des calcaires à entroques, suivis de constructions récifales au Bajocien inférieur (Zone à Humphriesianum). La deuxième plate-forme s'achève à la fin du Bathonien inférieur (Zone à Zigzag) en Lorraine centrale et méridionale. Vers le Nord elle atteint le Bathonien supérieur et en Bourgogne le Callovien inférieur (Zone à Gracilis). Ces milieux de plate-forme s'évanouissent grâce à l'installation d'un régime sédimentaire dominé par les téléterrigènes de transition vers le bassin (Argiles de la Woèvre, Callovien à Oxfordien inférieur).

Au cours du Jurassique supérieur, après le dépôt du Terrain ou Argiles à chailles (Z. à Cordatum, Z. à Plicatilis) se développent deux nouvelles plates-formes carbonatées très étendues. A l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur de nombreux indices d'émersion, de milieux protégés ou confinés témoignent de nouvelles terres à l'affleurement sur l'ensemble Vosges-Forêt Noire mais aussi sur le Massif Central français. La sédimentation l'emporte sur la subsidence de sorte qu'après l'installation épisodique de faciès particuliers de plate-forme interne à Astartes, à Ptérocères (Kimméridgien inférieur), vasière à *Exogyra virgula* (Kimméridgien supérieur) les plate-formes carbonatées de milieu ouvert disparaissent. Le Portlandien inférieur comme le Kimméridgien supérieur est dominé par un milieu marin restreint maintenant sous influence subboréale (*Gravesia*). Ce confinement va en s'accroissant jusqu'aux faciès saumâtres et dulçaquicoles, du Purbeckien, puis continentaux du Wealdien lorsque ceux-ci ont échappé à l'importante érosion antécédente.

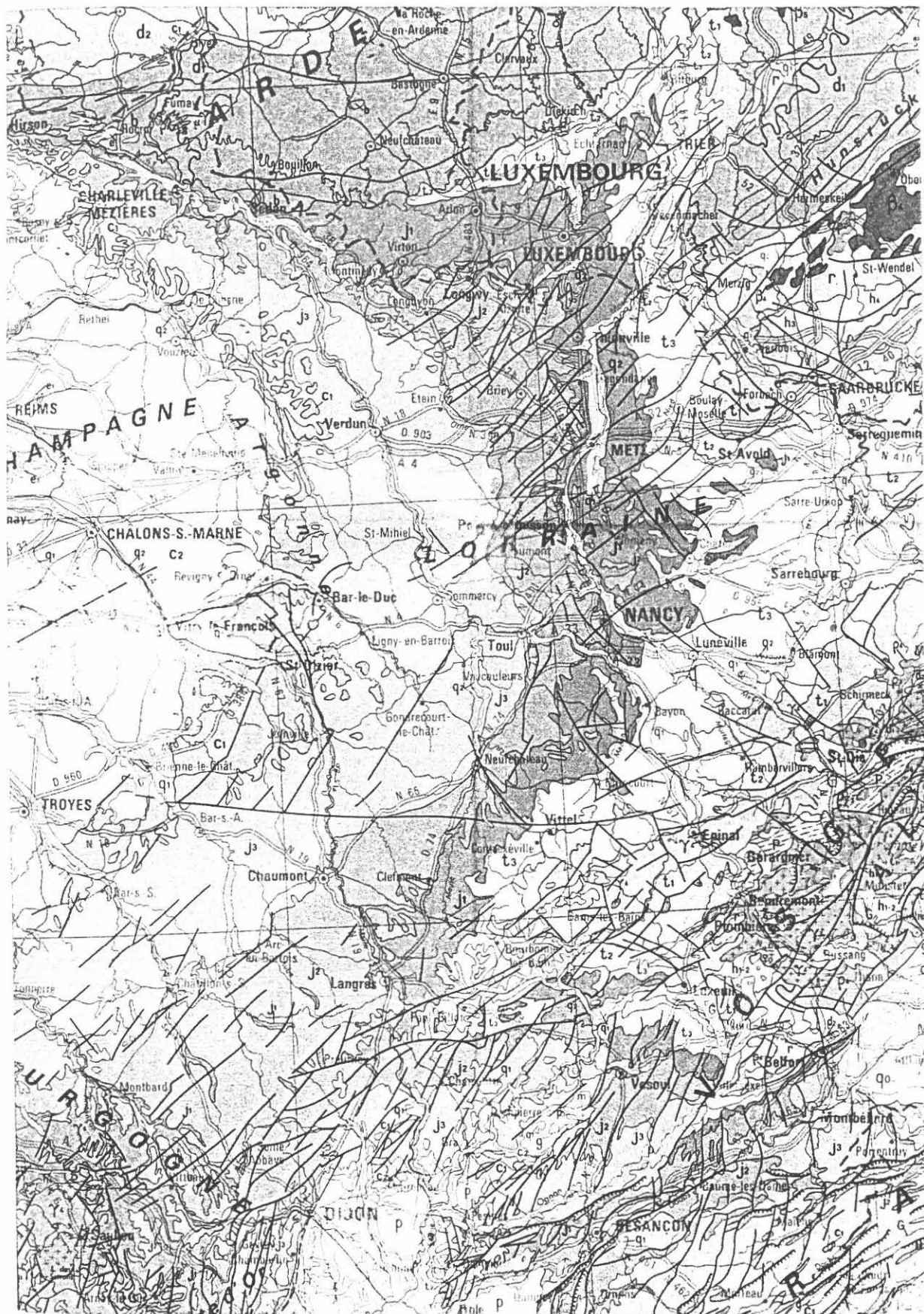
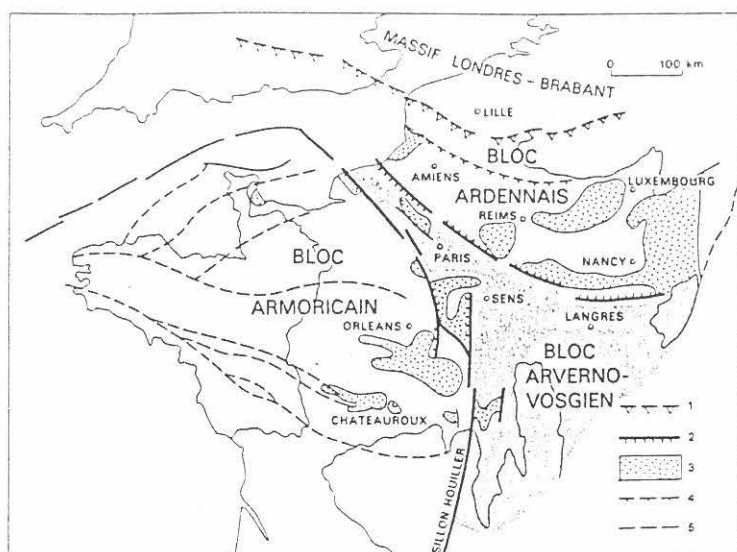


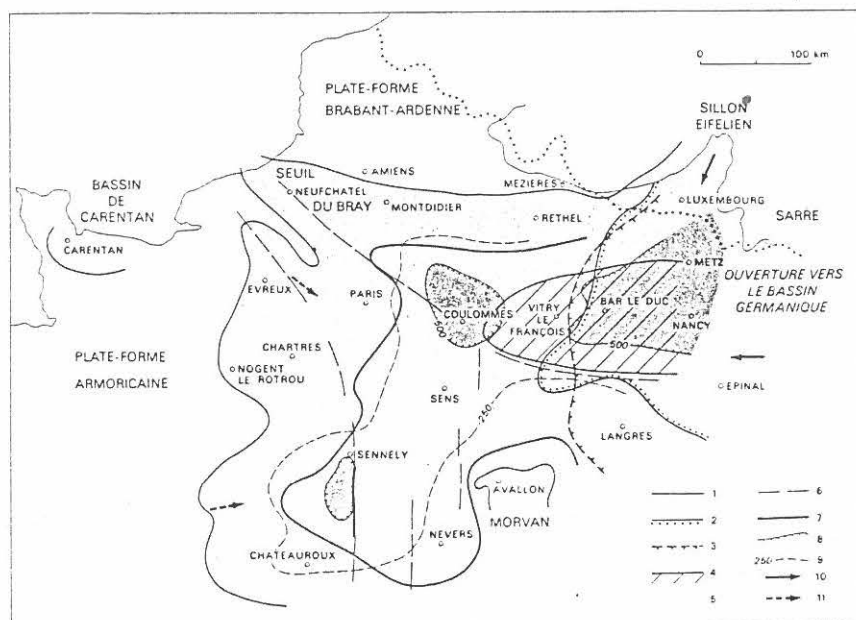
Fig. 2 - Cadre géologique de l'excursion

Carte géologique de la France et de la marge continentale
à 1/1,5 M^o, 1980 B.R.G.M. service géologique National



— Schéma structural du socle du bassin et localisation des principaux bassins permien (d'après N. DEBEGLIK et al.).

1. Front varisque — 2. Principales fractures du socle (et rejet) — 3. Bassins permien — 4. Limite nord d'extension du Permien sur le bloc ardennais — 5. Limites des principales unités structurales du massif armoricain.

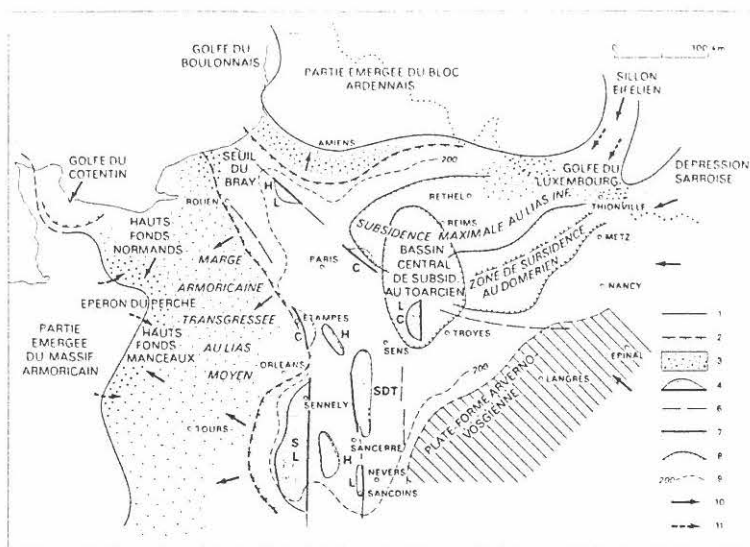


— Schéma paléogéographique au Trias (d'après P. MAGET et al.).

1. Extension maximale des dépôts triasiques — 2. Limite d'extension du Buntsandstein — 3. Limite d'extension des formations marines carbonatées du Muschelkalk — 4. Sel du Keuper — 5. Extension des argiles à anhydrite du Keuper — 6. Fractures du socle — 7. Fractures ayant rejoué à cette époque — 8. Zones de subsidence maximale au cours de cette période — 9. Courbes isopaques — 10. Direction des transgressions — 11. Direction des apports.

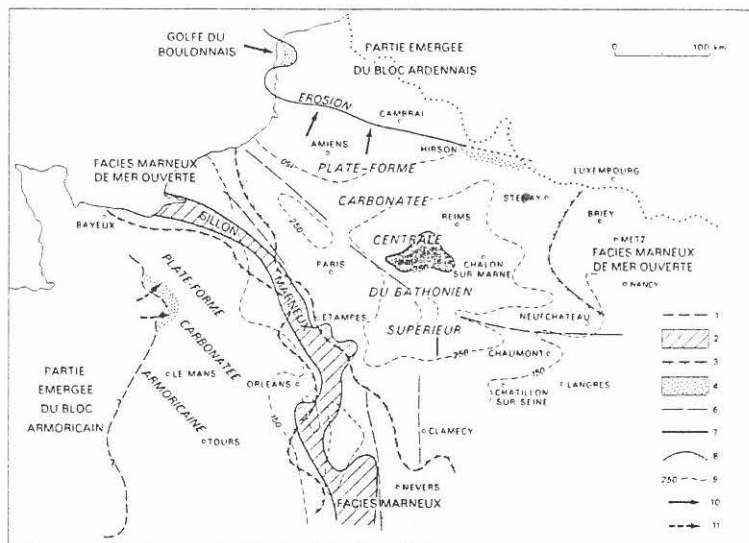
Fig. 3 - Cadre structural et paléogéographie au Trias et au Permien.

In : Synthèse géologique du Bassin de Paris, vol. 1, Mem. B.R.G.M., n° 101, 1980, p. 438-440.



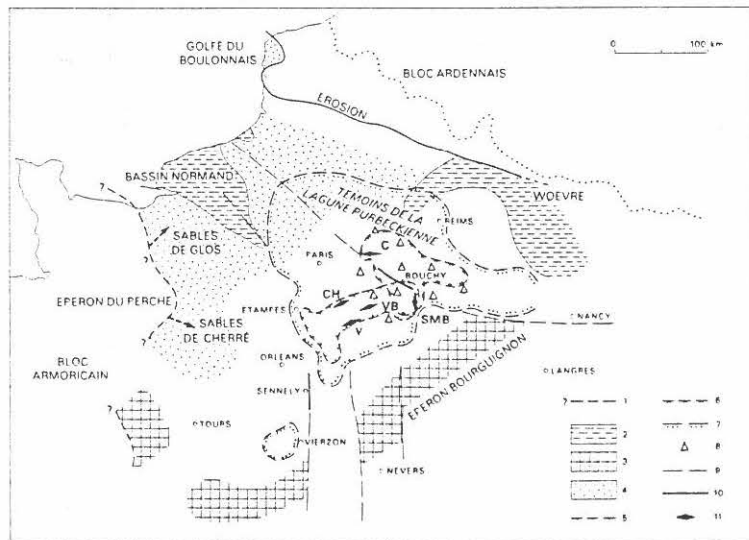
— Schéma paléogéographique au Lias (d'après A. Lefayrais et al.)

1. Extension maximale des dépôts liasiques — 2. Extension des dépôts marins du Sinémurien inférieur — 3. Facies pélagique dominant à certaines époques du Lias — 4. Subsidence locale en général le long de fractures (H à l'Hettangien — S au Sinémurien — L au Lotharingien — C au Carisien — D au Domérien — T au Toarcien) — 6 à 11. Voir figure précédente.



— Schéma paléogéographique au Jurassique moyen (d'après P. Dubois et al.)

1. Extension maximale des dépôts du Jurassique moyen — 2. Sillon marneux des Marnes à Acuminata — 3. Limite d'extension des plates-formes carbonatées au Bathonien supérieur — 4. Apports détritiques — 6 à 11. Voir figures précédentes.



— Schéma paléogéographique au Jurassique supérieur (d'après S. Derrand-Passard)

1. Extension maximale des dépôts du Jurassique supérieur — 2. Marnes calcaires-oxfordiennes puissantes (> 150 m) — 3. Oxfordien inférieur réduit ou absent — 4. Extension des faciès sabineux de l'Oxfordien supérieur — 5. Zone de subsidence maximale du Kimmeridgien (> 175 m) — 6. Idem, au Portlandien (> 175 m) — 7. Extension des faciès purbeckiens — 8. Idem, avec anhydrite — 9. Fractures du socle — 10. Fractures ayant rejoint au cours du Jurassique supérieur — 11. Anticlinaux anté-kimmeridgiens ou ayant rejoint à cette époque (C. Culois — SMB. Saint-Martin-de-Rossey — CH. Chailly — V. Villemer — VB. Valenciennes-Brie).

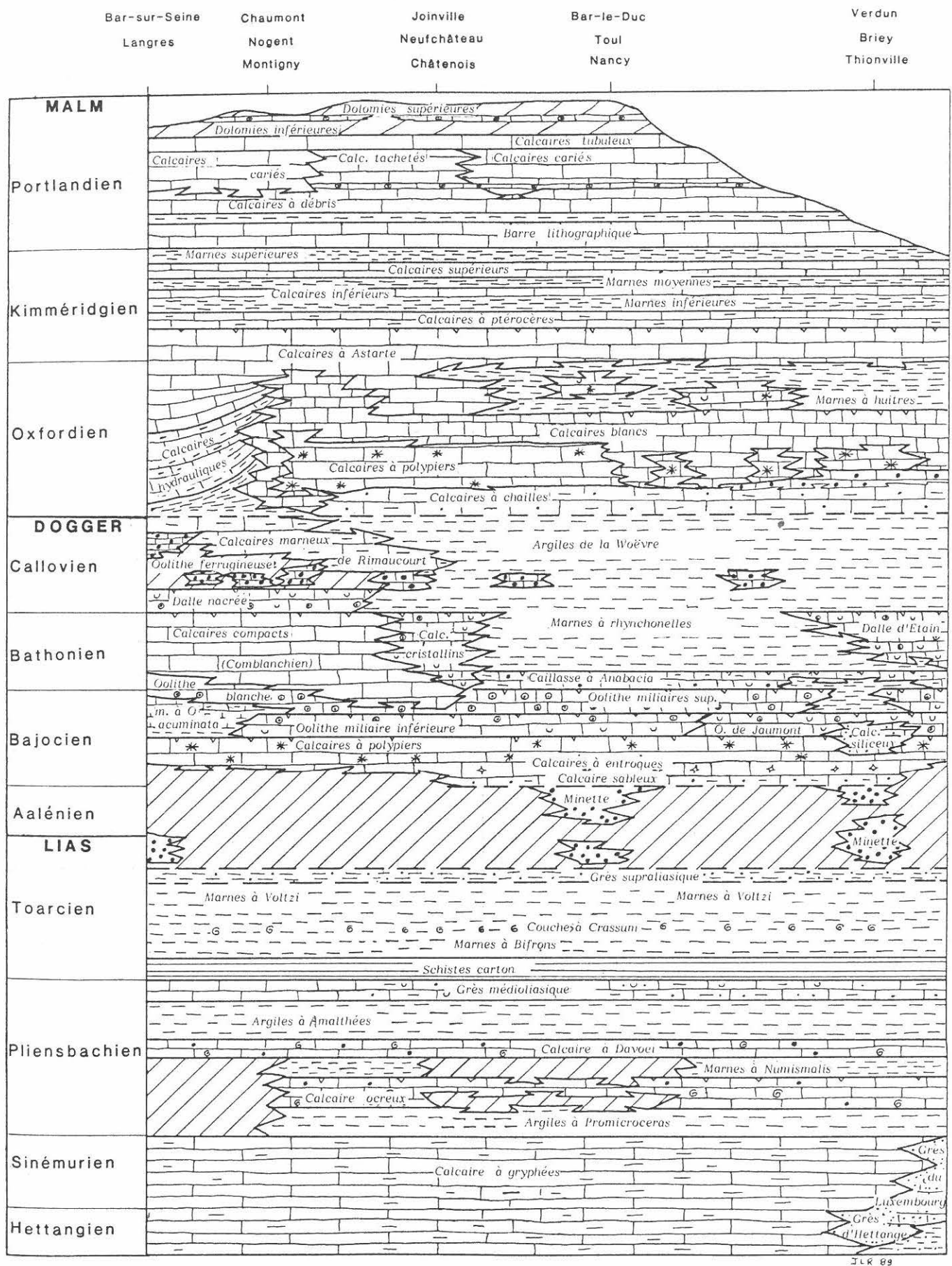
Fig. 4 -

Paléogéographie au Jurassique.

In : Synthèse géologique du Bassin de Paris, vol. 1, Mem. B.R.G.M., n° 101, 1980, p. 442, 444, 445.

L I T H O S T R A T I G R A P H I E .
 D U J U R A S S I Q U E
 L O R R A I N

Fig. 5 - UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES du JURASSIQUE LORRAIN



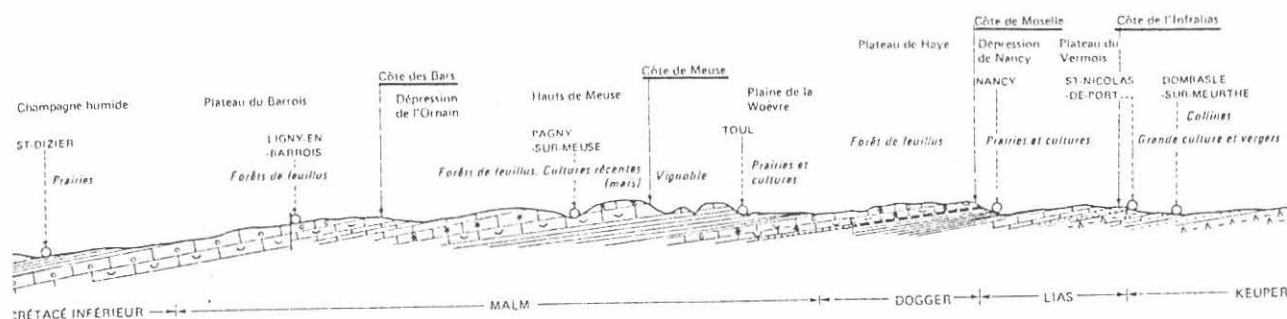


Fig. 7 - Coupe E-W de la Lorraine et de la Champagne. Géologie, morphologie, régions naturelles, végétation et cultures.

