

SGN/GEO

# SYNTHÈSE PALEOGEOGRAPHIQUE DU JURASSIQUE FRANÇAIS

PAR LE GROUPE FRANÇAIS  
D'ETUDE DU JURASSIQUE

R.ENAY C.MANGOLD

E.CARIOU D.CONTINI

S.DEBRAND-PASSARD

P.DONZE J.GABILLY

A.LEFAVRAIS-RAYMOND

R.MOUTERDE J.THIERRY

(Coordonnateurs)

documents

Publié avec le concours  
du Centre National de la Recherche Scientifique

H.S. 5  
1980

F 306

# documents des laboratoires de géologie lyon

SGN/GEO

département   
des sciences de la terre  
université  
claud-bernard  
lyon1

Editeur :

Département des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard,  
27 - 43, boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cédex

Imprimeur :

Imprimerie des Beaux-Arts - Tixier s.a. - Lyon 69003

Dépôt légal : 2<sup>e</sup> trimestre 1980

ISBN : 2-85454-066-2

Administration : G. Le Hégarat

Rédaction : R. Ballésio

ENAY (R.) MANGOLD (C.) . - Synthèse paléogéographique  
du Jurassique français / par R. Enay et C. Mangold  
[etc...] . - Villeurbanne : Université Claude Bernard  
Department des sciences de la terre ,1980 . - 210 p.  
ill. ; 30 cm.

(Document laboratoire géologie de Lyon , 1980 n° h.s. 5)



Mangold (C.)

par

Le Groupe français d'Etude du Jurassique

---

R. ENAY, Président et C. MANGOLD, Secrétaire

E. CARIOU, D. CONTINI, S. DEBRAND-PASSARD,  
P. DONZE, J. GABILLY, A. LEFAVRAIS-RAYMOND,  
R. MOUTERDE et J. THIERRY, Coordonnateurs.

Publié avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique

---

*Docum. Lab. Géol. Lyon, H.S. 5, 1980, 210 p., 1 fig., 3 tabl., 42 cartes*

---



SYNTHÈSE GÉOGRAPHIQUE  
DU  
FRANCAIS FRANCAIS

## A V A N T - P R O P O S

Cette synthèse paléogéographique du Jurassique français est l'aboutissement d'un projet conçu dès la formation du Groupe en 1968. L'idée en fut lancée dès sa première réunion par Monsieur P. L. MAUBEUGE. Les premières maquettes pour le Sinémurien et l'Aalénien étaient présentées en 1972 mais c'est seulement en 1975 que le projet démarrait réellement.

Au fil des ans, le projet, assez vague à ses débuts, a mûri au contact des difficultés rencontrées. Toutes n'ont pas été vaincues et beaucoup ne pouvaient l'être en l'état actuel des connaissances. Tel qu'il se présente, et malgré la marque propre à chaque coordonnateur ou groupe de travail attaché à une carte ou à un étage, il traduit une doctrine commune à tous ceux qui ont pris une part active au projet. Cette doctrine commune s'est édiflée autour de trois axes directeurs majeurs.

Le premier axe est la priorité accordée à l'impératif chronologique (1). Ainsi, la première réalisation du Groupe "les zones du Jurassique en France", destinée aux non-spécialistes, souvent déroutés par les nombreuses zones et zonations existantes et tentés de se rabattre sur des zones classiques mais périmées (cf. fameuse zone à Per. achilles), préparait directement la synthèse paléogéographique présentée ici.

Cette synthèse est aussi l'aboutissement des travaux et recherches de stratigraphie réalisés au cours des 15 ou 20 dernières années sur les séries jurassiques à l'affleurement, pourtant réputées bien connues. Ces mises à jour régionales, bien situées dans une chronologie de référence qu'elles ont contribué à perfectionner, sont l'armature solide autour de laquelle sont construites les cartes de faciès.

Dans ce domaine, le raccord entre les affleurements et les données des forages a constitué la principale difficulté rencontrée et c'est là que se situe la plupart des problèmes non résolus signalés dans les commentaires des cartes. La cause n'est pas seulement le rattachement à une chronologie insuffisante ou périmée des zones affleurantes prises comme référence, mais surtout à la distance qui sépare les informations sur les séries traversées en forage (surtout quand elles n'étaient pas les objectifs recherchés) et celles dont nous disposons maintenant pour les séries étudiées à l'affleurement.

(1) Plusieurs coordonnateurs sont allés voir sur place des séries discutées ou mal datées.

Le deuxième axe a été la réalisation d'un nombre de cartes suffisant pour éviter "l'effet de masque" qu'introduisent des divisions trop larges. Seul l'enchaînement des cartes successives pour des tranches de temps rapprochées peut faire ressortir l'évolution des domaines de sédimentation.

Outre le bon enchaînement des paléogéographies ainsi obtenu, une chronologie fine diminue, sans la faire disparaître totalement, la difficulté d'avoir à représenter sur une surface plane une tranche de temps et de sédiments et ses variations à la fois verticales et horizontales. Les cartes présentées sont notre réponse à ce problème. Et c'est délibérément que nous avons choisi de ne pas nous limiter à des périodes dites sensibles considérées arbitrairement comme significatives.

Cette recherche a ses propres limites : la fiabilité des corrélations en deçà d'un certain intervalle de temps. Pour le Jurassique français, les insuffisances de la chronologie, non seulement en forage, mais aussi pour certaines zones affleurantes, ne permettent pas d'aller raisonnablement au-delà des 22 cartes présentées. Avec 11 étages et plus de 60 zones, la moyenne est de 2 cartes par étage ou une carte pour trois zones soit une carte pour 1 à 1,5 MA.

Ces cartes correspondent à des ensembles aussi isochrones que possible, dans la limite des corrélations réalisables, mais ne sont pas nécessairement définies à partir des divisions de l'étage en sous-étages, zones ou groupes de zones. Ce sont des intervalles compris entre des repères (discontinuités, changements lithologiques majeurs ...) marquant des modifications importantes de la paléogéographie reconnaissables sur de vastes étendues.

Enfin, le troisième axe a été la volonté de réaliser d'abord des cartes de faciès et de bien séparer "cartes de faciès" et "cartes interprétatives". Plutôt que de vouloir appliquer systématiquement pour chaque carte et la période qu'elle représente, un modèle théorique plus ou moins adapté, nous nous sommes attachés d'abord à la représentation des objets géologiques.

Nous présentons également des cartes interprétatives, ne serait-ce que parce qu'elles découlent directement des cartes de faciès et parce qu'il nous appartenait de tirer parti du travail de fond, mais nous ne les considérons pas comme l'apport le plus important de la synthèse présentée.

Suivant cette doctrine, la synthèse paléogéographique du Jurassique français est une oeuvre collective qui réunit dans une même chronologie les résultats les plus récents acquis sur les zones à l'affleurement et les données de subsurface, souvent réinterprétées, pour l'ensemble du Jurassique de France et de quelques régions voisines (Luxembourg, Pyrénées espagnoles ...).