Cette alternance régulière dans le paysage masque cependant une réalité plus complexe et une grande variété des milieux de sédimentation.

La transgression liasique

Contrastant avec les Argiles de Levallois, pratiquement azoïques, qui terminent le Trias, la sédimentation liasique riche en faune traduit rapidement une ouverture sur le domaine marin. D'abord carbonatée et riche en organismes benthiques (Calcaire à gryphées), la sédimentation évolue vers les argiles (Argiles à *Promicroceras*) révélant un probable approfondissement du milieu. Le domaine sédimentaire est essentiellement argileux, largement ouvert sur la mer, jusqu'au Toarcien supérieur ; cependant il est possible d'y distinguer trois ensembles argileux séparés par :

- un épisode carbonaté et condensé (Calcaire ocreux, Calcaire à Davoei),
- un épisode carbonaté et argilo-carbonaté détritique terrigène (Grès médioliasique),
- un épisode terminal plus détritique (Grès supraliasique), intimement lié à une période de vacuité sédimentaire à cheval sur le Toarcien et l'Aalénien.

Les épaisseurs sont maximales dans la partie septentrionale de la Lorraine, au nord de la faille de Metz où se fait sentir en outre la proximité du Massif ardennes-rhénan (Grès d'Hettange, Grès du Luxembourg). Des décharges détritiques gréseuses existent à cette époque en bordure ardennaise jusque dans le Toarcien. La proximité de l'Ardenne est sensible également dans le Grès médioliasique : de carbonaté au Sud, il devient progressivement argilo-silteux puis grés-carbonaté au Nord.

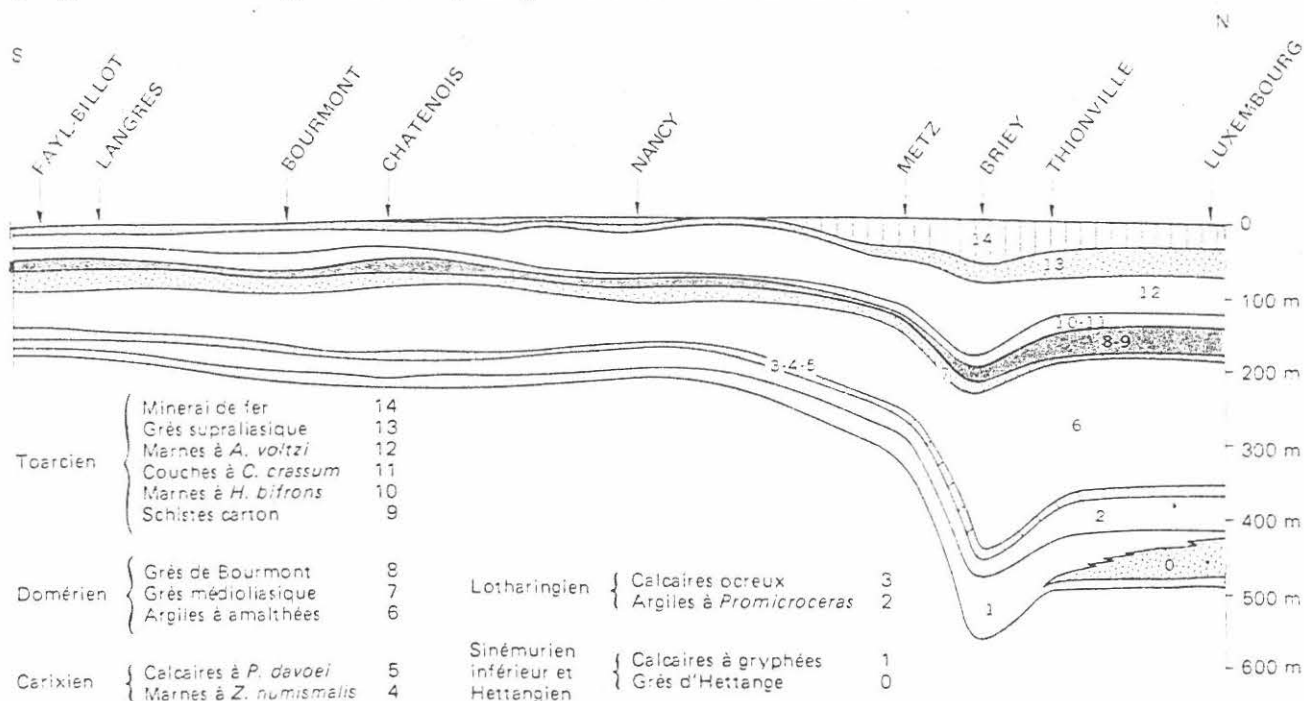


Fig. 8 - Coupe schématique du Lias en Lorraine (M. HANCO).

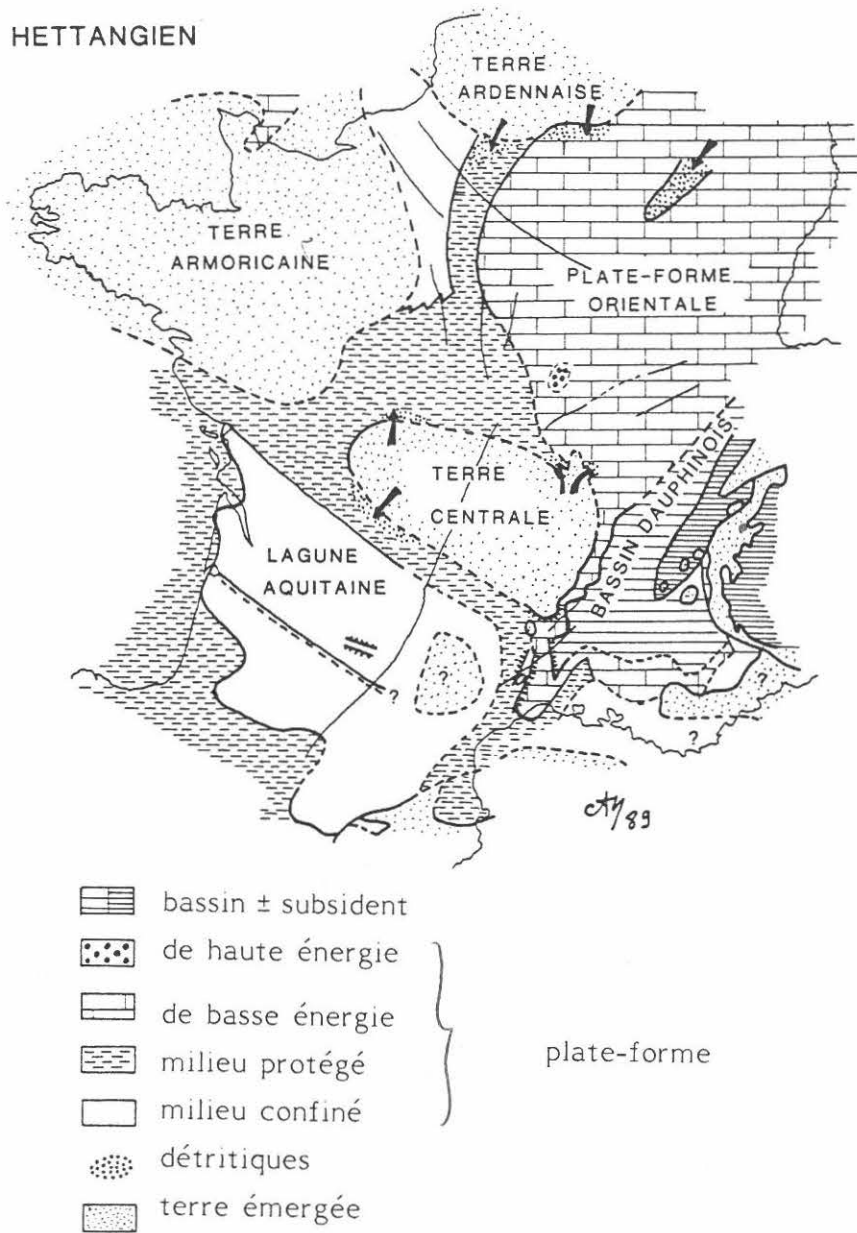


Fig. 9 - Paléogéographie de la France à l'Hettangien.

In : C.F.E.J. (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. Docum. Lab. Géol. Lyon, h.S. 5.

Le maximum de la transgression correspond au dépôt des Schistes carton (ou Schistes bitumineux). Un épisode régressif s'amorce au sommet du Lias. Annoncé par un enrichissement en silts des Marnes à Voltzi, il se poursuit par une période où dominent les lacunes de sédimentation qui s'étendent du Lias supérieur au Bajocien inférieur, d'autant plus importantes que l'on se déplace vers le Sud. Seules quelques "flaques" éparses, conglomératiques, permettent de déceler une sédimentation condensée enrichie en matériel ferrugineux. C'est à cette époque que se développent les deux bassins ferrifères lorrains de Nancy et Briey : minerais argilo-silteux ou argilo-carbonaté à oolites ferrugineuses, les couches de Minette atteignent 12 m à Nancy et 60 m dans le bassin de Briey et révèlent de fortes influences continentales.

La plate-forme carbonatée du Dogger

La sédimentation reprend en Lorraine centrale (Nancy-Metz) dès la base du Bajocien, plus tardivement sur les bordures (Ardennes, Bourgogne). Elle s'annonce franchement marine (Marnes micacées) et évolue rapidement vers les calcaires. Ainsi se met en place la première plate-forme carbonatée du Jurassique.

L'évolution de cette plate-forme est complexe et se traduit :

- d'une part par une évolution verticale séquentielle ; trois épisodes, au moins, dont un essentiellement récifal (Calcaires à polypiers) et deux oolithiques (Oolites miliaries) peuvent ainsi être distingués en Lorraine.
- d'autre part par une évolution dans l'espace qui révèle un retour à une sédimentation argileuse de mer ouverte en Lorraine centrale et le développement simultané d'un dispositif de barrière oolithique et bioclastique au Nord (Dalle d'Etain) et au Sud (Calcaires cristallins) enserrant un vaste lagon à sédimentation confinée calme (Calcaires compacts ou Comblanchien de la plate-forme interne) allongé depuis la Bourgogne jusqu'au centre du Bassin de Paris. Calcaires cristallins et dalle d'Etain font donc partie d'une même barrière qui sépare le Comblanchien (lagon) des Marnes à rhynchonelles (mer ouverte). Cette barrière décrit un arc de cercle à concavité tournée vers l'Est, évitant la partie centrale de la Lorraine. Elle se retrouve en sondage vers le centre du Bassin, avant Bar-le-Duc.

La subsidence, comme au Lias, est maximale dans le synclinal du Luxembourg, au nord de la faille de Metz. Dans cette région se développent en outre, dans la plate-forme carbonatée, des formations détritiques terrigènes (Calcaires siliceux de l'Orne, Marnes du Jarnisy). Il n'est pas possible cependant d'y voir l'influence de la proximité de l'Ardenne, car au nord, au delà du synclinal du Luxembourg, la sédimentation carbonatée reprend avec la même disposition qu'au sud. Ces faciès détritiques n'existant plus vers le centre du bassin de Paris il est possible d'y voir l'influence d'un sillon eifélien hérité de la paléogéographie liasique.

La plate-forme carbonatée du Dogger se maintient plus longtemps au Sud (Dalle nacrée) qu'au Nord, annonçant déjà la séparation en deux domaines qui est de règle au Callovien puis à l'Oxfordien.

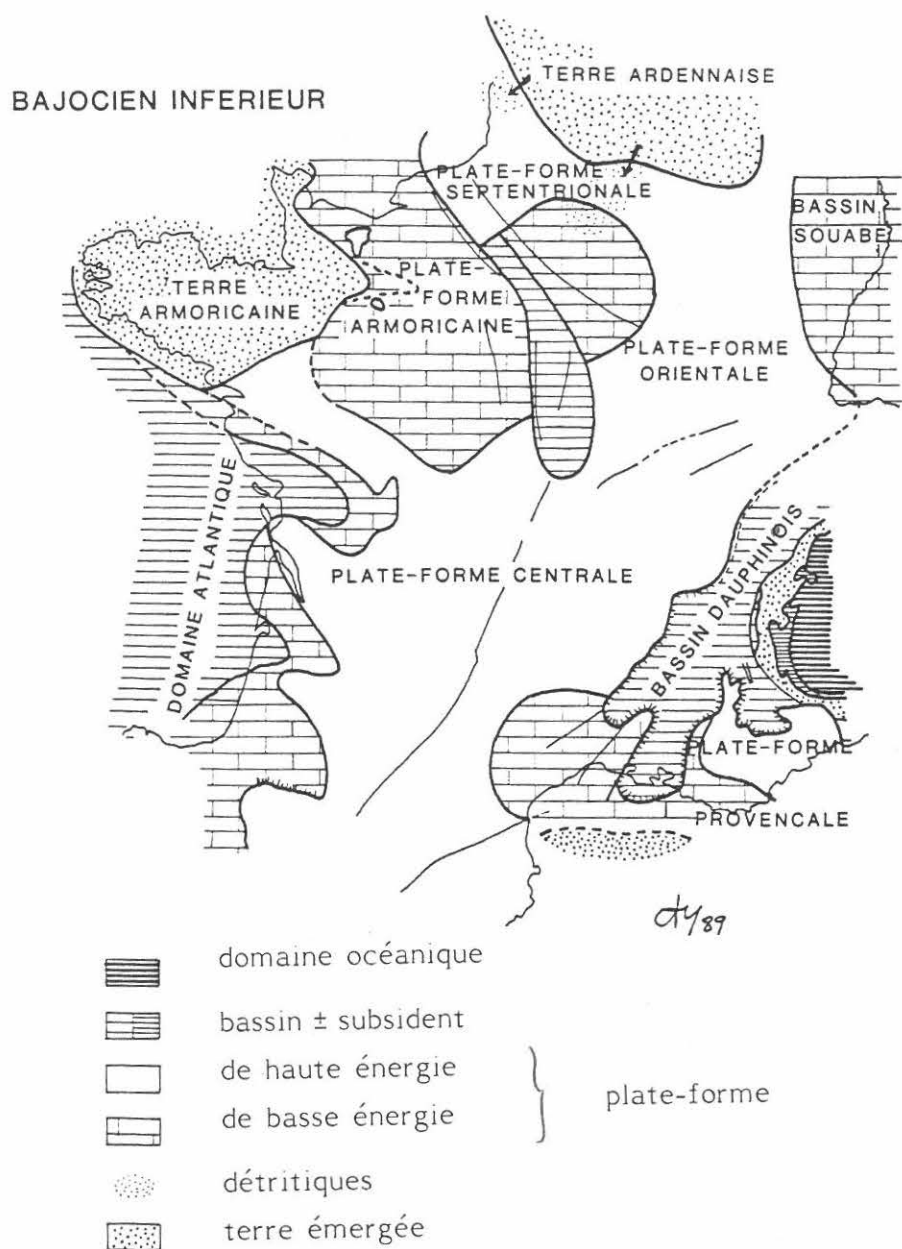


Fig. 10 - Paléogéographie de la France au Bajocien inférieur.

In : C.F.E.J. (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. Docum. Lab. Géol. Lyon, h.S. 5.

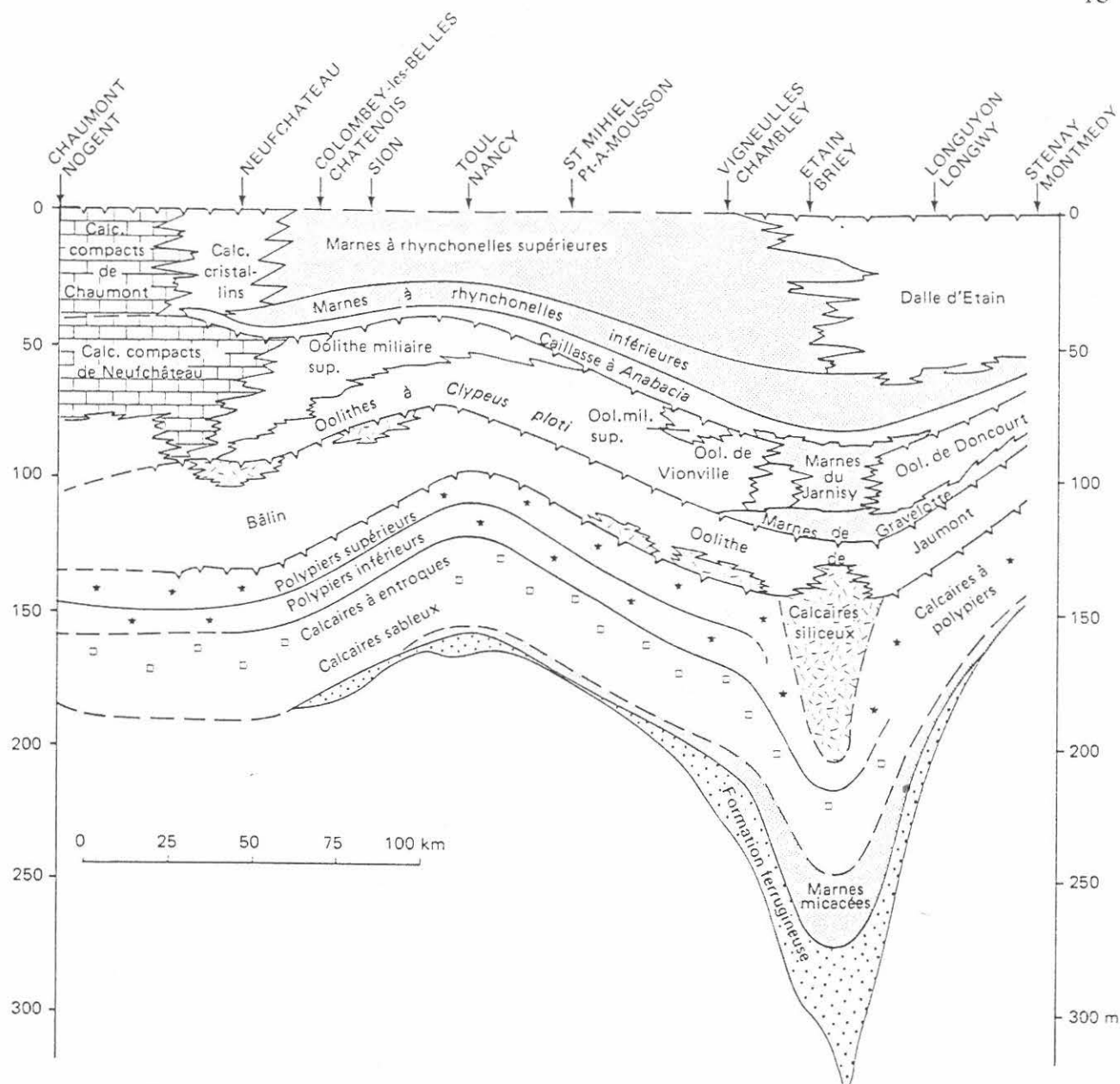


Fig. 11 – Les variations d'épaisseur du Jurassique moyen le long des affleurements de l'est du bassin de Paris (J. LE ROUX).

Les argiles de la Woëvre

Cette période est marquée par une dissymétrie importante de la sédimentation : très épaisse et argileuse vers le Nord (Argiles de la Woëvre), elle devient progressivement marno-calcaire et très mince, voire absente, au Sud. Les lacunes stratigraphiques s'y multiplient et gagnent progressivement le Callovien supérieur et même l'Oxfordien inférieur encore plus au Sud, hors des limites de la coupe. Se développent à cette époque des flaques d'oolithes ferrugineuses, riches en céphalopodes, qui se réunissent pour former un mince niveau (l'Oolithe ferrugineuse) d'âge varié que l'on peut suivre dans la presque totalité du Bassin de Paris. Des témoins de cette Oolithe ferrugineuse ont été retrouvés en sondage dans les argiles de la Woëvre révélant une certaine instabilité des apports détritiques, au moins au Callovien moyen, dans cette épaisse accumulation argileuse.