Le rapprochement et l'effort pour coordonner des données acquises dans des régions variées, souvent de façon indépendante ou par des voies et des méthodes différentes, conduisent à une vision nouvelle des domaines de sédimentation jurassiques, souvent assez différente de celle que nous impose la disposition actuelle des grands bassins sédimentaires, par exemple pour le Bassin de Paris ou l'extension des mers jurassiques sur un Massif central presque inexistant à cette époque.

L'enchaînement des cartes successives pour des tranches de temps rapprochées fait ressortir l'évolution de ces domaines de sédimentation jurassiques : succession de phases de subsidence tantôt continue, tantôt interrompue par des périodes de lacunes plus ou moins généralisées et, surtout, subsidence différentielle qui montre à travers les âges la constance des traits structuraux encore visibles actuellement.

Cette mise au point de nos connaissances met aussi en pleine lumière les difficultés ou les incertitudes de certaines corrélations ou interprétations, ainsi que la nécessité de recherches ultérieures et l'orientation qu'il conviendrait de leur donner.

La synthèse présentée s'appuie nécessairement sur de nombreux travaux anciens ou récents qui ne peuvent être cités tous. Sont données en bibliographie quelques monographies régionales dans lesquelles on trouvera toutes les références utiles.

Parmi les documents consultés il faut faire une place à part à l'Atlas "Géologie du Bassin d'Aquitaine", la première grande synthèse de bassin à partir des données profondes réalisée en France. Nous lui avons fait de larges emprunts et toutes les fois où nous avons éprouvé le besoin de consulter ou de revoir certaines données nous avons reçu le meilleur accueil des Sociétés pétrolières. C'est un devoir bien agréable que de remercier MM. P. DUBOIS (S. N. E. A. -P) et R. M. SERONIE-VIVIEN (Esso) et tous leurs collaborateurs de l'aide qu'ils nous ont apportée.

Avec la "Synthèse" en cours sur le Bassin parisien et le B. R. G. M. , s'est établie une véritable collaboration. Si le groupe français d'Etude du Jurassique a bénéficié de données irremplaçables sur la géologie profonde du bassin, le Groupe a apporté une contribution essentielle, en particulier pour les raccords entre subsurface et zones affleurantes de certains étages. Tous nos remerciements sont acquis à M. MEGNIEN, Coordonnateur de la synthèse du Bassin de Paris.

Malgré l'interpénétration dans leur préparation la synthèse paléogéographique du Jurassique français ne fait pas double emploi avec la synthèse du Bassin de Paris, pas plus d'ailleurs qu'avec celle du Bassin d'Aquitaine. Limitées à un seul bassin ces synthèses embrassent toute la série post-paléozoïque à une échelle de temps nécessairement plus large que celle adoptée pour une synthèse du seul Jurassique. La synthèse paléogéographique du Jurassique français couvre tous les bassins sédimentaires français et l'échelle de temps utilisée est beaucoup plus fine que celle imposée par les seules données de forage. Ainsi, ces deux approches dans l'histoire des bassins sont complémentaires.

La synthèse paléogéographique du Jurassique français est aussi l'oeuvre de tous ceux qui ont apporté des données ou une aide quelconque tout au long de sa préparation. Ce travail n'aurait pu être mené à bien sans la participation de :

Mmes, MM. M. ARNAUD (Provence), F. ATROPS (Sud-Est), J. P. AUFFRET (Manche), J. C. BARFETY (Alpes), B. BEAUDOIN (Chaînes subalpines), P. BERNIER (Jura), Y. BODEUR (Causses, Cévennes), A. BONTE (Boulonnais), E. CARIOU (Poitou), D. CONTINI (Haute-Saône, Jura), L. COUREL (Bourgogne), G. DARDEAU (Alpes Maritimes), J. DEBELMAS (Alpes), S. DEBRAND-PASSARD (Berry et Bassin de Paris), J. DELANCE (Nivernais), J. DELFAUD (Aquitaine et Pyrénées), R. DELOFFRE (Aquitaine), L. DEMASSIEUX (Lorraine), P. DONZE (Jura), P. DUBOIS (Aquitaine), M. DURAND-DELGA (Corbières), S. ELMI (Lyonnais, Ardèche), R. ENAY (Jura), G. FILY (Normandie), J. GABILLY (Poitou), J. GUYADER (Manche), P. HANTZPERGUE (Charentes), E. JAUTEE (Arc de Castellanne), C. KERKHOVE (Alpes), C. LARSONNEUR (Manche), B. LAURIN (Ardennes), A. LEFAVRAIS-RAYMOND (Bassin de Paris, Quercy, Périgord), M. LEMOINE (Alpes internes, Corse), J. LORENZ (Berry), G. MALMOUSTIER (Aquitaine), C. MANGOLD (Jura), D. MARCHAND (Bourgogne), S. MEGELINK-ASSENAT (Aquitaine), J. C. MENOT (Bourgogne), C. MONLEAU (Provence), R. MOUTERDE (Sud-Est, Bassin de Paris), B. PEYBERNES (Pyrénées), M. RIOULT (Normandie), M. ROUX (Arc de Castellanne), R. M. SERONIE-VIVIEN (Aquitaine, vallée du Rhône), C. TEMPIER (Provence), J. THIERRY (Bourgogne), H. TINTANT (Bourgogne).

Il convient de souligner le rôle essentiel des coordonnateurs et de leurs collaborateurs immédiats à qui est revenue la lourde tâche de rechercher l'information, de solliciter les participations et de coordonner l'ensemble des données réunies. Parmi eux, M. MANGOLD, Secrétaire du Groupe, mérite une mention particulière pour l'aide qu'il m'a apportée dans la coordination générale du projet.

Pour la réalisation matérielle, le personnel du Département des Sciences de la Terre de l'Université Claude-Bernard a été mis à contribution, en particulier, M. BOURSEAU, Assistant, et Mlle BARBE, Secrétaire, pour la préparation des cartes et la dactylographie, MM. DUIVON, Dessinateur, et DUPONT qui ont réalisé les dessins pour l'impression, le personnel du service "impression offset", Mmes ARMAND, GUIRAUD et LE HEGARAT.

La traduction anglaise des textes a été réalisée par M. VITRY qui a participé également à la mise au net des cartes du Lias.

Malgré la somme d'efforts qu'elle représente cette première tentative est très imparfaite. Elle a le mérite de souligner les points faibles de nos connaissances en espérant que des progrès rapides permettront une deuxième édition améliorée.

R. ENAY, Président du Groupe  
français d'Etude du Jurassique

## I N T R O D U C T I O N

Les 22 cartes réalisées pour les 11 étages du Jurassique sont l'élément essentiel de la synthèse. Elles visent à donner pour chaque intervalle de temps retenu, l'image la plus complète possible des faciès connus dans chaque région au cours de la période étudiée. Outre les conventions adoptées pour représenter les grands types de succession (alternances, superposition ...), il a été nécessaire de "généraliser" certaines séries dont l'agencement est - ou paraît - anarchique. Cette "simplification" au niveau des figurés est compensée, au moins en partie, par les commentaires accompagnant ces cartes qui ajoutent les compléments ou les nuances nécessaires.