La plate-forme carbonatée Oxfordienne

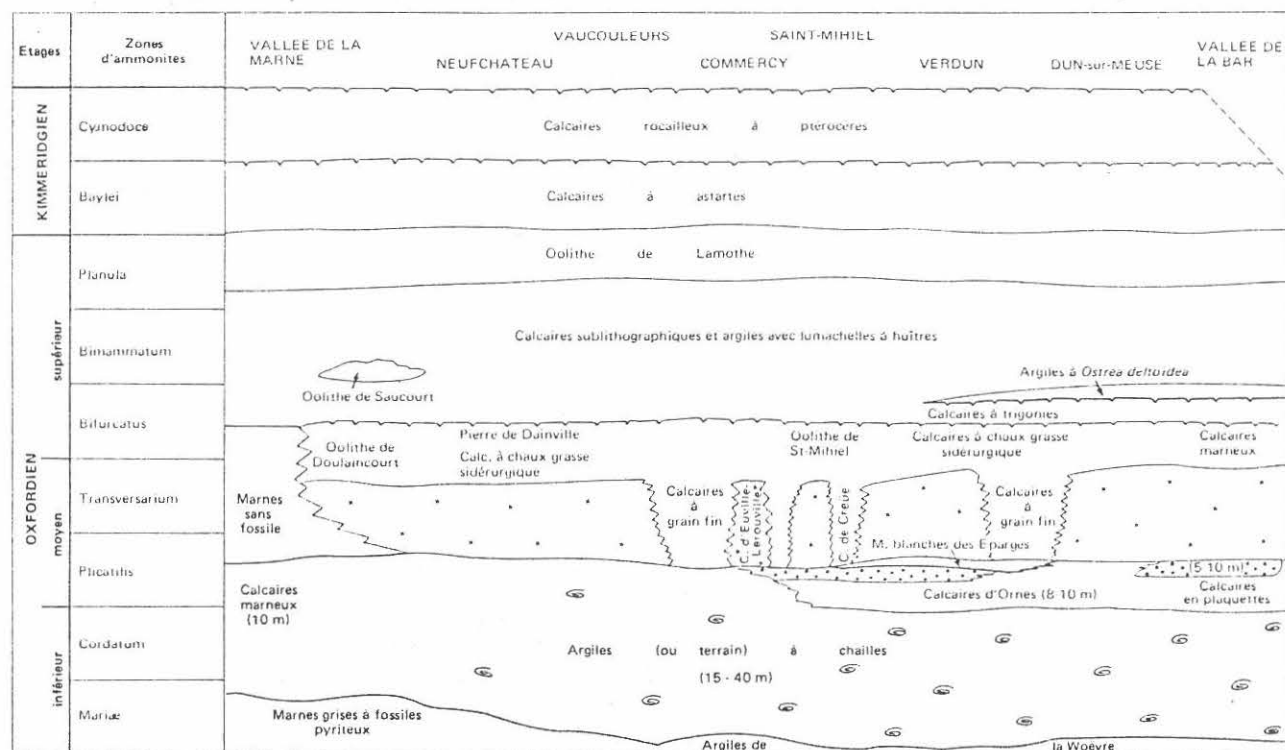
Le trait dominant de l'Oxfordien est l'évolution différente de la Lorraine et de la Bourgogne. Le changement se fait le long de la vallée de la Marne au nord de Chaumont. Dans cette zone, sur quelques dizaines de kilomètres de large la sédimentation devient rapidement carbonatée à l'Oxfordien inférieur et le reste jusqu'à la base du Kimméridgien (Calcaires à Astartes). Ainsi se met en place une véritable barrière, siège d'une sédimentation variée, oolithique, récifale, à cimentation micritique crayeuse, qui isole une partie nord, siège de la plate-forme carbonatée lorraine, milieu de haute énergie à évolution complexe, d'une partie sud beaucoup plus calme à sédimentation homogène.

Tout au sud, vers la Bourgogne, la sédimentation de l'Oxfordien évolue progressivement depuis des argiles (base de l'Oxfordien) vers des carbonates purs à grains fins (Calcaires à Astartes), entrecoupés localement de niveaux oolithiques ou récifaux. Le milieu, d'abord marin franc se confine progressivement.

En Lorraine, deux épisodes peuvent être distingués :

- au Callovien inférieur et moyen se met en place la plate-forme. D'abord argilo-carbonatée détritique (Calcaires à Chailles), elle évolue vers un complexe récifal caractérisé rapidement par la disparition quasi-complète des détritiques terrigènes. Les madréporaires y constituent des masses plus au moins continues ou au contraire des récifs allongés séparés par des calcaires sublithographiques ou crayeux. Ces derniers finissent par ensevelir les polypiers et constituent une épaisse série de calcaires blancs crayeux plus ou moins granulaires et oolithiques. La transition avec la vasière calcaréo-argileuse bourguignonne se fait brutalement par l'intermédiaire d'un talus sédimentaire à couches redressées.

- à l'Oxfordien moyen une arrivée détritique brutale (Marnes à huîtres) met fin à la sédimentation crayeuse. Celle-ci cependant persiste dans la barrière, interdisant le passage des argiles vers le Sud. Quelques passées oolithiques et récifales se développent encore sporadiquement au sein des argiles à huîtres avec de nombreuses passées bioclastiques et oolithiques rousses, puis apparaît une alternance marne-calcaire (Calcaires à Astartes inférieurs). Dans les Calcaires à Astartes supérieurs les passées argileuses ont pratiquement disparu ; la sédimentation s'homogénéise sur l'ensemble du Bassin de Paris qui évolue vers une vaste vasière carbonatée à sédimentation confinée. A l'extrême sommet apparaissent des calcarénites glauconieuses constantes dans tout l'est du bassin.



Oolites ferrugineuses
 Formation récifale

Note : Les formations de l'Oxfordien supérieur et du Kimmeridgien 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 sidéronique (R. ENAY et A. BOULLIER) et celle de *Rosmina cynodonta* des la base des Calcaires rocaillieux à pteroceres (P. L. MAUBEUGE).

Fig. 12 - Oxfordien et Kimmeridgien inférieur de la vallée de la Bar à la vallée de la Marne (D. MARGAND et J. C. MINOT)

Retour à la mer ouverte : les Marnes à Exogyres

Après les indices de confinement des Calcaires à Astarte, la sédimentation s'ouvre à nouveau franchement aux influences marines avec le dépôt d'une alternance marnes-calcaires riche en ammonites et en organismes benthiques (Marnes à Exogyra virgula). La lithologie est remarquablement constante sur l'ensemble du Bassin de Paris à cette époque et jusqu'au Portlandien ; les bancs peuvent y être corrélés par diagraphies avec une remarquable fidélité. Les argiles se raréfient en montant dans la série et le passage au Portlandien est progressif.

La régression portlandienne et l'émersion fini-jurassique

Avec le Portlandien s'installe une sédimentation carbonatée franche (Calcaires du Barrois) lithographique à sublithographique. Les variations régionales (Calcaires cariés, Calcaires tachetés, Calcaires à débris) ne doivent pas masquer la grande homogénéité lithologique qui caractérise, comme au Kimméridgien, tout le Bassin de Paris. La partie supérieure de ces calcaires est marquée par l'apparition de faciès de haute énergie (Oolithe de Bure, Oolithe de Savonnières) et d'indices de confinement (Dolomies). En forage, très près des bordures d'affleurement apparaissent des bancs anhydritiques et une dolomitisation plus ou moins poussée de la partie supérieure des Calcaires du Barrois, indiquant la présence, au centre du bassin, d'un lagon à sédimentation restreinte allant jusqu'aux évaporites (faciès Purbeckien).

Cette régression portlandienne, aidée par le soulèvement simultané du massif ardennais, finit par faire émerger l'ensemble du Bassin de Paris. Pendant que la bordure ardennaise est soumise à une intense érosion qui attaque les assises jurassiques jusqu'au Dogger, s'accumule alors (base du Crétacé) une épaisse série continentale détritique vers le centre du bassin (faciès Wealdien), selon une gouttière NW-SE.

La mer ne reviendra que progressivement, empruntant ce sillon central affaîssé, qu'au Valanginien au sud de la Lorraine, et à l'Aptien (Sables verts), vers le nord, mais elle s'y installera pour un long temps, l'émersion suivante n'intervenant qu'à la fin du Crétacé.

CADRE STRUCTURAL RELATIONS AVEC LA SEDIMENTATION

La structure

La structure d'ensemble, la structure des terrains tertiaires comprennent, par les orogènes de Paris de Paris est découpée dans ses axes grandes lignes, sur la carte géologique de la France au 1/500 000. C'est elle qui est responsable des préférences tectoniques et tectoniques qui rompent la régularité des contours du bassin, elle qui des accidents des lignes d'origine. Il est possible de distinguer, du Nord au Sud (fig. 12) :

- 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 Sarre jusqu'au sud de Bar-le-Duc ;
- le "synclinal" de Sarreguemines (S.J.), dont le passage est encore décelable vers l'Ouest jusqu'au fond de la Meuse, où il influence le tracé du Crétacé inférieur ;
- le seuil morvano-régien, qui limite le Bassin de Paris, en assurant la transition avec le fond de la Saône.

Les structures enigma. Dans le détail cependant, cette structure apparaît plus complexe. La carte de la figure 14 a été dressée à l'aide de lignes structurales déjà publiées (cf. Roux, 1971), pour la bibliographie, et surtout grâce à l'exploitation des cartes géologiques au 1/50 000, complétées par des cartes géologiques complémentaires de terrain.

CADRE STRUCTURAL

RELATIONS AVEC LA SEDIMENTATION

Les structures principales sont les "synclinaux" : "synclinal" du flanc de Luxembourg-Verden, dont le fond en place est bien décelable, comme pour le terrain plus que le "synclinal" d'Orléans et de Combray.

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

Le "synclinal" de Sarreguemines (S.J.) s'interrompt en son milieu, dans la région de Nancy, tout comme l'"anticlinal" de Lorraine, et doit être décomposé en : un "synclinal" de Sarreguemines-Pierrefeu-Dieulouard vers l'Ouest, et un "synclinal" de Sarreguemines (S.J.) vers l'Est. Celui-ci apparaît à son tour complexe, surtout perché dans la partie sud-est par l'"anticlinal" de Méheudin, 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-régien (troussure de la Voge), 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.

Les failles. Les directions des failles apparaissent étroitement liées à la structure locale. C'est ainsi que le flanc nord du "synclinal" du Luxembourg est caractérisé par l'absence d'accidents importants, tandis que son flanc sud est sillonné de fractures importantes N 30° E à N 50° E. L'"anticlinal" de Lorraine est lui-même dissymétrique : son flanc nord est marqué par un réseau de failles N 30° à N 50° E, et son flanc sud, vers le Nord-Est, la plus septentrionale dans le fond de la Meuse, 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.J.) est, par contre, haché par des accidents perpendiculaires aux premiers (cf. 13) et, au Sud de la faille de Vittel, dont on connaît l'importance régionale (Garnier et al., 1971 ; cf. Roux, 1973), l'allongement axial de la voûte de la Voge, mais aussi, grâce au jeu complexe, en Nord et Sud, d'accidents N 40° E et N 120° E. Quant aux petites failles, qui ont une très particulière, leur rôle est subordonné au "synclinal" de Sarreguemines.

CADRE STRUCTURAL RELATIONS AVEC LA SEDIMENTATION

La structure

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 un 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. 13) :

- 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.

Les structures souples. Dans le détail, cependant, cette structure apparaît plus complexe. La carte de la figure 14 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.

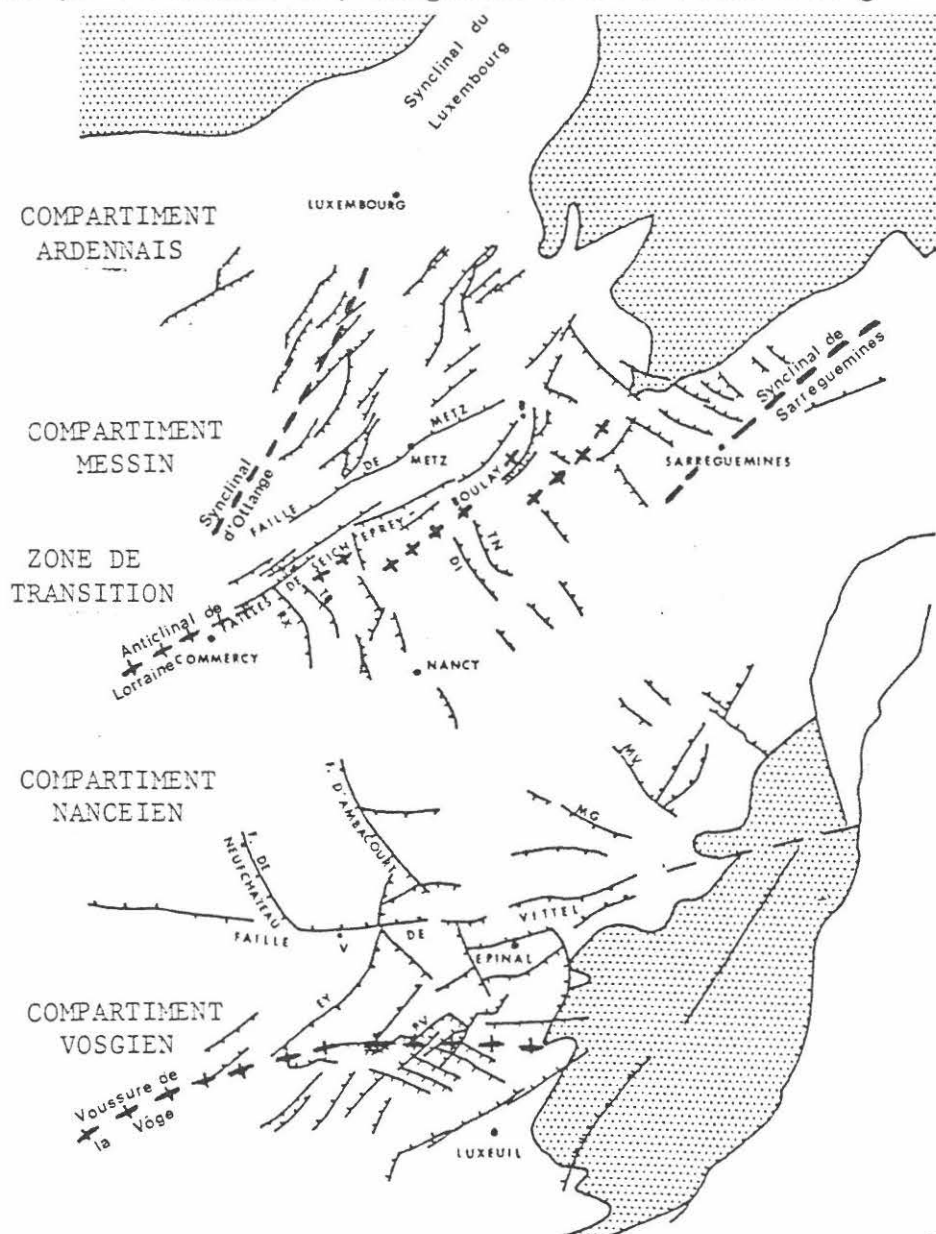
Le "synclinal" de Sarreguemines (s.l.) s'interrompt en son milieu, dans la région de Nancy, tout comme l'"anticlinal" de Lorraine, et doit être décomposé en : un "synclinal" de Savonnières-en-Perthois-Dieulouard vers l'Ouest, et un "synclinal" de Sarreguemines (s.s.) vers l'Est. Celui-ci apparaît à son 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.

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.

Les compartiments tectoniques. La comparaison entre ces différents éléments permet de diviser la région en compartiments à caractères tectoniques bien tranchés :

- au Nord, un compartiment ardennais, flanc nord du "synclinal" du Luxembourg, sans tectonique cassante ;
- un compartiment messin de (Metz), flanc sud du "synclinal du Luxembourg" parcouru de failles N 30° E à N 50° E. Ces deux compartiments correspondraient à un substratum ardennais (zone rhénohercynienne de Edel, 1978) ;
- une zone de transition, flanc nord de l'"anticlinal" de Lorraine, à faille N 60° E ;
- un compartiment nancéien, flanc sud de l'"anticlinal" de Lorraine et "synclinal" de Sarreguemines (s.l.), à fracturation N 135° E. Sur le plan géophysique, le compartiment nancéien et la zone de transition correspondraient à la zone saxo-thuringienne ;
- un compartiment vosgien, limité au Nord par la faille de Vittel, correspondant à la Vossure de la Vôge, à fracturation complexe. C'est le môle granitique vosgien de J.B. Edel qui fait obstacle au prolongement de la zone saxo-thuringienne.



LOCALITES : B, Boulay ; S, Seicheprey ; V, Vittel.
 FAILLES DE : DL, Delme ; EY, Esley ; MG, Magnières ; MV, Mervillers ;
 PV, Passavant-la-Rochère ; RX, Royameix ; TB, Tremblecourt ;
 TN, Tincry.
 (In P. Steiner, 1980)

Fig. 13 - Structure de l'Est du Bassin parisien (simplifié d'après J. LE ROUX, 1980)

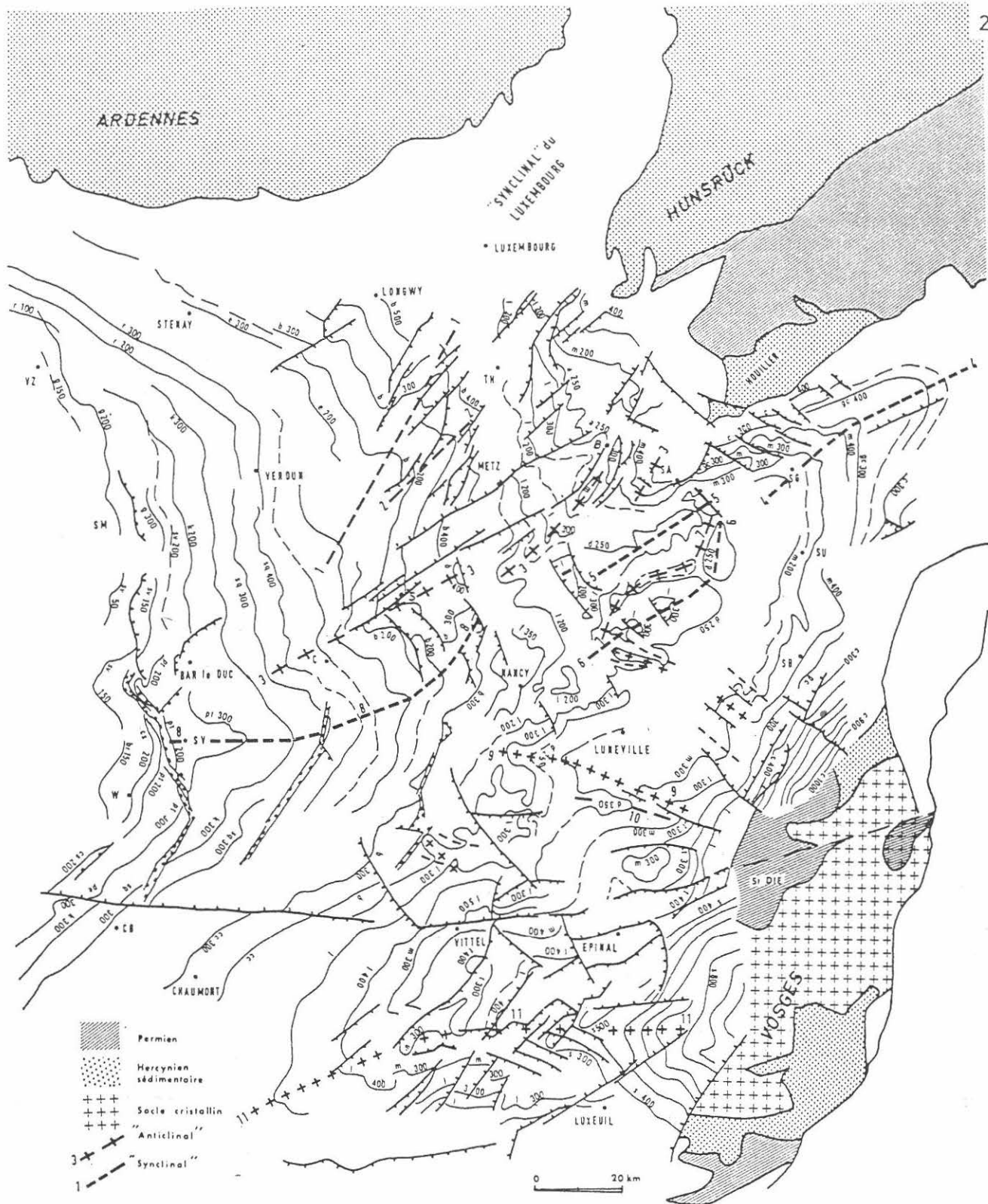


Fig. 14 - Carte structurale de l'aurèle orientale du Bassin de Paris

Localités : B : Boulay ; C : Commercy ; CB : Colombey-les-Deux-Eglises ; S : Seicheprey ; SA : Saint-Avold ; SB : Sarrebourg ; SG : Sarreguemines ; SM : Sainte-Menehould ; SU : Sarre-Union ; SV : Savonnières ; TH : Thionville ; VZ : Vouziers ; W : Wassy.