Les faciès ou zones de faciès des régions à structure complexe, ou faisant l'objet d'interprétations structurales différentes et parfois divergentes, ont été représentés à leur emplacement actuel : Alpes et Corse, versant sud des Pyrénées centrales. Dans les Alpes en particulier, où les faciès varient parfois très rapidement, l'échelle et le manque de place n'ont pas permis de représenter toutes les unités. Cependant, les cartes restent très lisibles pour les zones externes y compris les "écaillés" ou les "nappes" de Digne dont la position paléogéographique originelle est évidente d'après les seules cartes de faciès. Pour les zones internes il a fallu se résoudre à une schématisation des grands domaines tectono-sédimentaires (Subbriançonnais, Briançonnais, Piémontais) imposée à la fois par l'échelle des cartes et par le découpage, encore sommaire et souvent incertain, des séries stratigraphiques.

C'est également pour bien séparer les faits et les hypothèses ou interprétations que la distinction a été faite entre les zones de lacunes stratigraphiques, prouvées par l'existence d'un toit permettant de limiter, au sein du Jurassique, la période de non dépôt ou d'érosion, et les zones de dénudation résultant des érosions fini- ou post-jurassiques qui ont enlevé une partie de la couverture jurassique originelle. Les cartes de faciès fournissent des arguments sérieux pour penser que non seulement les Vosges ou le Morvan, mais une grande partie du Massif central, ont été totalement recouverts au maximum de l'expansion des mers jurassiques (Lias moyen à Oxfordien moyen) ; l'absence de dépôts jurassiques sur ces massifs anciens résulte des érosions qui se sont succédées à partir du Jurassique supérieur. Les coordonnateurs ont été unanimes également à considérer comme zone dénudée le môle ou "craton" toulousain prolongement méridional du "Massif central", caché sous le recouvrement tertiaire. De même, pour la bordure méridionale du bassin de Trespagnan ; plus à l'E (Golfe du Lion) les forages en mer ont montré également l'absence de dépôts mésozoïques ; cependant, l'existence d'une "zone haute méridionale" paraît mieux établie par la permanence tout au long du Jurassique d'une "fermeture" plus ou moins bien conservée entre Languedoc et Provence.

En conséquences, sur les cartes interprétatives qui essaient d'aller au-delà des limites des affleurements actuels, ont été évoquées les liaisons possibles ou probables entre les bassins sédimentaires au travers des massifs anciens qui nous sont souvent imposés comme "terres émergées jurassiques" à partir d'une disposition actuelle acquise au cours du Tertiaire. A partir du maximum de la transgression liasique, si on met à part la "zone haute méridionale", deux terres émergées seulement s'imposent, la terre armoricaine et la terre ardenno-rhénane ; c'est seulement à partir du Jurassique supérieur que va s'étendre à nouveau le domaine émergé. Sauf, pour la phase transgressive liasique, les limites de ces domaines émergés sont hypothétiques et ont seulement pour but d'évoquer l'existence de domaines émergés plus ou moins étendus.

Toujours pour ces mêmes cartes interprétatives, les essais réalisés nous ont montré l'impossibilité d'utiliser pour l'ensemble du Jurassique le schéma simple qui distingue quatre types d'environnement : bassin ou marin profond ; plate-forme externe ou marin moins profond ; barrière ou plate-forme moyenne ou marin littoral ; plate-forme interne ou marin restreint à lagunaire.

Nous avons adopté un autre schéma d'organisation qui nous a paru plus satisfaisant. La France jurassique est entièrement en domaine continental ou épicontinental. C'est seulement dans les Alpes qu'apparaît au Jurassique moyen un bassin océanique dont les témoins conservés représentent des unités charriées d'origine plus interne. Le domaine épicontinental, le plus étendu, a été subdivisé en :

- bassins cratoniques à sédimentation argileuse, pélitique et carbonatée ;
- plates-formes carbonatées, occupant souvent de vastes surfaces, pour lesquelles nous avons essayé d'évoquer leur géographie à partir des caractères des dépôts.

Les informations fournies par les faunes permettent d'abord de séparer les milieux marins ouverts, à fossiles nectoniques, des milieux protégés et confinés. Les sédiments seuls n'autorisent pas une définition rigoureuse de la bathymétrie, mais il nous a paru utile de distinguer les milieux de basse énergie des milieux de haute énergie. Dans les milieux de basse énergie nous avons fait une place à part aux marnes des "vasières" à huîtres et lits à ammonites. Les dépôts des milieux de haute énergie ne sont pas interprétés systématiquement comme "barrière" ; ils forment quelquefois une barrière peu profonde délimitant ainsi une plate-forme externe d'une plate-forme interne, mais ils occupent souvent de vastes surfaces sans former barrière. Dans d'autres cas, on passe directement d'un milieu ouvert à un milieu protégé sans interposition d'une barrière, par confinement hydrodynamique.

Comme tout "modèle", ce schéma d'organisation ne rend qu'imparfaitement compte de la variété des situations paléogéographiques et de l'évolution des environnements au cours du Jurassique. Cette solution, malgré ces imperfections, a été adoptée en attendant que les études paléocéologiques dans le Jurassique soient suffisamment avancées pour définir de véritables étages bathymétriques tels que supra-, médio-, infra- et circa-littoraux.

Le plan adopté comprendra d'abord un rappel des "Zones du Jurassique en France" utilisées pour la Synthèse. Ensuite, les commentaires des cartes de faciès respectent la division en trois du Jurassique. Celle-ci rythme assez bien le déroulement du cycle jurassique :

- les étapes de la transgression et de l'expansion marine au LIAS ;
- le développement des plates-formes carbonatées et la différenciation des domaines sédimentaires au JURASSIQUE MOYEN ;
- le renouveau des plates-formes carbonatées et les étapes de la régression au JURASSIQUE SUPERIEUR.

Pour chaque sous-système, une brève introduction précède les commentaires des cartes de faciès ; des conclusions, appuyées sur les cartes interprétatives, dégagent les grandes lignes de l'évolution paléogéographique.

## ETAGES ET ZONES D'AMMONITES DU JURASSIQUE FRANÇAIS

Les successions de zones des étages du Jurassique français regroupées par sous-système sont données pour aider le lecteur à situer les cartes de faciès ainsi que les événements représentés ou évoqués dans les commentaires des cartes. Les cartes réalisées ne coïncident pas nécessairement avec les limites de l'étage ni avec celles des divisions au sein de celui-ci (sous-étages, groupes de zones ou zones). Pour chaque carte est précisée la position des repères choisis par rapport à l'échelle biochronologique de référence.

Cette échelle reprend pour l'essentiel "Les zones du Jurassique en France" élaborées par le Groupe français d'Etude du Jurassique et publiées au Compte rendu sommaire de la Société géologique de France en 1971. Des modifications ont été apportées qui tiennent compte des résultats les plus importants obtenus ces dernières années en France et à l'Etranger :

- Pour le Lias sont introduits une zone à Birchi (ou Turneri) au sommet du Sinémurien inférieur et les nouveaux index proposés par J. Gabilly pour les zones de "genre" du Toarcien.
- Au Jurassique moyen, la zone à *Retrocostatum* couvre tout le Bathonien supérieur subméditerranéen.
- Dans le Jurassique supérieur, les zones ou index nouveaux de l'Oxfordien et du Portlandien de la province subboréale sont basés sur les révisions récentes des séries anglaises de référence.

Les divisions plus fines, sous-zones et horizons, qui représentent la partie dynamique, non "fixée", de la recherche biostratigraphique, ne sont pas données ici. Pour les sous-zones, seules utilisées dans la Synthèse, on se reportera aux "Zones du Jurassique en France" de 1971.

DIVISIONS DU JURASSIQUE INFÉRIEUR OU LIAS

AGE en M.A.	ETAGES	SOUS-ETAGES	ZONES	Cartes planches...	
175/173,5	TOARCIEN	supérieur	Aalensis	7 et 16	
			Pseudoradosa		
			Insigne		
			Thouarsense		
		moyen	Variabilis	6 et 15	
			Bifrons		
		inférieur	Serpentinus		
			Tenuicostatum		
	180/177,5	PLIENSBACHIEN	Domérien	Spinatum	5, 13 et 14
				Margaritatus	
Stokesi					
Carixien		Davoei	4 et 12		
		Ibex			
		Jamesoni			
185/181,5	SINEMURIEN	supérieur ou Lotharingien	Raricostatum	3 et 11	
			Oxynotum		
			Obtusum		
		inférieur	Birchi ou Turneri	2 et 10	
			Semicostatum		
			Bucklandi		
	Rotiforme				
190/186	HETTANGIEN	supérieur	Angulata	1,8 et 9	
		moyen	Liasicus		
		inférieur	Planorbis		
195/190					

L'échelle de temps utilisée est celle de Van Hinte : A Jurassic Time Scale ; *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1976, vol. 60, n° 4, p. 489-497.

Elle est construite 1/ à partir des valeurs repères : -135 pour la limite Crétacé-Jurassique, -165 pour la limite Bathonien-Bajocien et - 195/190 pour la limite Jurassique-Trias ; 2/ en supposant une durée moyenne des étages du Jurassique de 5 Ma.

Les âges doubles correspondent aux deux échelles construites entre -165 et -195/190 à partir des deux valeurs extrêmes de la limite Jurassique-Trias.

DIVISIONS DU JURASSIQUE MOYEN

AGE en M.A.	ETAGES	SOUS-ETAGES	Z O N E S		Cartes planches...		
			province subboréale	province subméditerranéenne			
151,5	CALLOVIEN	supérieur	Lamberti		30 24		
			Athleta				
		moyen	Coronatum		23		
			Jason				
		inférieur	Calloviense	Gracilis	22 et 29		
			Macrocephalus				
		158,5	BATHONIEN	supérieur	Discus	Retrocostatum	21
					Aspidoides		
				moyen	Subcontractus		20 et 28
				inférieur	Zigzag		
165	BAJOCIEN	supérieur	Parkinsoni		19 et 27		
			Garantiana				
			Subfurcatum				
		moyen	Humphriesianum		18 et 26		
		inférieur	Sauzei				
			"Sowerbyi"				
170/169	AALENIEN	supérieur	Concavum		17 et 25		
		moyen	Murchisonae				
		supérieur	Opalinum				
175/173,5							

DIVISIONS DU JURASSIQUE SUPERIEUR

AGE en M.A. 135	ETAGES	SOUS-ETAGES	Z O N E S		Cartes planches..		
			province subboréale	province subméditerranéenne			
138,5	PORTLANDIEN sensu gallico		Purbeckien			36 et 42	
			Anguiformis				
			Kerberus				
			Okusensis				
			Glaucolithus				
			Albani				
			Fittoni				
			Rotunda				
			Pallasioides				Concorsi
			Pectinatus				Penicillatum
			Hudlestoni				Vimineus
			Wheatleyensis				Triplicatus
			141,5				
Elegans							
145	KIMMERIDGIEN sensu gallico	supérieur	Autissiodorensis		Beckeri	34 et 41	
			Eudoxus				
			Mutabilis		Acanthicum		
		inférieur	Cymodoce		Divisum	33 et 40	
			Baylei		Hypselocyclum		
					Platynota		
151,5	OXFORDIEN	supérieur	Pseudocordata		Planula	32 et 39	
			Cautisnigrae		Bimammatum		
					Bifurcatus		
		moyen	Pumilus		Transversarium	31 et 38	
			Plicatilis				
		inférieur	Cordatum			30 et 37	
Mariae							

## LE JURASSIQUE INFÉRIEUR

### OU LIAS

Ce sous-système est marqué par une transgression de la mer venue de l'Est (bassins souabe et alpin) sur des reliefs généralement très usés (Massif armoricain et Massif central) à l'exception de l'Ardenne qui présente une morphologie encore contrastée.

Le cycle triasique avait marqué, sur ce vieux pays hercynien, une première offensive marine qui s'achève avec les faciès évaporitiques du Keuper. Une nouvelle tendance offensive se manifeste avec les dépôts rhétiens, gréseux et calcaires, terminés souvent par le court épisode argileux des "marnes de Levallois". Le Rhétien était rattaché au Lias par les auteurs français jusqu'en 1960.

La transgression liasique proprement dite est caractérisée par des sédiments à dominance marneuse et finement détritique ; les épisodes calcaires ne jouent qu'un rôle secondaire à la différence de ce qui se passera au Jurassique moyen et supérieur. Cette transgression progressive se réalise par une série de pulsations correspondant sensiblement aux étages ou aux sous-étages ; elles sont séparées par des discontinuités toujours plus marquées sur les bordures que dans les bassins.

Les 7 cartes de faciès qui suivent, leur commentaire et les cartes interprétatives expliciteront l'évolution des dépôts au cours des quatre étages du Lias : Hettangien, Sinémurien (inférieur et supérieur), Pliensbachien (= Carixien + Domérien), Toarcien (inférieur et supérieur).

## H E T T A N G I E N

Coordonné par : René MOUTERDE.

Collaboration de : Mme A. LEFAVRAIS-RAYMOND, MM. S. ELMI, M. RIOULT  
et H. TINTANT.

### 1. LIMITES

La limite inférieure correspond au début de la transgression liasique, elle est généralement marquée par un net changement de faciès aussi bien au centre du bassin de Paris et dans les Alpes qu'en Aquitaine et sur les bordures des bassins. Aux dépôts à dominante détritique du Rhétien, bien datés par Rhaetavicula contorta au centre du bassin de Paris comme dans l'E ou le SE du pays, succèdent des dépôts à dominante calcaire ou marno-calcaire à Psiloceras connus dans les mêmes régions. Ailleurs la limite inférieure uniquement lithologique a un caractère conventionnel et n'est pas nécessairement isochrone.

La limite supérieure repose généralement sur des données paléontologiques. Les Schlotheimia s. s. font place aux Ariétitidés au début du Sinémurien. Mais dans la pratique, des arguments lithologiques interviennent souvent, les calcaires hettangiens étant généralement moins bioclastiques et ne contenant que peu de gryphées. En outre, la fin de l'étage montre souvent des surfaces perforées ou des érosions.