Isolypses cotées en mètres par rapport au Nivellement Général de la France ; équidistance 100 m pour un même niveau repère.

Niveaux repères structuraux (toit des formations) d'Est en Ouest : s : socle cristallin. Buntsandstein : c : conglomérat principal ; t : Grès à *Voltzia*. Muschelkalk : gc : Grès coquillier ; m : Calcaires à Cératites. Keuper : d : Dolomie de Beaumont ; a : Argiles de Chanville. Lias : l : Calcaires à Gryphées (Sinémurien) ; f : Formation ferrugineuse (Toarcien-Aalénien). Dogger : b : Bajocien ; e : Dalle d'Étain (Bathonien) ; cc : Calcaires compacts (Bathonien). Malm : r : Rauracien ; sq : Sequanien (ou « Ptérocérien ») ; k : Kimméridgien ; Portlandien : pt : Calcaires tubuleux ; pe : surface d'érosion anté-Crétacé. Crétacé : cs : Calcaires à Spatangues (Hauterivien) ; br : Barrémien ; s.v. : mur des Sables verts (Albien) ; g : Gaize.

Ondulations tectoniques : « Synclinaux » : 1 : d'Ottange ; 2 : de Conflans ; 4 : de Sarreguemines ; 5 : de Landrof ; 6 : de Château-Salins ; 8 : de Savonnières ; 10 : de Rozelieure. « Anticlinaux » : 3 : de Lorraine ; 7 : de Morhange ; 9 : de Mont-sur-Meurthe ; 11 : Vosse de la Voge.

Relations avec la sédimentation

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.

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. 8). L'action synsédimentaire de la faille de Metz est ici évidente : c'est elle qui limite au Sud la zone de subsidence maximale.

Au Bajocien, cette configuration persiste, avec cependant une subsidence moins marquée (fig. 11). 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. 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. 15) 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 Friaucourt, 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 (Toarcien-Aalénien), bien qu'à une échelle plus réduite (Bubenicek, 1970 ; Le Roux *et al.*, 1978).

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. 16). 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 levés au Crétacé anté-albien, de réaliser la coupe de la figure 17, 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. 16). Le bord nord du "synclinal" du Luxembourg (flexure de Longwy-Verdun était donc entièrement structuré dès cette époque.

Conclusion

Les relations entre les structures du socle et les structures actuelles, de même qu'entre ces dernières et les zones de subsidence sont donc manifestes dans cette partie orientale du Bassin de Paris. Cependant, le bâti hercynien ne s'est pas déformé à toutes les époques de la même manière. La subsidence s'est déplacée progressivement du Sud de la Lorraine (Trias, sillon de Sarreguemines) au Nord (Jurassique, sillon du Luxembourg), au moment où s'affirmaient les communications avec la mer germanique. Au Jurassique terminal et au Crétacé inférieur, s'opère un retour en arrière (sillon de Savonnières) malgré la crise orogénique fini-jurassique et le premier façonnement important du bassin qui en a résulté.

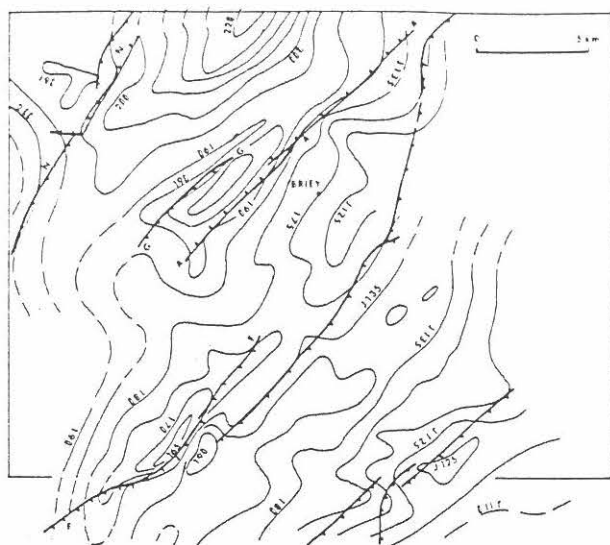


Fig. 15 - Isopaques du Bajocien sur la coupure au 1/50 000 de Briey.

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, Génerville ; F, Friaucville, N. Norroy.

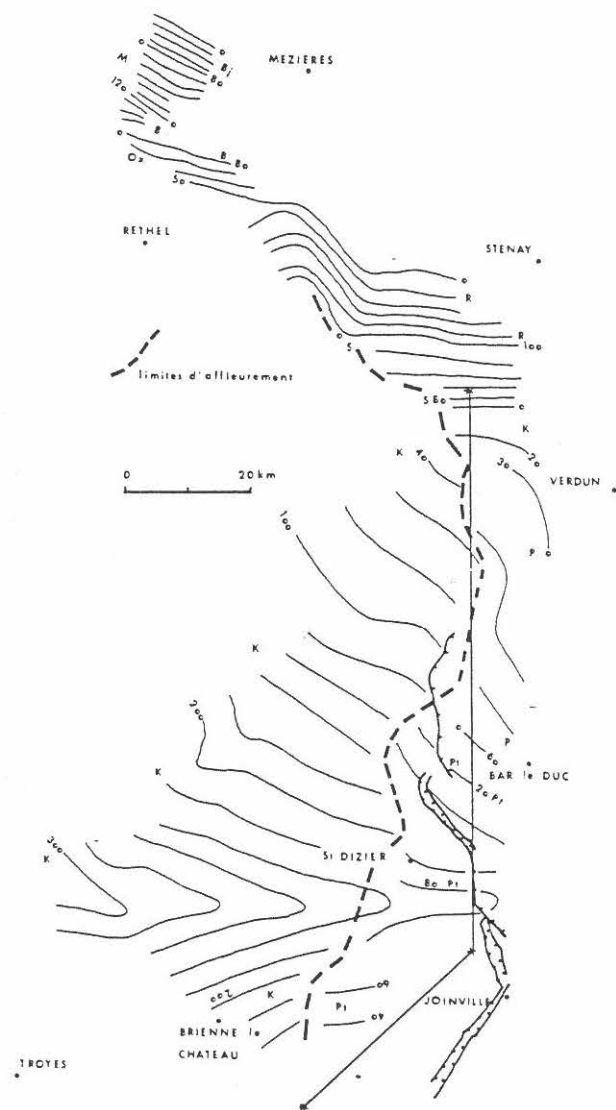


Fig. 16 - Le synclinal de Savonnières avant l'Albien. La flexure ardennaise.

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 ; Pt : calcaires tubuleux du Portlandien inférieur. La ligne brisée représente la trace de la coupe de la figure 7.

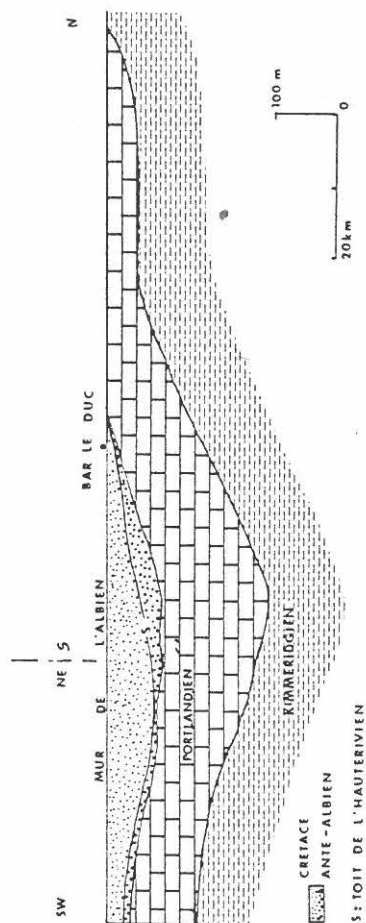


Fig. 17 - Coupe dans le Synclinal de Savonnières avant l'Albien.

LE TERRIGENE DANS LE CALCAIRE A GRYPHEES

A la base du Lias, à l'Hettangien-Sinemurien, débute la transgression jurassique. Elle se manifeste sous forme de Calcaire à gryphées, qui traduit le jeu de la sédimentation marine et de la sédimentation terrigène issue du massif ardennes-rhénan, à différentes échelles (de la formation à la séquence de dépôt, du bassin à l'affleurement).

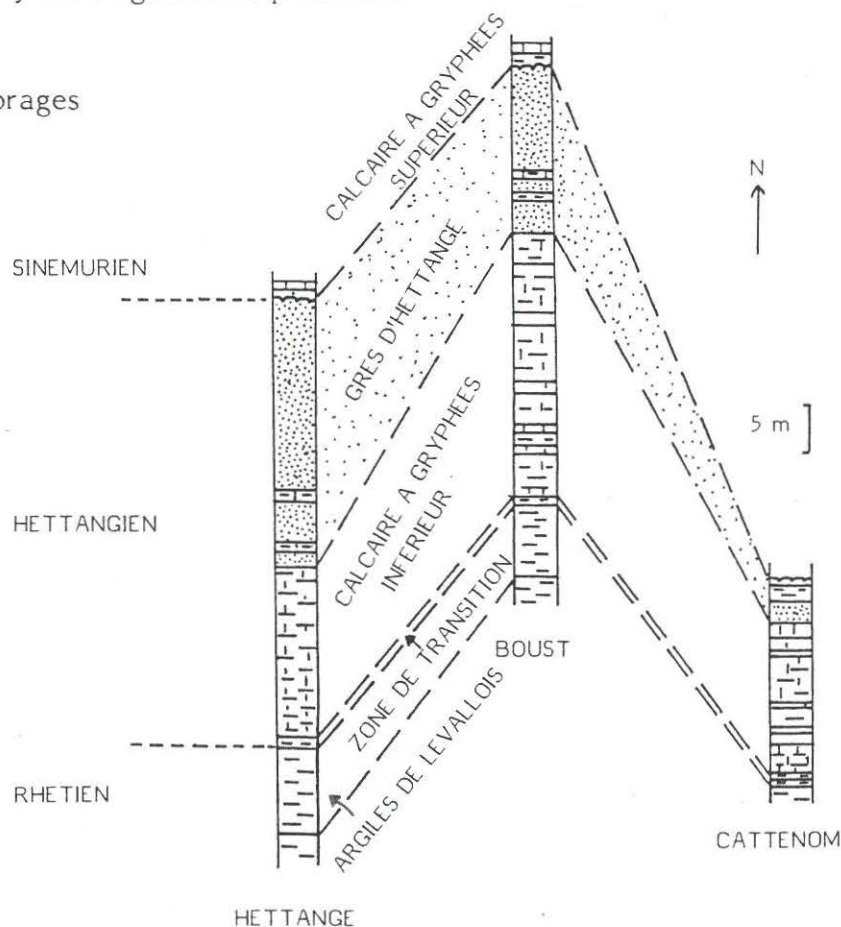
Le Calcaire à gryphées est épais de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, le maximum étant en Lorraine septentrionale, compte tenu d'une forte subsidence en relation avec le jeu synsédimentaire de la faille de Metz. Non seulement les épaisseurs croissent vers le Nord, mais, sur la bordure orientale du Bassin de Paris, les faciès passent progressivement d'une dominante carbonatée au Sud à une dominante terrigène au Nord, à l'approche de l'Ardenne (fig. 8). Egalement en Lorraine septentrionale, la sédimentation marine est largement influencée par les apports terrigènes : sables, argiles, galets sont drainés par le sillon eifelien et se répandent jusqu'à la région de Thionville ; ils définissent une lentille gréseuse dans le Calcaire à gryphées, appelée Grès d'Hettange, puis Grès du Luxembourg plus au Nord. Tout en s'épaississant vers le Nord, la lentille gréseuse est diachrone : à Hettange-Grande elle atteint 25 m, est d'âge hettangien, à Arlon c.100 m, elle atteint la Zone à Bucklandi du Sinémurien (fig. 8).

Dans le Calcaire à gryphées lorrain, les faciès montrent une alternance de bancs pluridécimétriques calcaires et marneux, qui définissent une séquence élémentaire, en fonction de la quantité de matériel terrigène : argilites avec surtout de l'illite-biocalcarénite-lumachelle, avec davantage de silts et d'argiles au Nord qu'au Sud.

Il s'agit d'une sédimentation de type vasière, où la vase montre un caractère réducteur ; d'ailleurs le contenu en carbone organique est en moyenne de 2 %. Cependant, les courants oxygénés permettent l'installation d'une intense vie benthique sur un substratum toujours mou, dans une eau à salinité normale : bivalves, brachiopodes, crinoïdes, échinides, gastropodes, polypiers isolés, foraminifères, en plus d'une forte bioturbation. Les ammonites y sont également présentes.

Fig. 18 -

Coupes schématiques des forages montrant l'Hettangien



LA PLATE-FORME CARBONATÉE DU JURASSIQUE MOYEN

Présentation séquentielle

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 Callovien inférieur inclus.

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

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 d'extension régionale (ici, plus de 250 km), marquant un changement profond dans la sédimentation, conduit à la mise en évidence de grands ensembles nettement individualisés qui sont :

- 4, la séquence des Argiles de la Woëvre 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 inférieur.

Séquence des Calcaires à polypiers

Au-dessus des conglomérats terminant le cycle ferrugineux aalénien, 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.

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). 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, Complexe à bancs gréseux), réparties dans la masse de la formation, tout au long des affleurements.

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*. L'Oolithe miliaire inférieure apparaît ainsi comme un précurseur avorté de la barrière oolithique qui se développera dès la séquence suivante autour du lagon comblanchien.

Séquence de l'Oolithe miliaire supérieure

Bien qu'ayant une étroite parentée 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, de faciès analogue à celui des 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), où 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 polypiers de Husson.

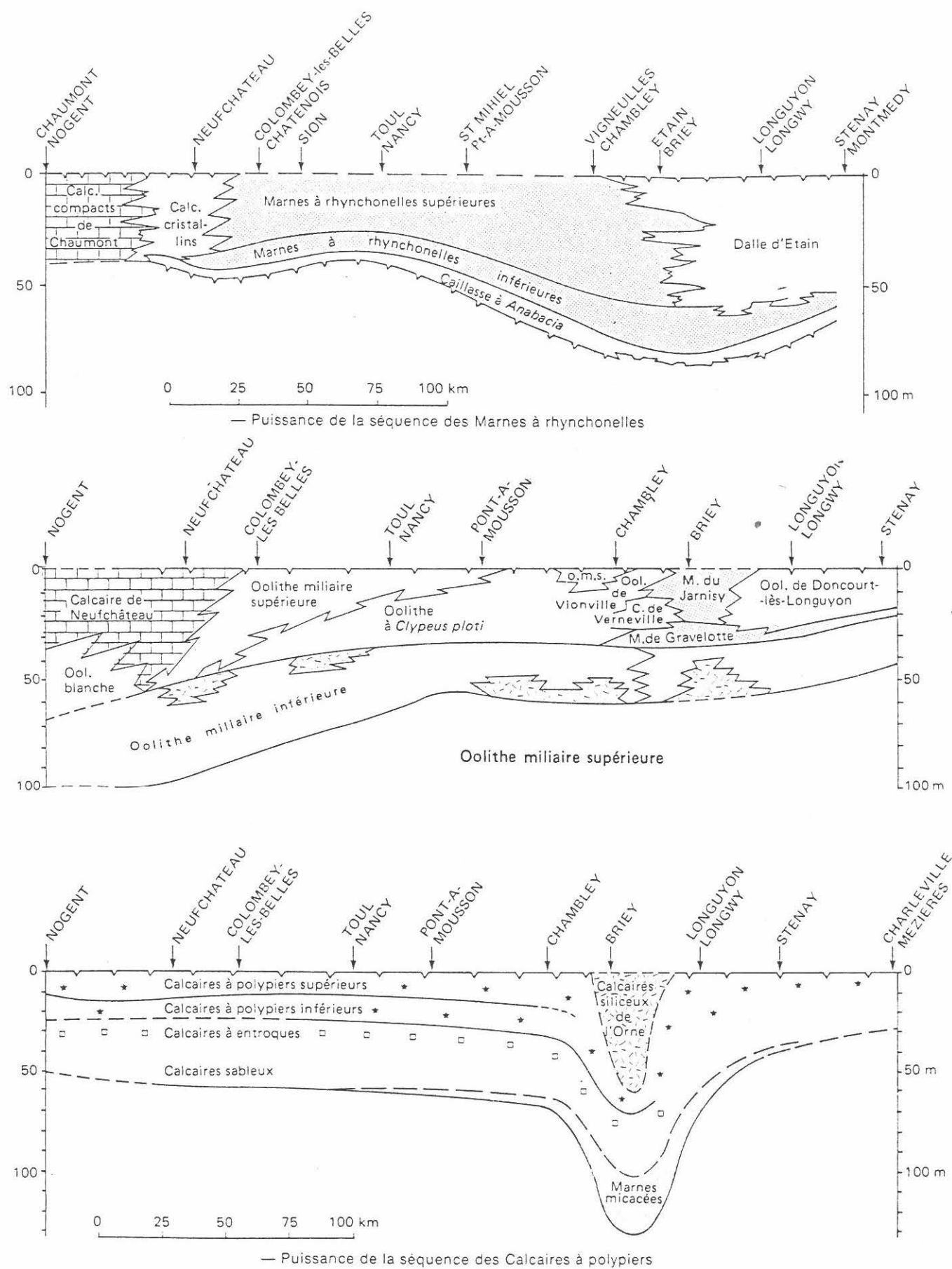
Vers le nord, l'énergie de la séquence diminue. L'Oolithe à *Clypeus ploti* envahit d'abord toute la série, puis les apports terrigènes externes se font plus importants. Les Marnes du Jarnisy indiquent des conditions de dépôt nettement plus externes, liées, encore une fois à la présence du synclinal du Luxembourg.

Au nord de Briey, apparaissent à nouveau des sédiments oolithiques et bioclastiques de haute énergie.

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 (sondages 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. La séquence de l'Oolithe miliaire supérieure devient indissociable de celle de Bathonien qui se développe alors en direction de la Bourgogne. Vers l'Ardenne l'Oolithe de Doncourt marque le début de l'importante sédimentation oolithique et lagonaire qui se développera au Bathonien sur la plate-forme ardennaise.

Fig. 19 - Puissances des séquences du Jurassique moyen de Lorraine.



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. Elle met fin à la plate-forme carbonatée en Lorraine centrale.

- **Vers le sud**, très rapidement, avant Neufchâteau, se développe à ses dépens un massif de calcaire micropellectoïdique et micro-détritique, les Calcaires cristallins, à stratifications obliques, souvent terminés par une dalle oolithique sur laquelle reposent les marno-calcaires du Callovien.

Vers Saint-Blin, au sud de Neufchâteau les Calcaires cristallins 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 pellectoïdes 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 (Purser, 1975).

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

Séquence des Argiles de la Woëvre

Elle marque le retour à des conditions marines plus profondes et l'enfouissement de la plate-forme carbonatée. Elle n'a d'individualité qu'au nord et au sud de la Lorraine. Au centre se continue la sédimentation argileuse du Bathonien. La disparition des faciès de haute énergie de la barrière, marquée cependant partout par des surfaces d'arrêt de sédimentation, ne s'effectue pas partout à la même époque : elle est réalisée dès le Callovien inférieur au-dessus de la Dalle d'Etain et seulement au Callovien moyen vers le sud, où se développe la séquence de la Dalle nacrée, comme d'ailleurs dans la majeure partie du Bassin de Paris.

Les faciès à coraux du Bajocien de Lorraine

Les sédiments de la zone à *Humphriesianum* correspondent à un développement considérable de faciès construits à coraux sur une grande partie de l'Est de la France (fig. 20). C'est la première fois dans l'histoire de la terre que des coraux modernes (*Scleractinia*) construisent des récifs aussi étendus à l'échelle de la plate-forme. Ces bioconstructions nous montrent donc un climax assez primitif dans l'histoire des écosystèmes coralliens.

En Lorraine, deux épisodes récifaux se succèdent dans la formation des "calcaires à polypiers" (Korallenkalk de Klüpfel). Les deux membres ainsi définis sont séparés par un membre calcaire dont le faciès est variable. A partir des rares ammonites, Contini (1970) attribue les polypiers inférieurs à la sous-zone à *Humphriesianum* et les polypiers supérieurs à la sous-zone à *Blagdeni*.