Toutefois, sur la bordure ouest du bassin de Paris et spécialement dans la "gouttière normande", ainsi que dans le bassin d'Aquitaine on a placé par simplification la limite supérieure de l'étage au toit des grandes masses évaporitiques. Cependant ces faciès se poursuivent localement dans le Sinémurien.

### 2. AIRES SEDIMENTAIRES

La transgression marine n'atteint directement à l'Hettangien que la moitié NE de la France ; au SW d'une ligne Beauvais-Alès, on ne trouve que des dépôts confinés, dolomies et évaporites. Les trois "bassins" que l'on distingue généralement sont donc de caractères très différents : le bassin de Paris marin au centre et à l'E, lagunaire à l'W, le bassin d'Aquitaine essentiellement confiné, le bassin rhodanien largement ouvert sur la mer alpine mais fermé au S.

Au NW, le petit golfe du Cotentin est une dépendance du bassin anglais avec lequel il est seul en communication.

## 2.1. Bassin de Paris

Les faciès marins francs sont cantonnés dans le centre et le NE du bassin où s'accumulent des dépôts essentiellement marneux ; à l'Ouest règnent des dépôts plus confinés, dolomies et argilites, qui s'accumulent spécialement dans la "gouttière normande" située au SW de l'axe du pays de Bray. Dans ce secteur, des évaporites sont connues localement.

Au N, le long de l'Ardenne, des dépôts conglomératiques et gréseux indiquent clairement la proximité d'un rivage bordant un continent dont le relief est encore notable.

A l'W, le rivage armoricain est moins bien marqué, le continent était sans doute déjà plus aplani par l'érosion.

Le S du bassin montre des dépôts plus calcaires et une auréole dolomitique s'esquisse ; la base de l'étage (ou de la transgression) reste marquée par des formations gréseuses mal datées et des calcaires blancs à radioles d'oursins (Diademopsis).

Au SE du bassin, près du Morvan, on retrouve une petite zone confinée avec dépôts dolomitiques à l'abri d'une barrière conglomératique et gréseuse (conglomérat de Moussy). Dans la région de Corbigny-Clamecy par contre, des lumachelles et calcaires marneux à céphalopodes atteignent 20 à 30 m et indiquent un milieu un peu plus ouvert.

Au Nord du Morvan, en Bourgogne et en Lorraine, s'étend une zone de dépôts calcaires généralement peu épais et présentant de nombreuses lacunes partielles depuis Langres, jusqu'à Metz. Cette zone de plate-forme stable à sédimentation très réduite mais riche en céphalopodes permettrait la communication avec la mer largement ouverte des bassins souabe et alpin.

Au Nord de Metz, les apports détritiques venus de l'Ardenne ou des massifs rhénans s'accumulent à l'Hettangien supérieur en une lentille de 20 m d'épaisseur qui se poursuit au Luxembourg et constitue le "grès d'Hettange", seule partie visible de l'étage dans la localité-type.

## 2.2. Bassin d'Aquitaine

Les dépôts débutent généralement par des calcaires micritiques marins bien connus sur la bordure pyrénéenne où ils se présentent en plaquette avec radioles d'oursins. Au centre du bassin, ils ont été dolomitisés secondairement et constituent la dolomie de Carcans datée en ce point par une faune de lamellibranches déterminés par G. Dubar (1959) et ailleurs par des ostracodes et des foraminifères. Cette formation n'est probablement pas synchrone, elle serait d'autant plus jeune que l'on se dirige du SE (où elle pourrait débiter au Rhétien) vers le NW. Sur la bordure vendéenne, les couches de base sont gréseuses et contiennent localement des empreintes de plantes qui indiquent leur origine continentale.

La plus grande partie des dépôts hettangiens est formée dans le centre du bassin par des marnes et évaporites : anhydrite, sel, alternant avec des argilites et des dolomies dont l'épaisseur dépasse 800 m entre l'Adour et la Garonne. La disposition des couches a été modifiée par la montée diapirique du haut-fond de Mont-de-Marsan ; on a essayé de restituer sur la carte la forme originelle des isopaques.

Sur la bordure vendéenne se déposaient des dolomies encore un peu gréseuses (dolomie Nankin) alors que sur la bordure pyrénéenne et sous les Landes les calcaires en plaquettes à radioles d'oursins sont souvent surmontés par un niveau de tufs ou de roches éruptives basiques appelés "tuf de Dubar" et par des brèches dolomitiques qui sont vraisemblablement les résidus de dissolution des couches d'anhydrite dont les masses devaient se prolonger vers le Sud sur les Pyrénées actuelles.

Il en est de même sur la bordure du Quercy, dans la région de Figeac, où sur des arkoses encore mal datées reposent des dolomies et des brèches dolomitiques étudiées actuellement par S. Assenat-Megelink. La communication avec le bassin caussenard par le seuil de Montbazan ne s'ouvre qu'à l'Hettangien supérieur. C'est plus au Sud, près du dôme de Villeveyre (et par l'Ariège) que la mer a dû pénétrer dans le bassin d'Aquitaine (S. Megelink). Au Rhétien déjà, les couches à Rhaetavicula contorta sont connues dans l'Ariège comme dans le Languedoc et les Corbières (G. Dubar).

Toute la bordure orientale du bassin caussenard est occupée par des calcaires marins à Psiloceras de l'Hettangien inférieur. Il semble (G. Dubar, 1925) que la mer arrivait directement de la région d'Alès par le Bleynard, le Mont Lozère n'étant pas encore émergé à l'époque. A l'Hettangien supérieur, ce bras de mer dégénère en bassin confiné avec formation de dolomie en même temps que la communication s'établit vers les "lagunes" du bassin d'Aquitaine.

### 2. 3. Domaine alpin et ses bordures

Le SE de la France constitue un autre bassin marin où les céphalopodes sont fréquents. Sur les bordures (Mâconnais, Beaujolais, Jura, Ardèche, région de Digne-Castellane) la sédimentation débute souvent par des dépôts littoraux, oolithiques ou lumachelliques ; l'Hettangien supérieur est généralement un peu plus argileux. Au Nord, la plate-forme Lorraine-Bourgogne semble se prolonger jusqu'à Lyon et au Jura méridional et les épaisseurs restent faibles, 20 m au maximum ; elles augmentent légèrement vers le Sud jusqu'au cours de l'Isère ; mais sur la bordure ardéchoise, comme dans la région de Digne, elles peuvent dépasser 100 m sous des faciès de calcaires argileux noduleux. Cependant sur cette bordure cévenole, les dépôts sont extrêmement variés en raison d'une tectonique active qui contrôle la sédimentation dans une série de petits ombilics séparés par des dorsales de direction armoricaine où la sédimentation peut être nulle (S. Elmi).

La faune de céphalopodes ne dépasse guère vers le Sud une ligne Alès-Digne. Au-delà on connaît des faciès plus confinés : calcaires dolomitiques ou micritiques avec localement des évaporites (Avignon et guttière subsidente à l'W de Montpellier).

En Provence, le "haut-fond" du Verdon, sans doute émergé, est bordé au Sud par une vaste zone à sédimentation dolomitique où les structures sédimentaires indiquent un régime intertidal ou supratidal (M. Arnaud et C. Monleau). Dans la région de Castellane, la bordure nord du haut-fond est occupée par des faciès dolomitiques parfois supratidaux, séparés du domaine alpin par des calcaires oolithiques et bioclastiques (E. Jautée).

Plus au Nord, le massif du Pelvoux présente des lacunes ou des dépôts réduits souvent chargés de sable sur ses bordures. Le massif du Grand Chatelard près de Saint-Jean-de-Maurienne devait être émergé alors que sur le dôme de la Mure se déposait la partie inférieure des calcaires à entroques de Laffrey.

Des dépôts plus épais et sans doute un peu plus profonds régnaient de Chamonix à Grenoble (faciès dauphinois). Dans la partie septentrionale de cette bande (Col de Balme, Saint-Gervais, Mont Joly) dominent les marnes à ammonites pyriteuses et nodules calcaires ; les couches s'enrichissent en calcaire vers le Sud à partir de la vallée de l'Arc. De chaque côté du massif de Belledune et du Taillefer, on a des alternances de calcaire compact et de marne sans aucun indice de proximité de rivage ; ces massifs cristallins de surrection récente n'étaient pas marqués à l'époque. Il n'en était pas de même pour le Pelvoux comme nous l'avons déjà noté.

Les faciès ultra-dauphinois ne diffèrent que par une abondance un peu plus grande de la faune de céphalopodes. Par contre dans le Subbriançonnais, l'Hettangien est représenté par des calcaires micritiques au N (Digitation de Moutiers, Grande Moenda, Niélard) et par des calcaires spathiques au Perron des Encombres. Il manque dans le Briançonnais mais il est présent dans la série compréhensive des schistes lustrés piémontais.

En Corse, des dolomies sont présentes dans les écaïlles de Corte et dans l'unité de Tuda. L'Hettangien participe aussi probablement à la formation compréhensive des schistes lustrés.

### 3. TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Des failles synsédimentaires jouent sur la bordure cévenole (S. Elmi).

## S I N E M U R I E N      I N F E R I E U R

Coordonné par : René MOUTERDE.

Collaboration de : Mme A. LEFAVRAIS-RAYMOND, MM. M. RIOULT et  
H. TINTANT.

### 1. LIMITES

Dans le centre du bassin et sur les bordures où la sédimentation marine est bien établie, la limite inférieure est marquée par l'apparition des Ariétitidés avec les genres Metophioceras, Vermiceras, Coroniceras ... En même temps, les gryphées deviennent plus abondantes et les faciès sont généralement plus bioclastiques qu'à l'Hettangien.

Dans l'W du bassin de Paris et en Aquitaine, on fait débiter l'étage avec la fin de la masse principale des dépôts évaporitiques.

La limite supérieure est marquée paléontologiquement par l'apparition des Asteroceras et des Promicroceras, mais souvent le début du Lotharigien coïncide avec le développement de faciès plus argileux.

### 2. AIRES SEDIMENTAIRES

Au NW, le golfe du Cotentin est en relation seulement avec le bassin anglais.

Les deux bassins bien individualisés à l'Hettangien, "bassin de Paris" et Aquitaine, évoluent différemment. Le premier voit se développer les influences marines jusqu'à sa bordure occidentale alors que le second reste confiné à l'abri des influences marines franches. Le domaine alpin au SE reste bordé par de larges zones de plates-formes.

#### 2.1. Bassin de Paris

La zone subsidente des dépôts à dominante marneuse reste centrée sur la Champagne. Au N, en bordure de l'Ardenne, les dépôts gréseux (tout le sous-étage à l'E, zone à Bucklandi et Semicrostatum à l'W de Montmédy) continuent à marquer la proximité d'un rivage et l'importance des apports détritiques locaux.

Vers l'W, la limite de la mer très rectiligne semble suivre l'accident tectonique Seine-Sennely. Sur cette bordure occidentale du bassin règnent des alternances de calcaires bioclastiques

légèrement gréseux et de marnes, alors qu'au N du pays de Bray comme dans tout le SE et sur l'éperon bourguignon on a des calcaires bioclastiques à gryphées en bancs noduleux caractéristiques (type de l'étage pris à Semur-en-Auxois). En Lorraine, les bancs alternent avec des interlits marneux de plus en plus épais vers le N.

Au NW, dans le golfe du Cotentin, on retrouve les mêmes alternances de marnes et calcaires à gryphées (100 m à Sainte-Mère-Eglise).

A l'angle SW, la transgression dépasse la Creuse et le Massif central ne donne pratiquement plus d'apports détritiques locaux.

## 2.2. Bassin d'Aquitaine (et Languedoc)

Les évaporites n'ont été signalées qu'en quelques points, mais la sédimentation reste très confinée : dolomies litées à organisation séquentielle au centre du bassin, alternances de calcaires bioclastiques et de dolomies sur les bordures occidentales, dolomie algairé en bordure pyrénéenne, calcaires dolomitiques à bioturbation intense sur le seuil de Montbazens et le détroit de Rodez (S. Megelink).

Des influences marines plus nettes sont manifestes dans la partie orientale du bassin des Causses (calcarénites) et sur la bordure du Languedoc où une zone subsidente persiste.

Au NW de Perpignan et dans le golfe de Rosas, en Espagne, règnent des dépôts de plateforme interne (calcaires à microrhythmes ...) tandis qu'au N, dans les Corbières, des calcaires à silex ou à Dasycladacées indiquent une plus haute énergie.

## 2.3. Domaine alpin

Le centre du "bassin" est caractérisé par des calcaires argileux assez épais (100 à 200 m) à céphalopodes avec faune benthique réduite (faciès dauphinois) de Chamonix à Grenoble et à Gap.

Sur sa bordure nord (Bourgogne, Mâconnais, Jura, Franche Comté) règnent toujours des dépôts carbonatés peu épais (5 à 15 m), riches en gryphées et en céphalopodes. Au N de Lyon et en Beaujolais des niveaux gréseux s'intercalent à la base.

Sur la bordure ardéchoise, comme dans la région de Digne, on passe à des calcaires argileux noduleux plus épais, encore riches en gryphées à certains niveaux mais contenant aussi de nombreux fousseurs et des niveaux bioturbés. Le "haut-fond" du Verdon est toujours sans sédimentation ; sa bordure méridionale est encore un domaine confiné à dolomie intertidale ou supratidale.

Dans la région de Digne, au N de Castellane et dans la vallée de la Tinée, règnent des calcaires bioclastiques à gryphées alternant avec des niveaux plus marneux. Près de Castellane, les couches diminuent d'épaisseur puis disparaissent vers le Sud.

Le faciès à gryphées se poursuit au NW de Digne dans les unités d'Authon, Saint-Geniez, Clamensane, Barles-Turriers. Au N de Digne les gryphées se raréfient et au-delà de Barles et du dôme de Beaujeu on entre dans le faciès dauphinois calcaréo-marneux très épais (100 à 150 m environ) où les céphalopodes eux-mêmes se font rares. Ce faciès bien exposé autour du barrage de Serre-Ponçon près de Gap correspond à la zone subsidente du bassin mentionnée ci-dessus jusque dans la région de Grenoble et à la vallée de l'Arc.