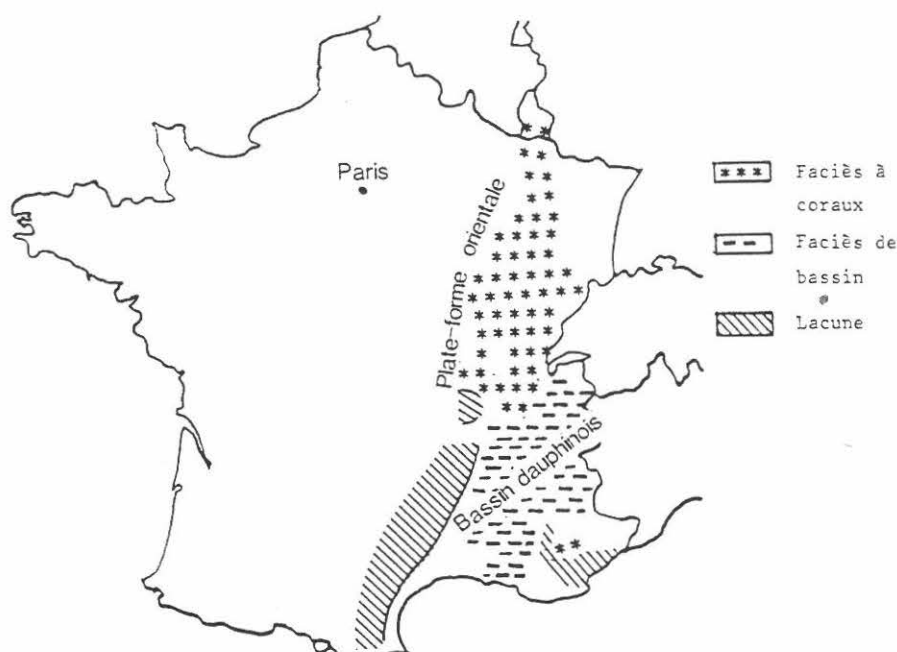


Fig. 20 - Répartition des faciès à coraux au cours de la zone à *Humphriesianum* en France.

1 - Le faciès construit

1.1. Les constructeurs

Les constructeurs primaires sont des scléactiniaires coloniaux. Le genre dominant est *Isastrea* (près de 70 % des colonies). Il se présente en lamelles plus ou moins épaisses, plus ou moins bosselées et parfois en dôme. Les plus grosses colonies peuvent atteindre 1,50 m de diamètre pour 20 cm d'épaisseur au centre. Le reste de la faune madréporique est constitué pour l'essentiel de coraux lamellaires fins (surtout *Periseris* et *Kobyastrea*) et quelques espèces branchues dendroïdes (*Dendraraea*) ou phacéloïdes (*Thecosmilia*, *Stylosmilia*).

Les colonies étaient le plus souvent reliées entre elles pour former une armature rigide. Dans de très nombreux cas, la faune fixée à la face inférieure des lamelles de coraux montre que les colonies n'étaient pas encroûtantes. Les lamelles de coraux constituaient donc des petits abris, des petits surplombs pour une faune (un cryptos, selon la récente terminologie de Kobluk, 1988) relativement diversifié.

1.2. Le Cryptos

Les cavités habitées par cette cryptofaune n'atteignent jamais des tailles comparables aux tunnels et aux grottes connus dans les récifs actuels. Parmi les cryptobiontes, on reconnaît :

des cryptobiontes endolithiques

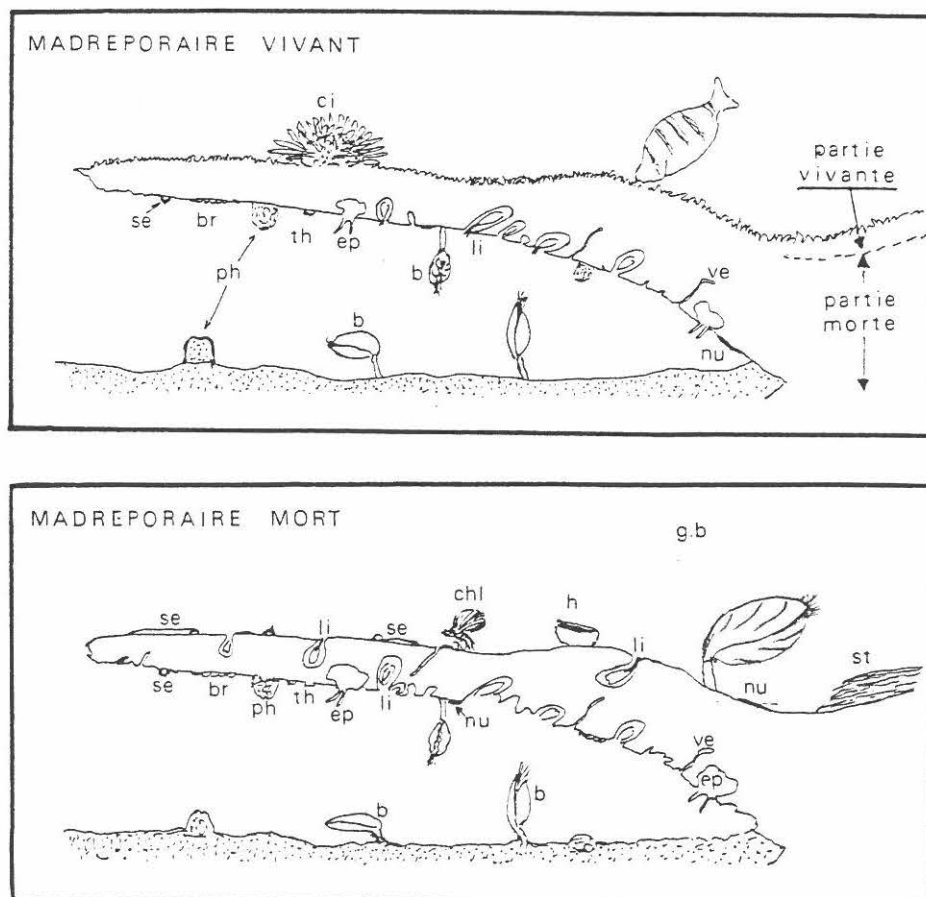
- spongiaires
- bivalves lithophages (au moins 2 espèces)
- annélides ou de sipunculides (perforations vermiformes)
- phoronidiens ? (perforations fines ramifiées)
- algues

des cryptobiontes sessiles

- brachiopodes pédonculés ("rhyntonelles" et "térébratules")
- thécidés (*Moorellina*)
- serpules
- bryozoaires (*Plagioecia*)
- nubéculaires.

Les supports n'étaient pas également appréciés par les cryptobiontes. Les colonies qui possédaient une holothèque forte comme *Periseris* étaient particulièrement appréciées par les cryptobiontes sessiles. Certains cryptobiontes doivent leur localisation exclusivement réservée à ces cryptes à cause de leur caractère sciaphile (bryozoaires, thécidés) d'autres, comme les *Lithophaga* s'y trouvent préférentiellement parce que la face inférieure était la seule où leur larve pouvait se fixer sans danger au moment où le madréporaire vivait (fig. 21).

Fig. 21 - Les organismes associés aux coraux lamellaires.



Dans le premier cas en haut, la colonie vivante présente une partie supérieure occupée par les tissus du madréporaire et attaquée par quelques prédateurs. La partie inférieure libre de tout tissu permet la fixation de nombreux épizoaires.

Dans le deuxième cas en bas, la colonie est morte totalement ou localement ; les épizoaires se multiplient. les stromatolites photophiles encroûtent la face supérieure. les animaux qui n'ont pas d'exigence particulière du point de vue de la luminosité peuvent alors perforer, encroûter ou seulement se fixer sur la face supérieure. Les organismes sciaphiles demeurent attachés à la face inférieure (thécidés, bryozoaires, pharétrones), (d'après Lathuilière 1982, modifié).

b = brachiopode de petite taille ;
br = bryozoaire ; chl = *Chlamys* (jeune) ; ci = cidaridé ; ep = éponge perforante ; g.b. = brachiopode de grande taille ; h = huître ; li = *Lithophaga* ; nu = *Nubecularia* ; ph = éponge pharétrone ; se = serpule ; st = stromatolite ; th = thécidé : *Moorellina* ; ve = ver perforant.

1.3 La faune et la flore dans la bioconstruction

L'inventaire détaillé est en cours. On peut malgré tout donner quelques indications générales : *Solenopora* (localement abondantes) et stromatolithes, rares foraminifères (*Lenticulina*, *Nubecularia*), spongiaires divers, gastropodes (communs dans les structures à coraux branchus) bivalves (*Chlamys*, *Plagiostoma*, *Lopha*, *Trichites* ...) brachiopodes ("térébratules" et "rhynchonelles", quelques bryozoaires, échnides (*Paracidaris zschokkei* et *Caenocidaris cucumifera*), crinoïdes (*Isocrinus*), quelques rares ostracodes et crustacés décapodes.

Cet ensemble, propre aux bioconstructions, est bien différent des assemblages qui entourent les récifs. Cette différence permet d'interpréter ces assemblages de fossiles comme des paléobiocénoses.

1.4 Le sédiment

Le sédiment qui constitue la matrice du boundstone est le plus souvent une biomicrite de texture wackestone à packstone. Cette règle générale admet des exceptions, des variations vers un pôle plus argileux ou vers des textures mudstone ou grainstone.

Les polypiers supérieurs montrent généralement des textures de dépôts qui témoignent d'un hydrodynamisme plus fort. Le sédiment de la matrice montre une différence nette avec les sédiments latéraux aux constructions. Ceci est l'effet du piégeage ("baffling") des particules sur un fond corallien à micromorphologie complexe.

1.5 La diagenèse

- phénomènes liés à la compaction.

Dans les structures à polypiers lamellaires, la compaction du sédiment produit des effets divers. L'expulsion de l'eau sous les lamelles de polypiers provoque dans certains cas des structures fenestrées apparentées aux "Stromatactis" (c'est du moins la genèse proposée ici à la suite de Bathurst, 1980).

Des microfentes verticales peuvent aussi apparaître. Elles sont aisément reconnaissables : subverticales, largeur d'environ 1 mm, un côté élargi qui s'arrête systématiquement sur un polypier lamellaire ou sur une discontinuité sédimentaire. Elles doivent leur existence à la différence de compétence entre les squelettes de scléractiniaires et la boue encore incomplètement cimentée.

La compaction provoque aussi l'écrasement de nombreuses coquilles et la formations de stylolithes.

- phénomènes chimiques et minéralogiques.

Une partie du sédiment a été dolomitisée. Il s'agit d'une dolosparite de cimentation à clivages plutôt courbes (saddle dolomite) ou bien d'une dolomite de remplacement localisée dans des remplissages micritiques. Vu sa localisation, cette dolomitisation est relativement précoce; les cristaux sont parfois encore dolomitiques et limpides mais, souvent, une dédolomitisation est intervenue et les clivages des fantômes de dolomites sont soulignés par des oxydes de fer qui donnent une couleur rouille aux zones dolomitisées, bien visibles à l'oeil nu.

Des silicifications affectent parfois les coraux. En Lorraine ce phénomène reste beaucoup plus limité que dans certains gisements du Jura ou de Bourgogne.

Les transformations de l'aragonite en calcite sont la règle générale. Les squelettes de scléractiniaires originellement aragonitiques ont subi des transformations allant de l'inversion homoaxiale (qui peut garder des traces de la microstructure initiale) à la dissolution franche.

Des dissolutions très précoces sont associées aux surfaces d'arrêt de sédimentation qui terminent les épisodes récifaux.

2 - Le paléoenvironnement

Les constructions du Bajocien de Lorraine ne montrent pas une polarité très nette qui permettrait de définir un avant-récif et un arrière-récif. Il est donc probable que leur relief sur le fond était relativement faible et que la profondeur était suffisamment grande pour que ce relief ne joue pas un rôle de barrière hydrodynamique. D'autres éléments viennent appuyer cela. On ne trouve pas comme dans les "patches" récifaux actuels, des tunnels et des cavités de grande dimension. Les textures de dépôt témoignent souvent d'un hydrodynamisme assez faible. L'analyse morphofonctionnelle de la faune corallienne n'indique pas un éclairage optimal. Il n'existe pas de zonation biologique latérale dans une construction. Les premiers essais d'estimation de la production potentielle de carbonate des récifs fondés sur la mesure des bandes de croissance annuelles des coraux conduisent à une production brute de 1600 à 1800 g/an/m² (Geister, 1986). Ceci correspond à des valeurs faibles par rapport aux récifs actuels qui varient entre 1400 et 35000 g/an/m² selon Chave et alii, 1972.

L'analyse des faciès et la comparaison entre régions montre cependant que nous ne sommes pas en Lorraine dans les conditions de profondeur limites du faciès construit (Lathuilière, 1982, 1984, 1988).

Les constructions des polypiers supérieurs présentent un ensemble de caractères que l'on peut considérer comme significatif d'une profondeur plus faible : présence occasionnelle de solénopores, parfois assez communes (à Malancourt contrairement aux observations de Hallam, 1975), texture grainstone plus abondantes, faciès oolithiques dominants, colonies d'*Isastrea* de type bien éclairé plus fréquentes, stratifications obliques abondantes.

Si l'environnement des constructions vivantes semble être assez profond pour un milieu "récifal", les environnements des discontinuités qui terminent les deux épisodes récifaux correspondent à des émergences comme en témoignent les dissolutions précoces. C'est un bel exemple de différence entre un environnement de dépôt et un autre environnement consécutif de non-dépôt.

PREMIERE JOURNEE

Arrêt 1.1

Carte géologique à 1/50 000 : Thionville-Waldwisse

HETTANGE-GRANDE

Stratotype de l'Hettangien

Le terrigène dans le Calcaire à gryphées

Dans Hettange-Grande (en venant de Thionville) quitter la direction Luxembourg pour une petite route sur la droite allant aux carrières du stade en passant au-dessus de la voie ferrée. Il s'agit ici de la carrière Gries.

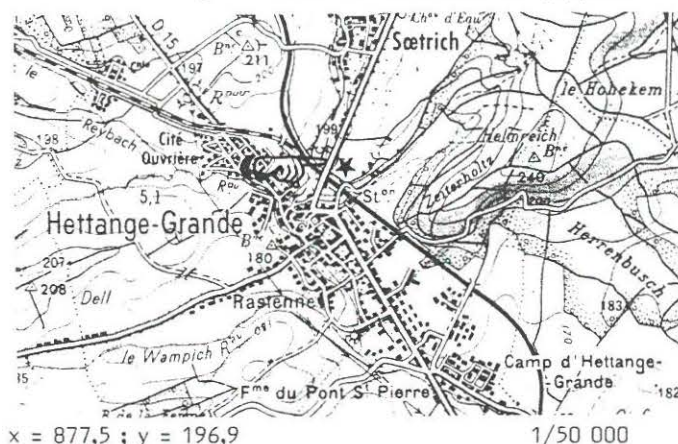
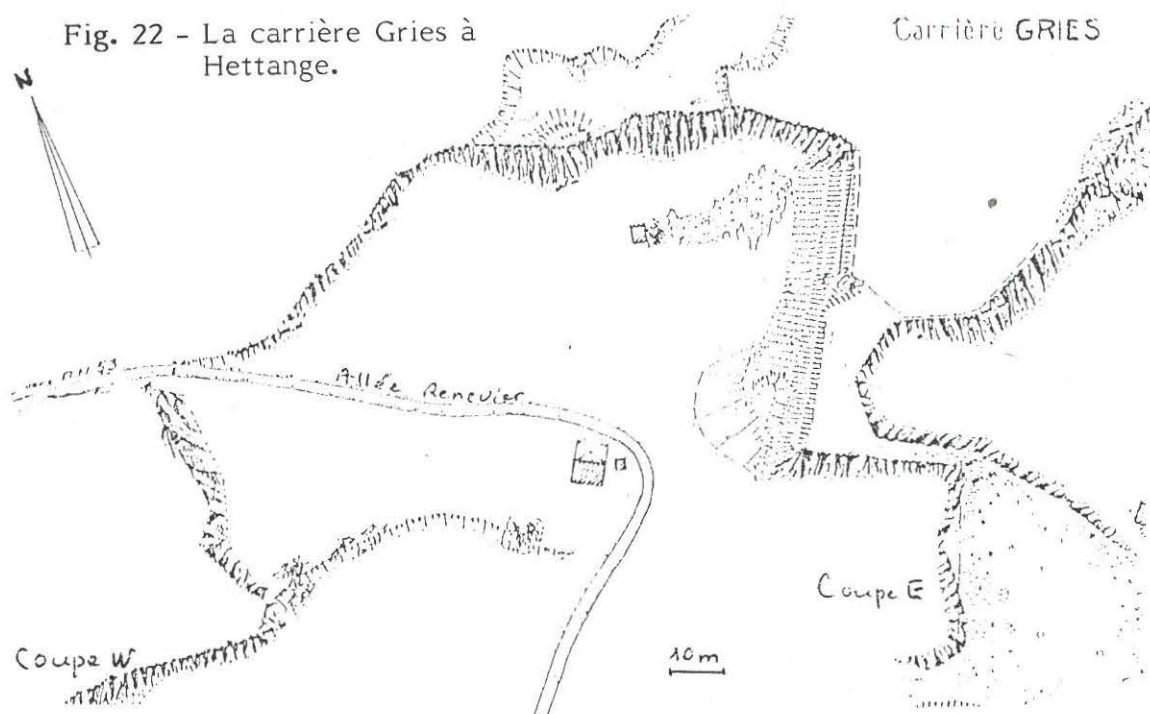


Fig. 22 - La carrière Gries à Hettange.



La carrière Gries représente le stratotype de l'Hettangien, compte tenu de son riche contenu paléontologique (Renevier, 1864), mais ne représente que l'Hettangien supérieur (avec *Schlotheimia angulata*).

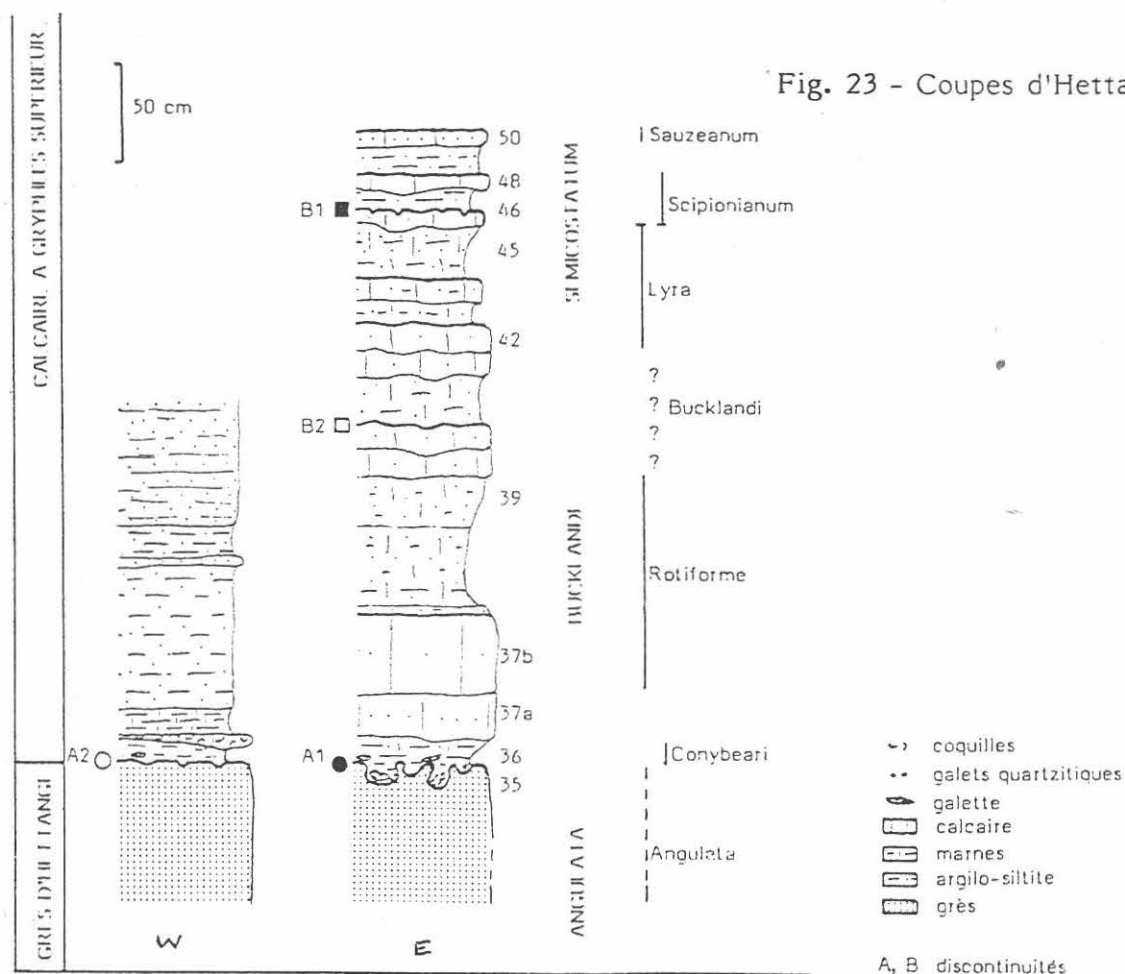
La carrière est constituée de 2 ensembles lithologiques principaux, décalés par une petite faille SW - NE (liée à la faille d'Hettange) :

- un ensemble inférieur = le Grès d'Hettange : gréseux, d'aspect massif, surmonté d'une unité en plaquettes dans la partie ouest de la carrière ; 2 niveaux lumachelliques lenticulaires existent dans la partie inférieure massive ;
- un ensemble supérieur = le Calcaire à gryphées : calcaro-gréseux à l'Est, marno-sableux puis calcaro-gréseux suivi de calcaires à stratifications obliques, à l'Ouest.