Sur les bordures du Pelvoux (l'W excepté) on a encore des épaisseurs réduites, des lacunes et des apports sableux, le dôme de La Mure porte des calcaires à entroques et le Grand Chatelard est émergé.

En Tarentaise, au N de la vallée de l'Isère, les calcaires se chargent en éléments détritiques et deviennent de plus en plus gréseux vers Chamonix et le col de Balme où l'on passe aux faciès de la nappe de Morcles.

On possède peu de données sur le Sinémurien de la vallée du Rhône au Sud de Valence, les faciès marno-calcaires épais doivent se prolonger vers le Sud à la fois vers la bordure cévenole (150 m) et la Camargue. Une zone peu épaisse est située au N de Montpellier avec des dolomies connues aussi en sondage près d'Avignon et des calcaires bioclastiques.

Dans le Subbriançonnais on a des calcaires argileux au N, dans la grande Moenda, et des calcaires plus bioclastiques au S de l'Arc et dans la nappe de l'Ubaye.

Il y a lacune dans le Briançonnais, sauf en quelques points où l'on connaît des calcaires bioclastiques à gryphées.

Plus à l'E, les schistes lustrés prépiémontais ont livré quelques Arnioceras (zone à Semicostatum).

En Corse, des calcaires bioclastiques à gryphées sont connus dans les écaillés de Corte et dans l'unité de Tuda ; le Sinémurien est sans doute présent dans la série des schistes lustrés.

### 3. PROBLEMES NON RESOLUS

Synchronisme des formations du bassin d'Aquitaine et de la bordure pyrénéenne.

# SINEMURIEN SUPERIEUR OU LOTHARINGIEN

Coordonné par : René MOUTERDE.

Collaboration de : Mme A. LEFAVRAIS-RAYMOND, MM. J.C. BARFETY,  
M. RIOULT et H. TINTANT.

## 1. LIMITES

Dans les zones de mer ouverte, la limite inférieure est marquée paléontologiquement par l'apparition des Asteroceras. Chez les lamellibranches, Gryphaea cymbium remplace G. arcuata et ses variétés. Les faciès sont souvent plus marneux dans le Lotharingien qu'au Sinémurien, mais la modification n'est pas isochrone.

La limite supérieure correspond à la disparition des Echioceras. La fin de l'étage est accompagnée souvent par des discontinuités de sédimentation.

## 2. AIRES SEDIMENTAIRES

La transgression se poursuit vers l'W et le SW dans le bassin de Paris sans rejoindre le golfe du Cotentin légèrement plus développé vers l'E qu'au Sinémurien inférieur et toujours en relation uniquement avec le bassin anglais. En Aquitaine, la transgression reste très timide et l'essentiel de la sédimentation est encore de type protégé. Dans le domaine alpin les bordures présentent une subsidence un peu plus accusée.

### 2.1. Bassin de Paris

Vers l'W et le SW, la transgression dépasse maintenant largement l'axe Seine-Sennely et une frange de dépôts détritiques, grès ou calcaire gréseux, commence à recouvrir la bordure armoricaine de Rouen jusqu'à la vallée de la Creuse ; il en est de même sur les deux flancs de la "gouttière normande" très faiblement subsidente. Sur la bordure de l'Ardenne, conglomérats (à l'W), grès et calcaire gréseux continuent à se déposer.

La zone subsidente de dépôts à dominante marneuse s'élargit vers l'W et le SW ; de nouveaux ombilics se creusent en Beauce et à l'W de la faille de Sennely pendant que la Champagne reste largement subsidente.

Par contre, à l'E et au SE, une zone de marno-calcaires entoure un éperon bourguignon réduit dont la moitié orientale est couverte de calcaires à gryphées peu épais (moins de 5 m) avec lacunes, oolithes ferrugineuses et fossiles phosphatés au sommet.

De Langres jusqu'au N de la Lorraine ainsi que dans le N du Jura, le Lotharingien débute par une série argileuse, épaisse de 25 m dans la région de Nancy où le type du sous-étage a été pris ; après des lacunes fréquentes vient un calcaire micritique peu épais, le "calcaire ocreux".

## 2.2. Bassin d'Aquitaine

Il est toujours le siège d'une sédimentation confinée ou protégée avec laminites algaires et niveaux oolithiques en disposition séquentielle ; localement quelques évaporites sont encore signalées (?). Des calcaires oolithiques sont connus sur les bordures.

Par contre, au NW et au SW, des influences marines plus nettes se font sentir, liées sans doute au début de l'ouverture d'un golfe atlantique à la fin du Lotharingien. Quelques Paltechioceras sont connus en Vendée dans les calcaires "caillebotine" et dans le Pays basque.

A l'E, le bassin des Causses est envahi partiellement par les dépôts biodétritiques d'une transgression venant du SE qui atteint son maximum au Lotharingien inférieur (zone à *Obtusum*) ; la régression qui suit interrompt la communication avec le bassin d'Aquitaine. Ce n'est qu'au sommet de l'étage que des calcaires gréseux à Paltechioceras pourront s'étendre jusqu'à Figeac.

## 2.3. Domaine alpin et ses bordures

La sédimentation se poursuit comme au Sinémurien inférieur avec une tendance généralement un peu plus argileuse. Sur les bordures N, le Jura présente des dépôts calcaréo-marneux alors que dans le Mâconnais, le Mont d'Or lyonnais et l'Est lyonnais on a des calcaires peu épais avec oolithes et fossiles phosphatés prolongeant au S ceux de l'éperon bourguignon.

Sur la bordure de l'Ardèche, les calcaires biodétritiques à silex sont les symétriques de ceux connus au même âge dans la région de Digne de l'autre côté de la zone subsidente.

Celle-ci règne de Chamonix à Grenoble et Gap et se poursuit sans doute en profondeur en direction de Montélimar.

A l'E, le Grand Chatelard est toujours sans dépôt, le Dôme de La Mure voit se poursuivre les calcaires à entroques de Laffrey. Le Pelvoux ne présente des calcaires gréseux peu épais que sur sa bordure orientale. Dans la région de Castellane, les dépôts sont de plus en plus réduits à mesure que l'on se dirige vers le haut-fond du Verdon où ils disparaissent. Dans la vallée de la Tinée, les dépôts sont peu épais, ils manquent dans l'Arc de Nice.

En Provence occidentale, les dolomies qui bordent toujours au Sud le haut-fond du Verdon, font place à leur partie supérieure dans la région de Toulon, à des dépôts bioclastiques à Echioceras.

Dans le Subbriançonnais, on a des calcaires marneux au Nord et des calcaires bioclastiques au centre et au Sud. La lacune se poursuit dans le Briançonnais, mais, plus à l'E, on retrouve la série compréhensive des schistes lustrés.

En Corse, les calcaires à gryphées se poursuivent dans les écailles de Corte et dans l'unité de Tuda.

### 3. TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

L'évolution de la sédimentation dans le bassin des Causses est commandée par la tectonique, notamment le relèvement de la bordure cévenole au cours du Lotharingien supérieur.