Le contact entre ces deux ensembles correspond au contact Hettangien-Sinémurien.

1 - Le Grès d'Hettange, correspondant à une barre sableuse parmi d'autres, traduit une sédimentation à dérive positive, avec des faciès gréseux dominants à la base et des faciès argileux dominants au sommet de la série. Des séquences élémentaires décimétriques à métriques s'y inscrivent, répondant au modèle suivant : grès grossier bréchique (à coquilles, galets, charbon, intraclastes argileux) - grès fin (à ponctuations charbonneuses) - siltite (à ponctuations charbonneuses) - argilite (à ponctuations charbonneuses) ; les premiers faciès sont massifs, alors que les derniers sont finement lités. La cimentation est sparitique poecilitique près de la surface, presque inexistante en profondeur.

Des figures diagénétiques diverses apparaissent, de forme en auge, en dôme, etc..., sur plusieurs dizaines de centimètres à quelques mètres. Elles correspondent à des zones indurées et la stratification interne de ces figures est en continuité de celle des grès tendres.



In : M. HANZO, J. HILLY, S. GUERIN-FRANIATTE et Ch. MANGOLD, 1987

2 - Le Calcaire à gryphées montre des variations latérales de faciès importantes à l'échelle de la carrière :

Il s'agit d'une sédimentation rythmique avec la succession : grès calcaires ou calcaires gréseux-calcaires micritiques plus ou moins argilo-silteux et/ou gréseux, sur 30 à 50 cm d'épaisseur. Le taux de sédimentation est très faible : 1 séquence se déposerait en 150 000 - 200 000 ans, d'après des calculs fondés sur les durées des zones et sous-zones d'ammonites.

3 - Les discontinuités sédimentaires. Plusieurs types sont définis, qui expriment une succession de phénomènes divers. Ils sont hiérarchisés sur la figure suivante, en fonction de leur position dans la série et de leurs caractères morphologiques.

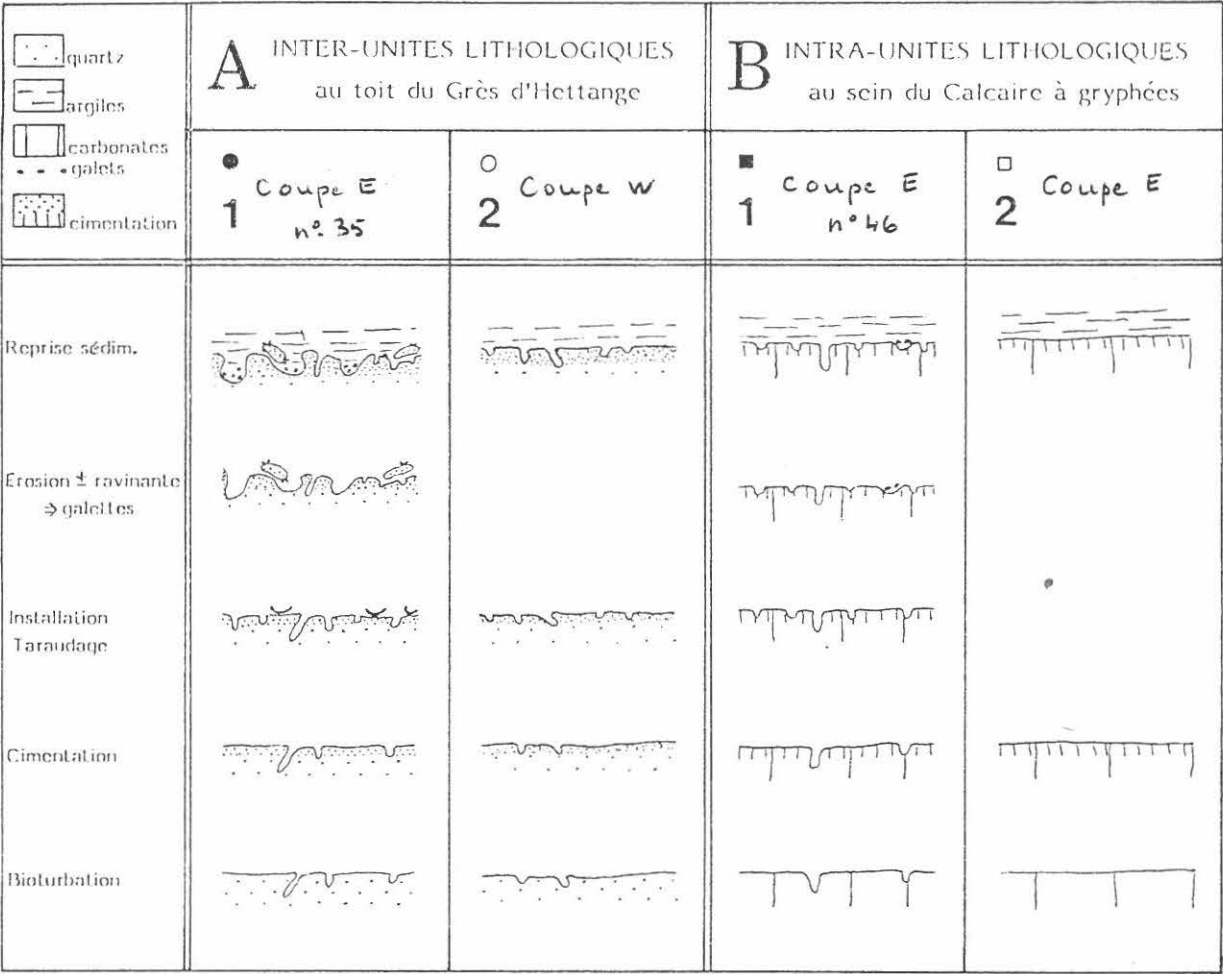


Fig. 24 - Différents types de discontinuités sédimentaires à Hettange

In : M. HANZO, J. HILLY, S. GUERIN-FRANIATTE et Ch. MANGOLD, 1987

Les analyses biostratigraphique et sédimentologique, par comparaison à l'échelle chronométrique absolue, ont permis d'évaluer les durées des discontinuités : elles sont inférieures à celles d'une sous-zone d'ammonites (300 000 - 350 000 ans).

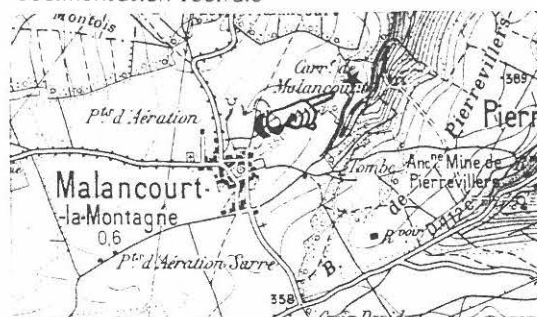
Arrêt 1.2

Carte géologique à 1/50 000 : Briey

En venant du Nord, pénétrer dans le village de Malancourt-la-Montagne et le traverser. A la sortie, emprunter un chemin à gauche, sur quelques centaines de mètres en direction du Nord-Est qui mène à un vallon encaissé. Là s'ouvre une grande et ancienne carrière aujourd'hui abandonnée.

MALANCOURT-LA-MONTAGNE

Bajocien inférieur
Sédimentation récifale



x = 872,4 ; y = 176,45

1/50 000

La carrière de Malancourt offre un des plus beaux ensembles de constructions coralliennes du Bajocien inférieur. Elle a d'ailleurs fourni la matière à divers travaux (Klüpfel 1919 (1917), Maubeuge 1972, Hallam 1975, Geister 1984, Lathuilière 1989). Sur une même verticale, on peut observer les calcaires à polypiers inférieurs avec des biohermes de grandes dimensions et les calcaires à polypiers supérieurs avec des faciès d'épandages latéraux remarquables.

Les "calcaires à polypiers inférieurs"

• Le faciès construit

Outre les caractéristiques générales énoncées p. 33, les constructions ont livré ici récemment des colonies d'*Isastrea* particulières capables d'une croissance phacéloïde qui est probablement en rapport avec un environnement relativement boueux (Lathuilière, 1989).

• Les faciès latéraux

Ce sont des calcaires et des marnes très riches en bioclastes et fossiles. Les calcaires sont surtout des biosparites dont la texture de dépôt originelle a été modifiée (pseudosparite).

La faune est riche en bivalves : *Chlamys*, *Lopha*, *Ctenostreon*, *Plagiostoma*, *Pseudolimea*, *Pholadomya*, *Pseudotrapezium*, *Trichites*, *Entolium*, *Lithophaga* et *Cavilucina bellona* dans certains bancs.

Les gastropodes du genre *Bourguetia* sont abondants. On trouve également des brachiopodes (petites térébratules, rhynchonelles et thécidés), des échinides (*Paracidaris zschokkei*) des crinoïdes, des bryozoaires érigés, quelques colonies de polypiers et quelques rares bélemnites et nautilus. La microfaune comprend quelques *Lenticulina* et l'ichnofaune des *Thalassinoïdes*.

On notera les phénomènes de compaction différentielle entre récifs et inter-récifs. Les polypiers inférieurs sont terminés par une surface perforée à *Trypanites* d'extension régionale.

Les faciès à chailles

Le faciès à chailles se présente sous forme de bancs calcaires noduleux très riches en chailles. Ces chailles correspondent à la silicification préférentielle des terriers de *Thalassinoïdes*. Hallam (1975) a fait remarquer que de très nombreux spicules de l'éponge siliceuse *Rhaxella* sont présents à l'état épigénisé en calcite. Ceci indiquerait la source des silicifications. Par ailleurs, la roche contient de nombreux grains de quartz détritiques non usés (environ 150 µm) ainsi que des micas. Le calcaire est une biosparite (pseudosparite). Les bioclastes les plus abondants sont des échinodermes, des foraminifères et des bivalves. Dans les joints marneux, les bryozoaires ne sont pas rares. A la base on peut localement reconnaître des faciès à coraux.



Fig. 25 - Panorama de la carrière de Malancourt.
La végétation du plancher de carrière a été supprimée sur le dessin.

Ce faciès a été interprété comme une extension latérale de la formation des "calcaires siliceux de l'Orne" (Maubeuge, 1972). Cette formation correspond à un corps détritique de grande épaisseur, drainant des apports ardennais et situé dans l'axe du synclinal du Luxembourg (fig. 19). Elle témoigne de mouvements synsédimentaires bajociens (Le Roux et al., 1978, Stepanoff, 1987).

Les "calcaires à polypiers supérieurs"

Le front de taille montre un récif principal inaccessible mais dont la morphologie est intéressante. Le récif prend naissance à partir de petites constructions qui fusionnent pour former une grosse et unique structure. Celle-ci devait constituer un relief assez fort sur le fond. En effet, les faciès latéraux montrent des stratifications obliques fortement pentées vers le Sud-Est. Les blocs éboulés et le toit de la carrière permettent de reconnaître ces faciès d'épandages biodétritiques. Il s'agit de rudstone à matrice micritique localement riche en solénopores. Sur le panorama (fig. 25), en direction W-SW, ces rudstones semblent s'être déposés dans une vaste dépression taillée dans les terrains sous-jacents à stratification horizontale.

Les récifs visibles sur la terrasse sud-ouest peuvent montrer des structures framestone extrêmement solides où les colonies d'*Isastrea* peuvent prendre de très grandes dimensions (jusqu'à 1,50 m).

Les polypiers supérieurs sont terminés par une surface perforée et encroûtée.

Les "marnes de Longwy"

Les "marnes de Longwy" occupent le sommet de la carrière où elles se présentent sous forme de calcaires gréseux de couleur ocre riches en petites huîtres.

Arrêt 1.3

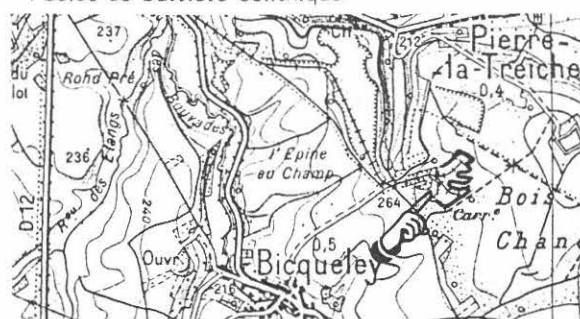
Carte géologique à 1/50 000 : Toul

A la sortie de Toul prendre la D 404 en direction de Vézelize. Dans Bicqueley, tourner à gauche et suivre un chemin de champs sur 2,5 kilomètres.

BICQUELEY

Bajocien supérieur

Faciès de barrière oolithique



x = 864,8 ; y = 110,0

1/50 000

L'intérêt de cette carrière est triple :

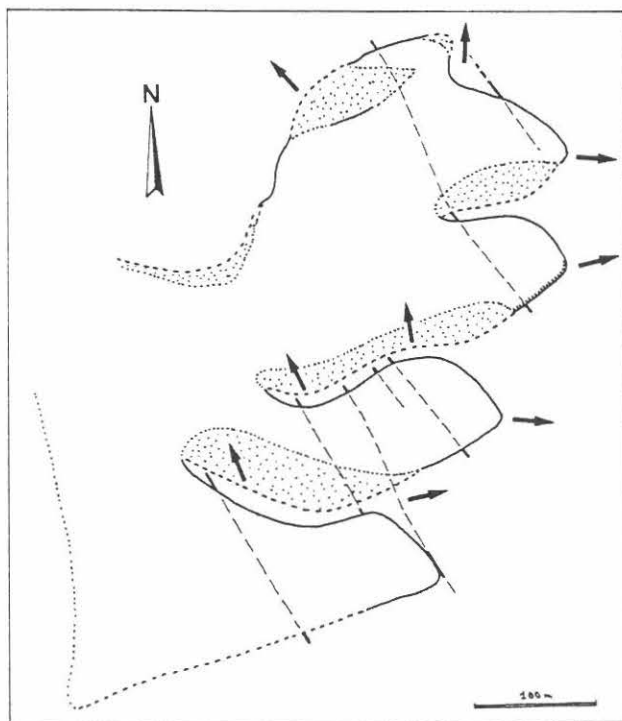
1 - Il est possible d'y observer le contact entre la dernière formation bajocienne (Oolithe miliaire supérieure) et la première formation bathonienne (Caillasse à Anabacia), séparées par un fond durci (*hard ground*) dont l'évolution a été assez complexe. Situé au niveau de la découverte de la carrière, ce niveau affleure cependant dans de très mauvaises conditions ici.

2 - Les nombreux faisceaux à litage oblique, dont le plus grand atteint environ 4 m de puissance, permettent d'étudier en détail la dynamique sédimentaire des dépôts du Bajocien terminal, dans un contexte de barrière oolithique sous-marine (*marine oolitic sand belt*) présentant d'assez bonnes analogies avec les exemples actuels de la plate-forme bahamienne. La structure la plus spectaculaire, interprétée comme un lobe d'épandage en direction de la mer ouverte (*ebb spillover lobe*), révèle l'influence de la migration de formes mineures surimposées (*sandwaves*) et l'influence très probable des marées, ce qui permet d'évaluer sa durée de mise en place à moins de 2 mois.

3 - Une famille particulière de fractures : N 140° E, parallèles au petit fossé tectonique de Bicqueley situé quelques centaines de mètres à l'Ouest, témoigne d'une certaine activité tectonique synsédimentaire (Bajocien terminal) de type distensif. Leurs épontes sont caractérisées par une zone imprégnée d'oxydes de fer, large de quelques centimètres à plusieurs décimètres et limitée extérieurement par une frange micritisée, mince et très irrégulière. Dans la partie ouverte, les caractères pétrographiques des remplissages rappellent beaucoup ceux rencontrés dans les perforations du *hard ground* sommital.

Fig. 26 - Plan de la carrière de Bicqueley.

- Directions de progradation
- Fractures synsédimentaires



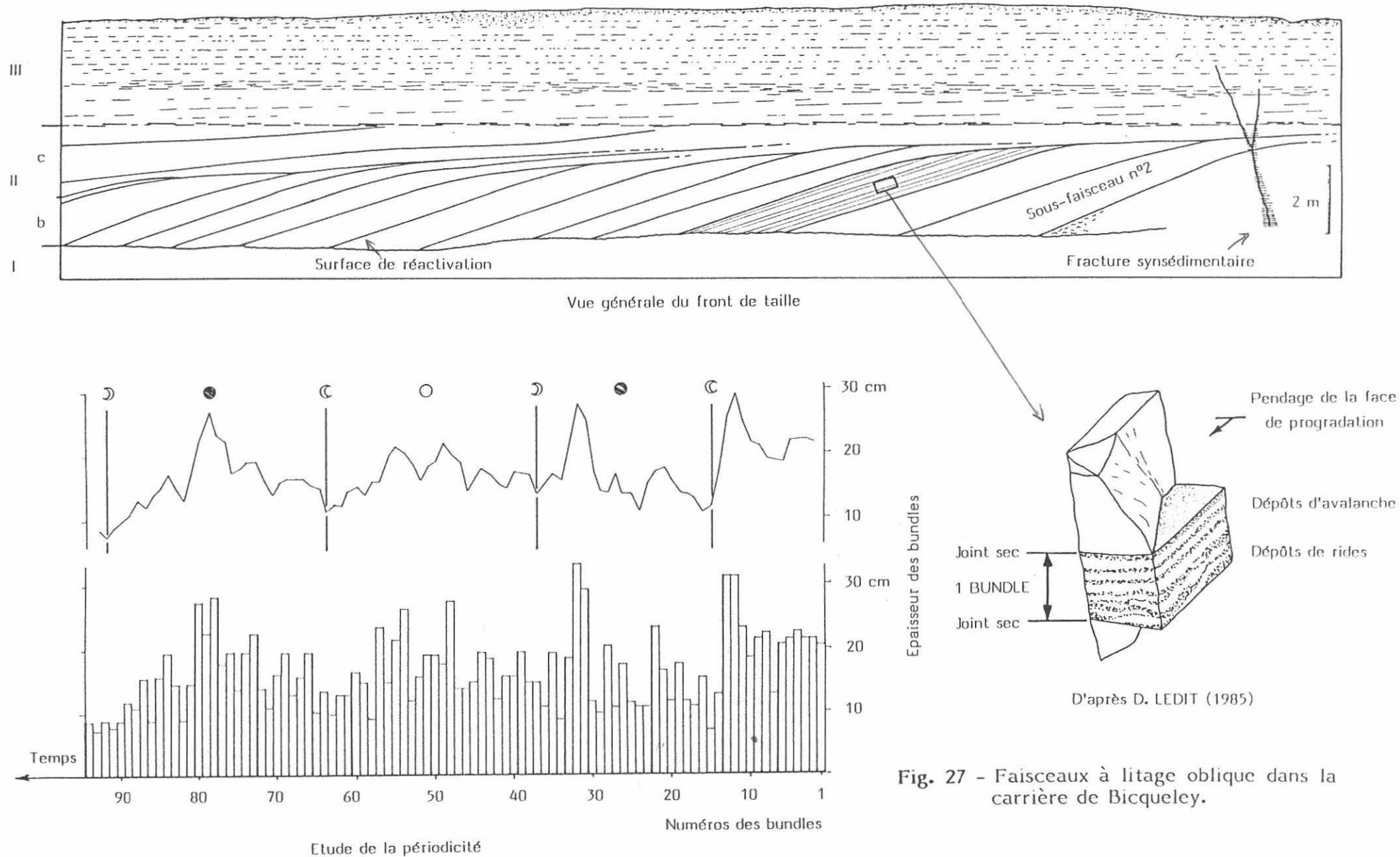


Fig. 27 - Faisceaux à litage oblique dans la carrière de Bicqueley.

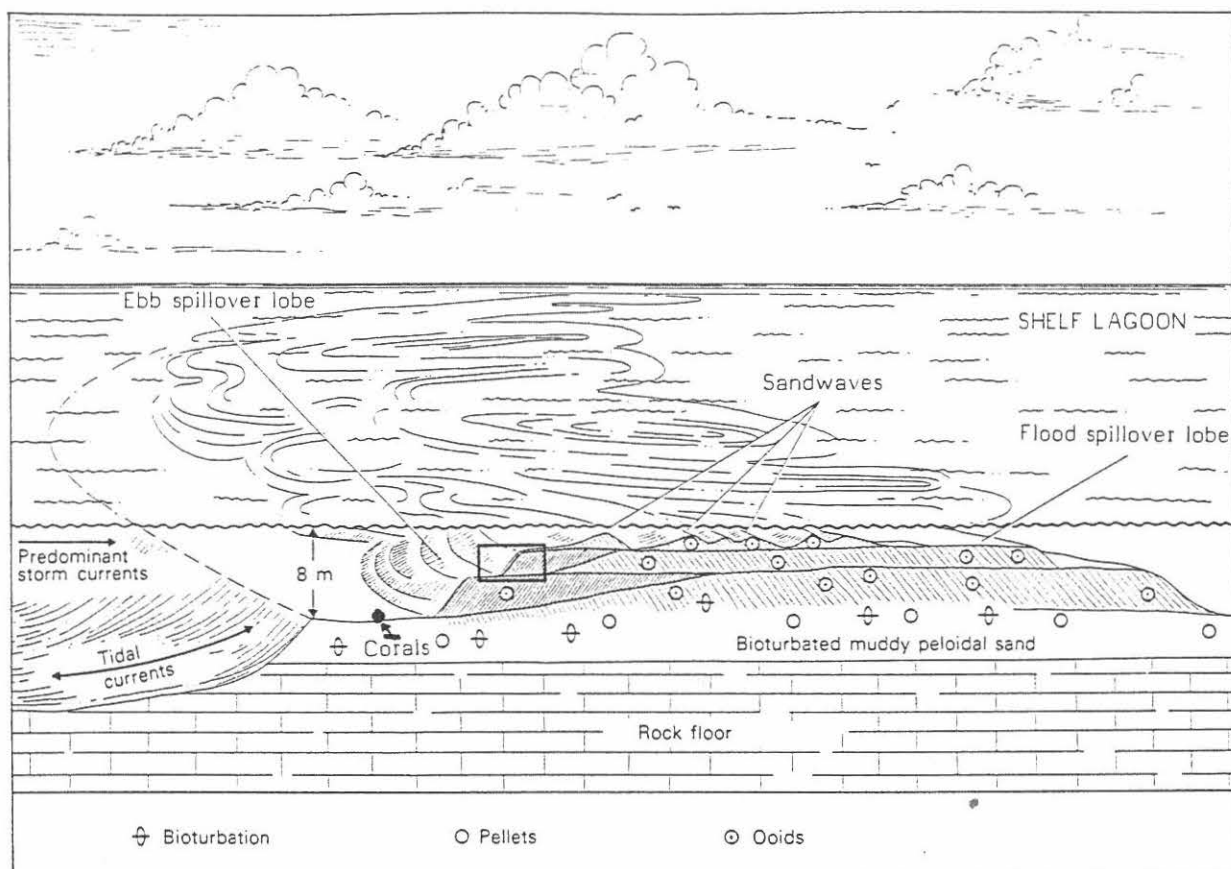


Fig. 28 - Modèle de barrière oolithique sous-marine de type "Bahamas", d'après les exemples de Cat Cay (Ball, 1967) et de Lily Bank (Hine, 1977) ; modifié de Sellwood (1978).

Arrêt 1.4

VITERNE

Carte géologique à 1/50 000 : Vezelise

Bajocien inférieur

Sédimentation récifale

Au bord de la route nationale RN74 qui va de Nancy à Dijon, à une vingtaine de kilomètres au Sud-Ouest de Nancy, deux carrières sont ouvertes dans les formations du Bajocien inférieur. L'une, au Sud de la route a été récemment ouverte pour l'exploitation de granulats. L'autre, au Nord de la route, plus ancienne est plus vaste et plus intéressante. La figure 29 montre la distribution des faciès dans cette carrière.



x = 871,2 ; y = 104,6

1/50 000

Les "calcaires à entroques"

Ce sont des grainstones, des biosparites à cimentation polyphasée drusique et syntaxiale. Les bioclastes sont plus ou moins usés, parfois micritisés. Ce sont des crinoïdes, des bivalves, des nubéculaires et plus rarement des serpules, des gastropodes, des échinides et des lenticulines. A part quelques fragments de *Trichites* et quelques jeunes pectinidés les macrofossiles sont rarement reconnaissables. On rencontre aussi quelques péloïdes et quelques grains de quartz détritiques (100-200 μ m).

L'"Oolithe à Clypeus angustiporus"

Ces grainstones présentent un microfaciès oosparitique à oobiosparitique à cimentation sous-marine. Les bioclastes parfois micritisés sont des échinodermes, des nubéculaires, des bivalves (dont *Trichites*), des rares bryozoaires, polypiers, foraminifères, gastropodes et ophiures. Les grains cortiqués sont des ooïdes tangentiels ou micritiques et des oncoïdes à nubéculaires. Quelques rares intraclastes, péloïdes et grains de quartz (80-140 μ m) sont présents.

Cet ensemble est terminé par un niveau à galets remaniés, encroûtés et perforés.

Les "calcaires à polypiers inférieurs" (8 m)

Le faciès construit dont les caractéristiques générales ont été décrites plus haut (p. 33) se présente en biohermes qui peuvent atteindre jusqu'à 8 m de haut sur environ 60 m de large à la base.

Les faciès latéraux sont des calcaires variés plus ou moins argileux dont la texture varie du wackestone au grainstone. Les éléments dominants sont des bioclastes de nature variée mais on reconnaît aussi des oolithes, quelques intraclastes et pellets.

La faune comprend des crinoïdes (*Isocrinus*) dans une situation très proche de leur lieu de vie. On trouve également des bivalves (*Chlamys*, *Camptonectes*, *Lopha*, *Trichites*...), des gastropodes, des brachiopodes pédonculés et des thécidés (*Moorellina*), des oursins (*Paracidaris zschokkei* et *Clypeus* sp.) des bryozoaires, des serpules, quelques foraminifères (*Lenticulina*, ? *Spirillina*) et plus rarement encore des dents de poissons et des pinces de crabes.

Ces faciès se terminent par un banc très particulier : le banc à lucines ou "Lucinenbank" de Klüpfel. Ce banc montre une riche faune de mollusques : *Cavilucina bellona*, *Pseudotrapezium* sp., *Pholadomya* (*Bucardiomya*) sp., *Modiolus* sp., *Bourguetia striata*. Au sommet du banc, les coquilles sont dissoutes et l'on peut reconnaître les empreintes externes et internes des coquilles. Le banc à lucines est terminé par une

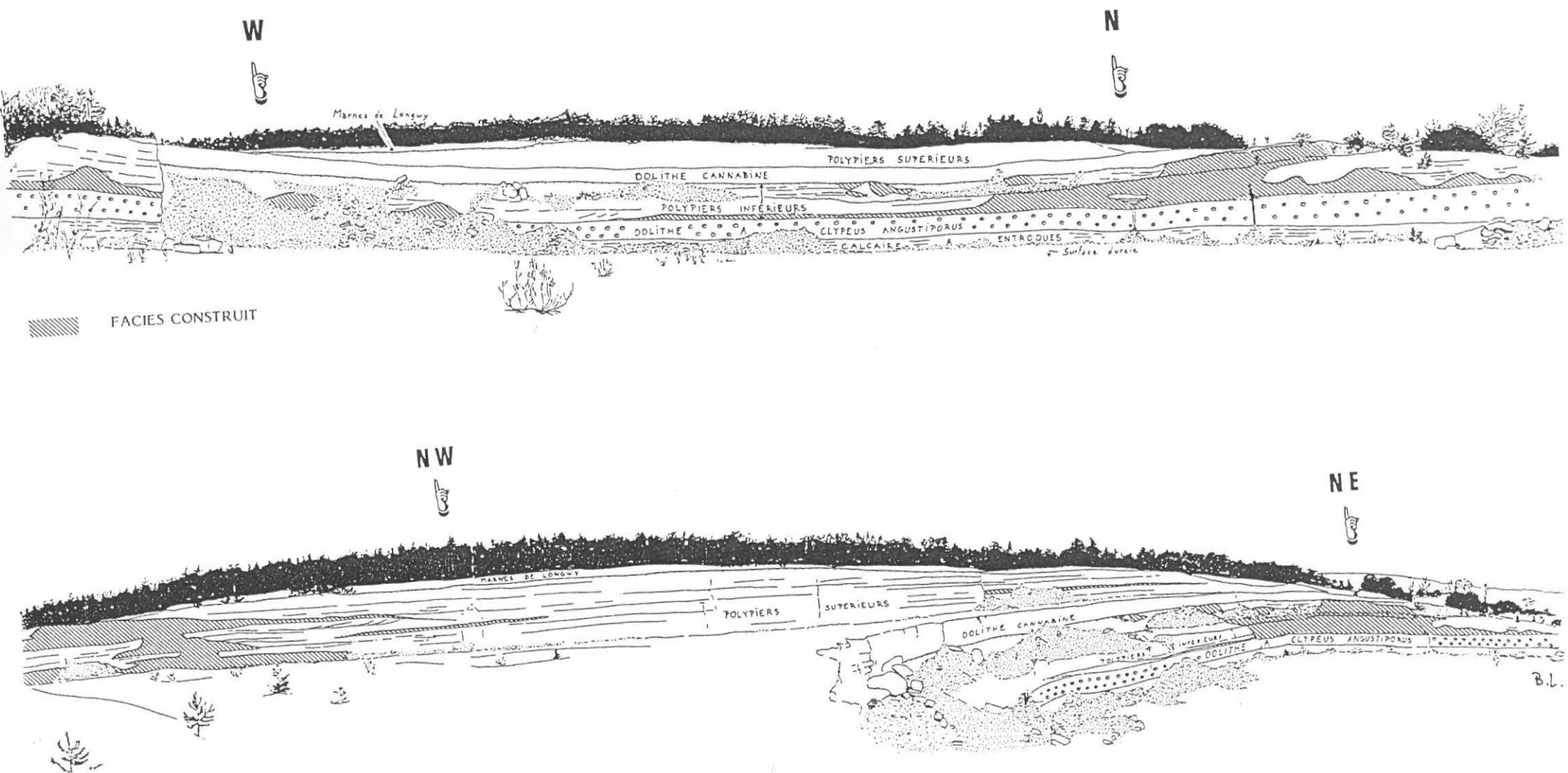


Fig. 29 - Panoramas de la carrière de Viterne.
 En haut : vue de l'entrée.
 En bas : vue du sommet de l'"oolithe cannabine", au Sud-Ouest.

surface d'érosion nette. Cette surface reconnue sur plus de 200 km, de Malancourt (Moselle) à Calmoutier (Haute Saône) représente très probablement un épisode d'émersion. Cette surface perforée est recouverte par un sédiment blanc, très riche en *Entolium*, qui se présente en un banc peu épais, voire en lentille et qui est la base de l'"Oolithe Cannabine".

L'"Oolithe cannabine" (3,20 m)

Ce membre tire son nom des oncoïdes à nubéculaires très abondants qui sont de la taille d'un grain de Cannabis. Peu épais, cet ensemble est formé de bancs assez réguliers, résultats d'une sédimentation rythmique marno-calcaire.

Le faciès assez homogène évolue cependant entre wackestone argileux et grainstone. Le constituant majeur est l'oncoïde à nubéculaires, grain cortiqué avec un nucleus (souvent un bioclaste) et un cortex en partie algaire, en partie construit par le test de *Nubecularia reicheli* Rat. Notons la présence d'une bioturbation parfois intense. La faune est surtout à l'état de bioclastes. Les macrofossiles sont rarement bien conservés : quelques moules de bivalves, quelques coquilles cassées de brachiopodes, un nautilite et quelques rares *Stephanoceras* sp.

Les "calcaires à polypiers supérieurs" (13,8 m)

Le faciès construit peut se présenter sous une forme complexe liée à l'arrêt intermittent de la construction par des épandages oolithiques et bioclastiques (à l'Ouest, voir fig. 29). Il peut aussi se présenter sous la forme de biostrome passant latéralement à des faciès non construits caractérisés par le peuplement assez dense mais éphémère de grosses colonies de polypiers.

Le faciès construit est entouré d'un calcaire oobiodétritique dont la texture est généralement grainstone (oosparite à oobiosparite). Les bioclastes les plus abondants sont les échinodermes, les bivalves, les brachiopodes, les bryozoaires et les nubéculaires. Les oolithes sont plutôt des proto-oolithes à la base et des vraies oolithes tangentielles au sommet.

On remarquera les nombreux stylolithes horizontaux.

La formation se termine par une surface d'arrêt de sédimentation marquée par des perforations, des encroûtements et des dissolutions précoces qui témoignent d'une émersion. Cette surface, déjà vue à Malancourt est connue sur une bonne partie de l'Europe occidentale et tronque les dépôts du Bajocien inférieur (zone à *Humphriesianum*).

Les "marnes de Longwy"

Cette formation marneuse constitue la découverte de la carrière assez riche en brachiopodes et en bivalves, elle correspond à la base du Bajocien supérieur.

Arrêt 2.1 et 2.3

Partie supérieure du Dogger ; passage des faciès lorrains aux faciès bourguignons.

Ces deux arrêts sont destinés à montrer les variations de faciès du sommet du Dogger calcaire. Dans cette région, les faciès lorrains (Bajocien oolithique, Bathonien argileux), passent aux faciès bourguignons (Calcaires micritiques du "Comblanchien", surmontant l'Oolithe blanche), par l'intermédiaire d'une zone d'intrication de faciès restée longtemps obscure par suite du manque de faune caractéristique et d'assimilation hâtive de faciès à des étages. C'est ainsi que les **Calcaires compacts de Chaumont** (à faciès comblanchien), qui forment au Sud de cette région, une masse unique d'environ 70 à 80 mètres au-dessus de l'Oolithe blanche, se divisent ici en deux unités distinctes, séparées par les Calcaires cristallins (calcaires bioclastiques ou microbioclastiques à pelles, localement oolithiques, à stratifications obliques) : au sommet, les **Calcaires compacts de St Blin**, à la base, les **Calcaires compacts de Neufchâteau**. Ces deux ensembles ont souvent été confondus et les Calcaires cristallins (40 m), ou bien étaient ignorés, ou bien le plus généralement assimilés aux calcaires bioclastiques de la Dalle nacree (10 à 15 m).

Les Calcaires compacts de St Blin sont très rapidement remplacés vers le Nord par les Calcaires cristallins, qui passent eux-mêmes latéralement, encore plus au Nord, aux Marnes à Rhynchonelles ; les Calcaires compacts de Neufchâteau, quant à eux, se poursuivent au delà de cette ville où ils passent latéralement à l'Oolithe miliaire supérieure, à la Caillasse à Anabacia, et probablement à la partie inférieure des Marnes à Rhynchonelles.

Les deux arrêts prévus sont destinés à montrer les contacts Calcaires compacts de Neufchâteau - Calcaires cristallins (Illoud, Neufchâteau).

Dans cette région il serait possible, mais le temps imparti ne le permet pas, d'observer le contact Calcaires compacts de St Blin-Dalle nacree, à Vesaignes-sous-Lafauche, dont les similitudes avec les précédents sont à la base des divergences d'opinions des auteurs ayant travaillé dans cette région.

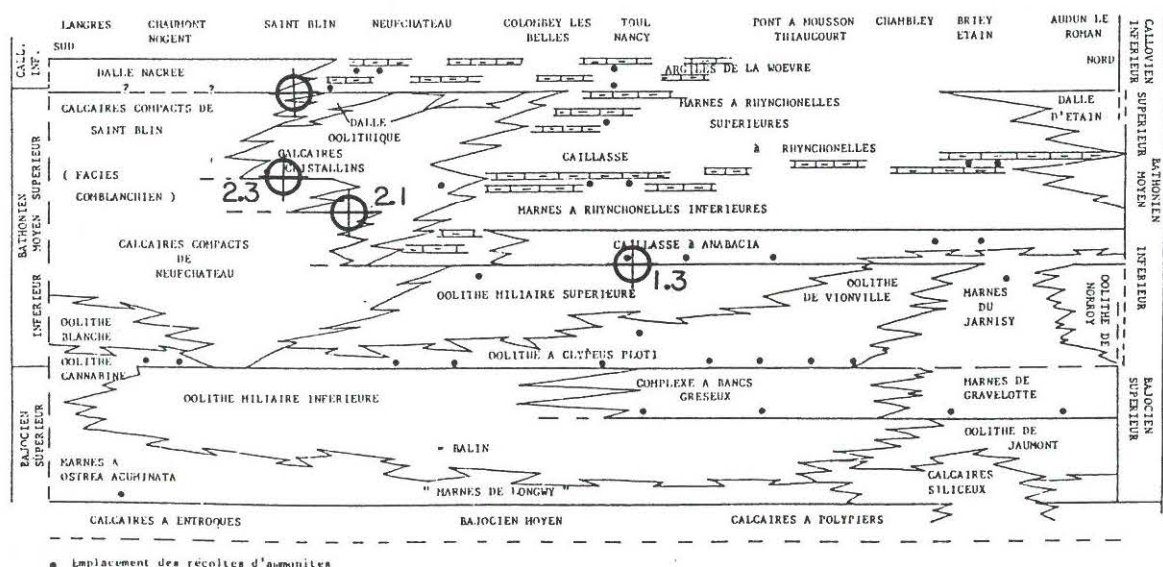


Fig. 30 - Situation des arrêts dans la partie supérieure de la plate-forme carbonatée du Jurassique moyen.

Arrêt 2.1

Carte géologique à 1/50 000 : Neufchâteau

Traverser Neufchâteau et s'arrêter à l'embranchement de la route de Verdun. Le contact entre les formations est très visible dans le talus de la route.



Contact Calcaires compacts de Neufchâteau - Calcaires cristallins

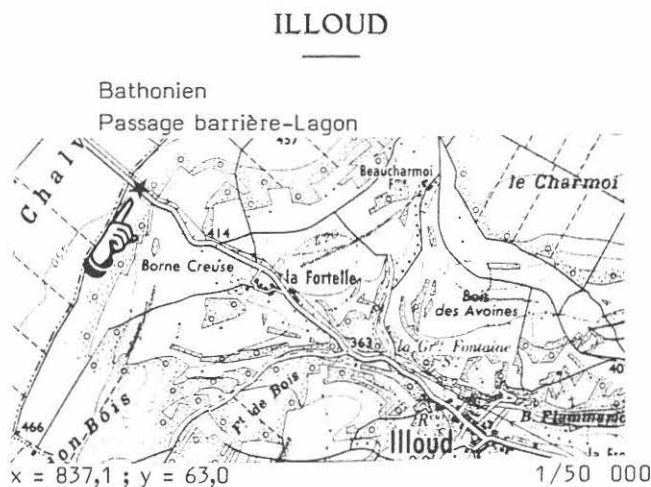
La base des Calcaires cristallins est occupée ici sur plusieurs mètres par une alternance de marnes et de calcaires argileux qui passent progressivement vers le haut au faciès typique des Calcaires cristallins. Ce niveau est une relique des Marnes à rhynchonelles qui envahissent toute la formation 30 km plus au Nord. Il n'existe déjà plus à Illoud. Des Brachiopodes peuvent y être récoltés (Bathonien moyen ?).

Les Calcaires compacts sous-jacents ont livré, dans les joints argileux, des débris de plantes, des oogones de Characées, et, dans les premiers mètres, de nombreux Anabacia. Ces derniers laissent à penser, compte tenu de l'âge Bathonien supérieur des rares Ammonites découvertes un peu plus haut dans la série et de l'absence totale d'Anabacia dans l'Oolithe miliaire supérieure, que les Calcaires de Neufchâteau, qui apparaissent d'abord au sein de l'Oolithe miliaire supérieure vers le Nord, peuvent également représenter ici l'équivalent de la Caillasse à Anabacia et, probablement, d'une partie des Marnes à rhynchonelles.

Arrêt 2.3

Carte géologiques à 1/50 000 : Bourmont

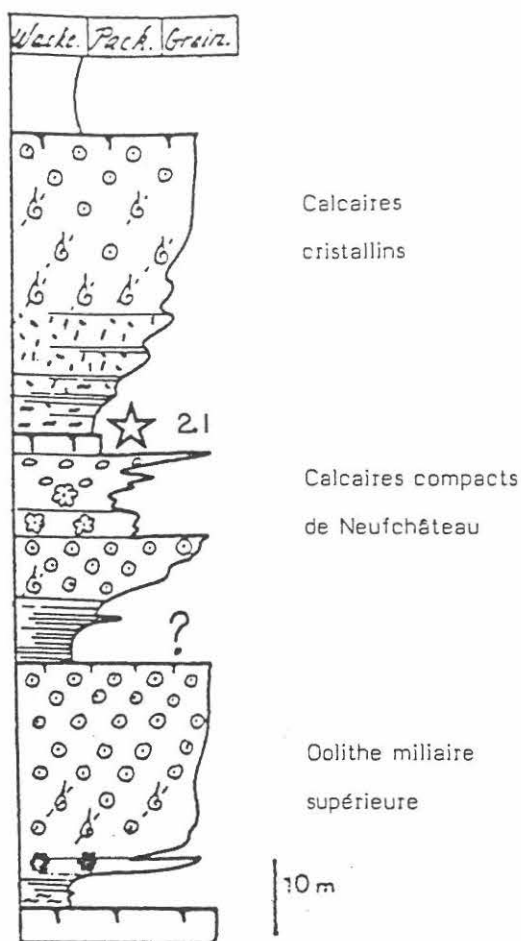
Monter la côte du Dogger après le village d'Illoud et s'arrêter en haut du front de côte, après la ferme de la Fortelle.



Contact Calcaires compacts de Neufchâteau - Calcaires cristallins

Les talus exposent le contact sur 2 à 3 m de hauteur. Noter que les Calcaires cristallins ont ici leur faciès typique dès la base.

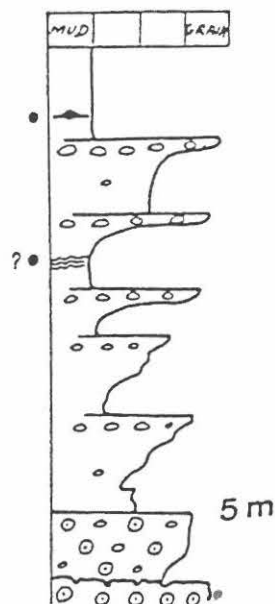
Meuse



- Ooïdes calcaires
- Ooïdes ferrugineuses
- Pelletoides
- ✱ Oncoïdes
- ✱ Oncoïdes à Hubecularia
- ⊗ Fossiles non brisés
- ⊗ Bioclastes
- ⊗ micro-bioclastes
- ✱ Entroques
- ~ Argile
- Surface durcie.

MEUSE

NEUFCHÂTEAU



- Pelletotide
- Ooïde
- ✱ Oncoïde
- ≡ Laminations algaires
- Structure ocellée
- Surface micritisée
- /// Dolomie
- Ciment stalactitique
- Indice d'émersion.

Fig. 31 - Principales unités de faciès au sein de la lithocline bathonienne. Coupe de Neufchâteau.

Fig. 32 - Répartition des traces d'émersion au sein des Calcaires compacts de Neufchâteau.

(d'après B.H. Purser, 1975)

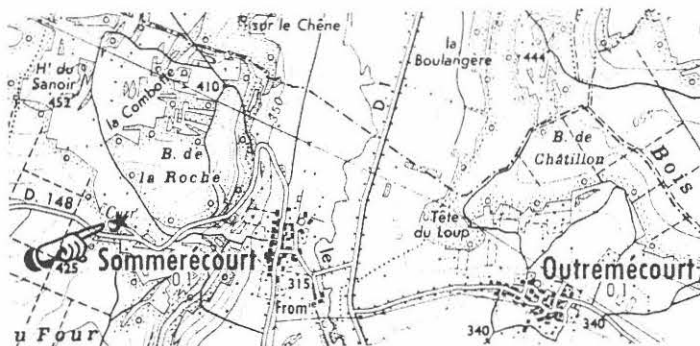
Arrêt 2.2

SOMMERÉCOURT

Carte géologique à 1/50 000 : Bourmont

Bajocien inférieur
Sédimentation récifale

A la sortie nord du village de Sommerécourt, gravir la côte. Sur le plateau une vaste carrière, récemment abandonnée s'ouvre à droite de la route dans la formation des "calcaires à polypiers".



x = 845,8 ; y = 64,2

1/50 000

La fig. 33 donne la disposition générale des faciès dans la partie ouest de la carrière.

Les "calcaires à polypiers inférieurs"

Le faciès construit est assez différent de ceux de Malancourt (p. 41) et de Viterne (p. 47). La structure construite est plus lâche. Dans les arrêts précédents, les coraux constituaient par eux-mêmes la structure rigide (framestone). Ici, ils construisent plus souvent en jouant un rôle de lien (bindstone) ; ils couvrent, encroûtent le sédiment. Ceci explique l'alignement des colonies lamellaires parallèlement aux pentes du récif. Ceci explique aussi le nombre relativement moins fort des cryptobiontes. Parfois, les constructeurs ont pu aussi jouer le rôle de piège à sédiment (bafflestone). C'est le cas pour les structures à coraux branchus qui sont plus abondantes ici.

La composition faunique est également particulière. La dominance du genre *Isastrea* n'est plus la règle. Le genre *Periseris* est très abondant sous des formes coloniales diverses. Le genre dendroïde *Dendraraea* occupe aussi des volumes importants. Avec lui se développe toute une faune associée de petits organismes (brachiopodes et gastropodes surtout) qui vivaient entre les branches du corail.

Les *Chlamys* sont ici encore plus abondants que dans les affleurements précédents. Cela est vrai aussi pour *Caenocidaris cucumifera* et à un moindre degré pour *Ctenostreon pectiniforme*.

Les faciès latéraux rappellent ceux observés à Viterne. Les calcaires sont variés, oscillant entre des textures packstone et grainstone. Les éléments sont des bioclastes (surtout échinodermes et bivalves) et des grains cortiqués (oolithes tangentielles et oncoïdes à nubéculaires). la dolomite peut prendre une part non négligeable de la phase de liaison.

La série des "calcaires à polypiers inférieurs" se termine par le banc à lucines, localement riche en polypiers dissous. Ce banc est tronqué au sommet par une surface d'érosion semblable à celle de Viterne qui coupe aussi très nettement les biohermes.

L'"Oolithe canabine"

C'est le même faciès qu'à Viterne avec le banc à *Entolium* également présent à sa base.

Les "polypiers supérieurs"

Là encore, le faciès est très proche de celui observé à Viterne. On remarquera cependant le développement plus grand des biocénoses à *Dendraraea*. La formation se termine par une surface perforée (fin de *Humphriesianum*).

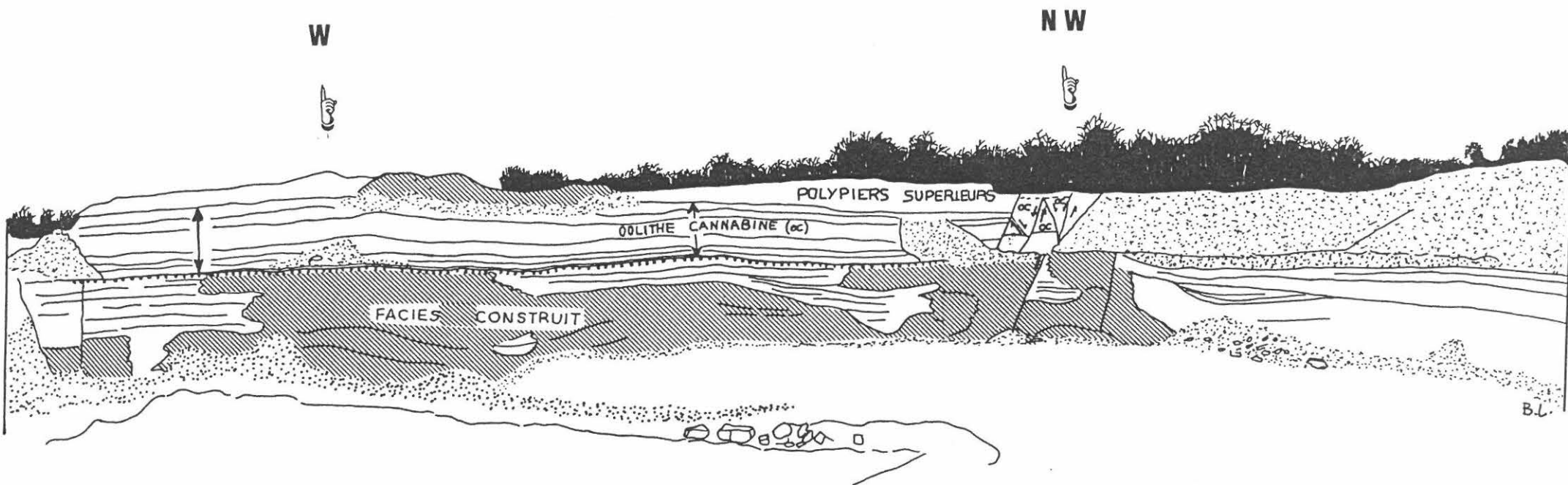


Fig. 33 - Panorama de la carrière de Sommerécourt.

Tectonique

Le passage de la faille de Vittel à proximité de la carrière perturbe l'exploitation dans la partie sud. De petites failles satellites (fig. 33) et des plans de frictions sont visibles. L'orientation des stries ou cannelures subhorizontales manifeste le jeu essentiellement coulissant de cet accident majeur du Bassin de Paris. La faille de Vittel marque la limite entre le bloc bourguignon peu subsident et le bloc ardennais où se localisent les principaux sillons de sédimentation (Le Roux, 1975, 1980).

BIBLIOGRAPHIE

Généralités - Lithostratigraphie - Tectonique

- BEUCLER D. & HUMBERT L. (1979) - L'Oxfordien de la plate-forme Lorraine : de la période prérécifale au comblement du bassin. In : Dynamique de la sédimentation d'une plate-forme carbonatée : le Bassin parisien au Jurassique moyen et supérieur, C.R. excursion n°62 A, XXVI Congrès Géologique International. *Bull. Info. Géol. Bassin de Paris*, 16, 4, p. 73-80.
- BOEHM C., CLERMONT J., FAUVEL P.J. & LE ROUX J. (1980) - Structure, érosion et sédimentation anté-albiennes dans l'Est et le Nord-Est du Bassin de Paris. 8ème R.A.S.T., Marseille, 21-23 février 1980, p. 50. Livre en dépôt à la Soc. Géol. de France.
- CASTAING J. & GEISLER D. (1972) - Contribution à l'étude sédimentologique du Bajocien de la région de Nancy. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 173 p., 16 pl.
- CAVELIER C. & LORENZ J. coord. (1987) - Aspect et évolution géologiques du Bassin parisien. *Bull. inf. géol. Bass. Paris*, mém. h.s. 6.
- CONTINI D. (1970) - L'Aalénien et le Bajocien du Jura franc-comtois. Etude stratigraphique. *Ann. scient. Univ. Besançon*, vol. 3, Géol., fasc. 11, 204 p., 56 fig.
- CONTINI D. & MANGOLD Ch. (1980) - Evolution paléogéographique de la France au Jurassique moyen. In G.F.E.J., Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, h.s. 5.
- EDEL J.B. (1978) - Contribution du magnétisme et de la gravimétrie à la connaissance du socle varisque dans l'Est de la France et le Sud de l'Allemagne. *Bull. Sc. Géol., Strasbourg*, 31, 2, p. 45-55.
- G.F.E.J. (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, h.s. 5.
- HAGUENAUER B. & HILLY J. (1987) - Naissance et déclin du Bassin parisien sur ses marches orientales. In : CAVELIER C. & LORENZ J. coord., Aspect et évolution géologiques du Bassin parisien. *Bull. inf. géol. Bass. Paris*, mém. h.s. 6.
- HANZO M. (1980) - Lias inférieur de Lorraine. In : MEGNIEN Cl. & MEGNIEN F. coord., Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M.*, 101.
- HANZO M. & LE ROUX J. (1982) - Livret guide d'excursion en Lorraine du Groupe français d'étude du Jurassique. *Lab. Géol. Séd. Univ. Nancy I*, 2 vol. (inédit).
- HILLY J., HAGUENAUER B. (1979) - Lorraine-Champagne, Guides Géologiques Régionaux, Masson, Paris, 216 p., 117 fig., 8 pl.
- KLUPFEL W. (1919) - Über den Lothringer Jura. *Jahrb. Königl. Preuss. Geol. Landes*, Berlin, (1917), Bd 38, Teil. I, p. 252-346.
- LE ROUX J. (1975) - La prolongation vers l'Est de l'accident médio-parisien. Ses rapports avec le massif Vosges-Forêt Noire. *C.R. Acad. Sci., Paris*, série D, t. 280, 3 février 1975, p. 547-550.
- LE ROUX J. *et al.* (1978) - Subsidence et sédimentation dans l'Est du Bassin de Paris. Manifestations tectoniques au Jurassique moyen dans le synclinal de Joeuf (Moselle et Meurthe et Moselle). 103ème Congr. nat. Soc. sav., Nancy, fasc. IV, p. 363-374.
- LE ROUX J. (1980) - Le Jurassique moyen de Lorraine. In : MEGNIEN Cl. & MEGNIEN F. coord., Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M.*, 101, p. 100-167.
- LE ROUX J. (1980) - La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. *Bull. soc. Géol. Fr.*, n°4, p. 655-662.

- MOUTERDE R. (1980) - Evolution paléogéographique de la France au Lias (Jurassique inférieur). In : G.F.E.J., Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, h.s. 5.
- MULLER A. (1987) - Structures géologiques et répartition des faciès dans les couches méso- et cénozoïques des confins nord-est du Bassin parisien. In : CAVELIER G. & LORENZ J. coord., Aspect et évolution géologiques du Bassin parisien. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris.*, mém. h.s. 6.
- STEINER P. (1980) - Lithostratigraphie et fracturation du Dogger lorrain. Thèse Doctorat de 3ème cycle, Nancy, 206 p., 94 fig., 5 tabl.
- Synthèse Géologique du Bassin de Paris (1980) - *Mémoires B.R.G.M* n°101 à 103, dirigé par Cl. MEGNIEN.
Stratigraphie et paléogéographie, n°101, 468 p. ; Atlas, n°102, 55 cartes ; Lexique des noms de formation, n°103, 467 p.

Arrêt 1.1 - Hettange

- GUERIN-FRANIATTE S., HANZO M. & RUGET Ch. (1983) - L'Hettangien en Lorraine centrale : nouvelles observations lithologiques et biostratigraphiques dans la région de Nancy. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXV, n°6, p. 943-952.
- HANZO M., GUERIN-FRANIATTE S. (1985) - Une coupe continue dans le Lias inférieur et moyen de Lorraine septentrionale. *Cah. Inst. cath. Lyon*, n°14, p. 175-189.
- HANZO M., HILLY J., GUERIN-FRANIATTE S. & MANGOLD Ch. (1987) - Durée des discontinuités et des séquences ; une approche méthodologique appliquée au passage Hettangien-Sinemurien de la région d'Hettange (Lorraine). *Bull. Soc. géol. France*, 8, 3, 6.

Arrêts 1.2, 1.4, 2.2

Malancourt-la-Montagne, Viterne, Sommerécourt

- BATHURST R.G.C. (1980) - *Stromatactis*. Origin related to submarine cemented crusts in paleozoic mud mounds. *Geology*, Boulder, vol. 8, n°3, p. 131-134, 3 fig.
- CHAVE K.E. *et al.* (1972) - Carbonate production by coral reefs. *Mar. Geol.* vol. 12, p. 123-140, 5 fig., 10 tabl.
- GEISTER J. (1984) - Récifs à coraux du Bajocien du Grand-duché de Luxembourg et de Malancourt en Lorraine. In : GEISTER J. & HERB. R., Géologie et paléoécologie des récifs. *Inst. Géol. Univ. Berne*, p. 12.1-12.16.
- GEISTER J. (1986) - Taux de croissance et production de carbonates d'un récif corallien bajocien (Rumelange, Grand duché du Luxembourg). *Fossil Cnidaria*, Münster, vol. 15, n°2, p. 13-14.

- HALLAM A. (1975) - Coral patch reefs in the Bajocian (Middle Jurassic) of Lorraine. *geol. Mag.*, Cambridge, vol. 112, n°4, p. 383-392, 3 fig. 2 pl.
- KOBLUK D.R. (1988) - Cryptic faunas in reefs : Ecology and geologic importance. *Palaios*, vol. 3, n°4, p. 379-390, 4 fig.
- LATHUILIERE B. (1982) - Bioconstructions bajociennes à madréporaires et faciès associés dans l'île Crémieu (Jura du Sud ; France). *Géobios*, Lyon, n° 15, fasc. 4, p. 491-504, 11 fig.
- LATHUILIERE B. (1984) - La plasticité du genre *Kobyastraea* (Hexacorallia) un bon marqueur paléocéologique. *Géobios*, Lyon, n° 17, fasc. 3, p. 371-375, 2 fig., 1 pl.
- LATHUILIERE B. (1988) - Analyse de populations d'isatrées bajociennes (Scléractiniaires jurassiques de France). Conséquences taxonomiques, stratigraphiques et paléocéologiques. *Géobios*, Lyon, n°21, fasc. 3, p. 269-305, 15 fig., 6 pl.
- LATHUILIERE B. (1989) - Isastrea, polypier branchu ! *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.308, sér. II, p. 887-892, 2 pl., 1 fig.
- MAUBEUGE P.L. (1972) - La carrière de Malancourt (Moselle) : une contribution à la sédimentation récifale et à la stratigraphie du Bajocien moyen de Lorraine. *Bull. Acad. & Soc. Lorraine Sci.*, Nancy, vol. 11, p. 1-21.
- STEPANOFF F. (1987) - Contrôle de la sédimentation par la tectonique dans l'Est du bassin de Paris. Exemple des calcaires siliceux du synclinal de Joeuf. Rapport D.E.A., Univ. Nancy I, 36 p., 11 pl. (inédit).

Arrêts 1.3, 2.1, 2.3

Bicqueley, Neufchâteau, Illoud

- BALL M.M. (1967) - Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *J. Sediment. Petrol.*, Tulsa, 37, 2, p. 556-591.
- HINE A.C. (1977) - Lily Bank, Bahamas ; history of an active oolite shoal. *J. Sediment. Petrol.*, Tulsa, 47, 4, p. 1554-1581.
- LEDIT D. (1985) - Etude sédimentologique de l'Oolithe milière supérieure (Bajocien terminal) de Pierre-la-Treiche (Meurthe-et-Moselle) : structures sédimentaires d'origine tidale et fracturation synsédimentaire. Rapport stage DEA, Univ. Nancy I, 77 p., 58 fig., 6 pl. h.t. (inédit).
- LE ROUX J. (1973) - Les variations de faciès du Bajocien supérieur et du Bathonien de Toul (Meurthe-et-Moselle) à Saint-Blin (Haute-Marne). Corrélations stratigraphiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 276, D.
- LE ROUX J. (1975) - Données nouvelles sur le Dogger moyen (Bajocien supérieur et Bathonien) des environs de Neufchâteau (Vosges). Conséquences sur les corrélations lithostratigraphiques entre la Meurthe-et-Moselle et la Haute-Marne. *Bull. Acad. et Soc. Lorr. Sci.*, 14, 1.
- LE ROUX J., THIERRY J. (1982) - Précisions lithostratigraphiques sur le Dogger calcaire à la bordure orientale du Bassin de Paris. *9ème Réun. An. Sci. Terre*, Paris, p. 380. Livre en dépôt à la Société Géologique de France.
- PURSER B.H. (1975) - Sédimentation et diagénèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse d'Etat, Paris-Sud "centre d'Orsay", 452 p.

- SELLWOOD B.W. (1978) - Shallow-water carbonate environments. In : H.C. READING (ed.), *Sedimentary environments and facies*. Blackwell, Oxford, p. 259-313.
- VISSEER M.J. (1980) - Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits : a preliminary note. *Geology*, Boulder, 8, 11, p. 543-546.