### 4. PROBLEMES A RESOUDRE

Synchronisme des dépôts dans le bassin d'Aquitaine et ses bordures. En particulier les rapports entre le bassin des Causses (qui se restreint au Lotharingien supérieur), le détroit de Rodez et la région de Figeac (où la mer à Paltechioceras semble venir de l'Est).

# PLIENS BACH I E N

## Sous-étage Carixien

Coordonné par : A. LEFAVRAIS-RAYMOND.

Collaboration de : D. CONTINI, R. MOUTERDE et M. RIOULT.

### 1. LIMITES

Le Carixien est d'ordinaire assez facile à identifier grâce à sa riche faune. Dans certaines régions (Grands Causses - Bordure d'Aquitaine, Poitou, Languedoc) il correspond à l'apparition des premières ammonites, si on excepte quelques rares formes lotharingiennes (Paltechioceras par exemple).

Une nette discontinuité sépare assez généralement le Pliensbachien du Lotharingien. La transgression se fait par étape et les zones inférieures sont souvent absentes alors que la zone à Davoei et surtout la sous-zone terminale à Figulinum débordent les terrains sous-jacents.

Aussi le passage avec le Domérien est beaucoup plus progressif. L'identité de faciès est fréquente entre la sous-zone à Figulinum et le Domérien inférieur.

### 2. AIRES SEDIMENTAIRES

Les faciès s'organisent autour de deux secteurs principaux à subsidence maximale : le centre du Bassin de Paris et le bassin du Rhône où se déposent des argiles détritiques. Une frange importante d'alternances argiles-calcaires entoure ces dépôts argileux.

Ces alternances, avec leurs calcaires clairs bioturbés caractéristiques, constituent le faciès le plus commun du Carixien ; sur les bordures on a souvent des calcaires bioclastiques et gréseux.

#### 2.1. Bassin de Paris

Le maximum d'épaisseur de l'étage est situé entre Champagne et Ardennes où les marnes qui ont fourni des ammonites de toutes les zones atteignent une centaine de mètres ; des passées gréseuses s'y intercalent en bordure des Ardennes. D'autres secteurs subsidants à sédimentation argileuse, sont axés sur la faille du Bray et sur celle d'Etampes-Sennely.

Vers l'Ouest, on passe d'abord à des alternances argiles et calcaires qu'on suit de Rouen à Orléans et Châteauroux, ensuite à des calcaires gréseux formant une bande importante qui se rattache aux affleurements de bordure constitués de grès et de conglomérats.

"La transgression carixienne envahit en effet la bordure du Massif armoricain jusqu'alors émergée. La mer vient recouvrir le massif granitique d'Athis et atteint le pied de la ligne de crêtes des collines de Normandie aux abords d'Alençon. La gouttière normande s'ouvre largement sur la cuvette de la Manche centrale et du bassin de Hampshire-Dorset. Vers la fin du Carixien (fin de la zone à Ibex, début de la zone à Davoei) les reliefs bordiers du bassin sont tour à tour submergés, mais autour de l'éperon du Perche, un certain nombre d'entre eux ne sont pas recouverts. La plate-forme armoricaine large alors de plus de 150 km, portait des écueils sur sa partie proximale" (M. Rioult).

Au SW, l'éperon poitevin ne semble avoir été recouvert que très temporairement. Par contre au S du Berry, les faciès marneux et marno-calcaires paraissent se prolonger largement sur le Massif central. A l'E, du Morvan à l'Argonne, règnent des alternances de calcaires marneux et de marnes dont la puissance diminue vers l'E et qui font place ensuite dans la région Châlons-Dijon-Nancy à une sédimentation carbonatée peu épaisse avec nombreuses lacunes, oolithes ferrugineuses et faune de céphalopodes abondante.

## 2.2. Aquitaine

Au S du seuil et de l'éperon poitevin, où quelques faciès sableux peuvent être attribués au Carixien, on retrouve des calcaires bioclastiques peu épais et affectés de lacunes (1 m à l'W de Terrasson). Près de cette ville, à l'E de la faille de Lissac - sans doute active au Lias moyen - on retrouve les alternances de marnes et calcaires marneux présentant d'importantes variations d'épaisseur : 10 m près de Terrasson, 60 m à Saint-Céré, 8 m à Figeac, 1 m à Capdenac.

Le centre du bassin, au S de la flexure celtaquitaine, est le siège d'une sédimentation argileuse épaisse. Dans les Pyrénées, les dépôts calcaréo-marneux, riches en ammonites, du Pays basque font place, en Ariège, à des calcaires bioclastiques à bélemnites, rhynchonelles et térébratules (T. davidsoni, T. subpunctata) ; à la base ils contiennent des oolithes ferrugineuses avec des Polymorphites (zone à Jamesoni), au sommet ils passent à des calcaires plus marneux avec Aegoceras capricornus et Productylioceras davoei.

Dans les Grands Causses et le détroit de Rodez, on retrouve l'alternance de calcaires marneux compacts et de marnes, avec des grains de quartz à la base et des niveaux marneux plus épais au sommet. Par contre des faciès bioclastiques riches en entroques et en ammonites brisées, à stratification entrecroisée, se déposent le long de la bordure occidentale des Cévennes remontée par un jeu tectonique récent. Au pied du même relief, du côté languedocien, se déposent des calcaires bioclastiques plus fins et à chailles.

## 2.3. Domaine alpin

La zone de sédimentation argileuse épaisse qui s'étend de la Camargue au NE de Valence se prolonge dans les Alpes, de Grenoble jusqu'à Alberville, par des calcaires marneux assez compacts.

Elle est bordée au N par une plate-forme carbonatée à sédimentation réduite qui se poursuit depuis Valence dans le Bas-Dauphiné en Bourgogne jusqu'en Lorraine ; c'est la zone à Davoei qui se montre la plus constante (quelques centimètres seulement à Sombernon). Cependant "les faunes présentent un caractère pélagique très marqué et ces réductions n'indiquent pas une tendance à l'émersion mais une ouverture très large vers un bassin océanique situé à l'E" (H. Tintant).

En Alsace, dans le NW de la Lorraine, le Jura oriental, la Bresse, la série s'épaissit par la présence de marnes ou de marno-calcaires dans la zone à Jamesoni (marnes à Zeilleria numismalis).

En Ardèche et au pied des Cévennes, une étroite bande d'alternances calcaréo-marneuses précède les faciès bioclastiques et à chailles de bordure. En Languedoc, le passage est très rapide entre les faciès réduits et les centaines de mètres d'argiles du Carixien de la Camargue reconnues en sondages.

En Provence, le haut-fond du Verdon semble toujours émergé et se prolonge vers l'E jusqu'à l'arc de Nice ; il est bordé par des calcaires bioclastiques à gryphées où se développent souvent des niveaux à chailles. Il fait place au N aux calcaires marneux compacts du faciès dauphinois. Localement on retrouve des calcaires à entroques (La Mure), des calcaires gréseux minces (E du Pelvoux) ou plus épais en plaquettes schisteuses (Chamonix, Mont Joly).

Dans le Subbriançonnais, on a des calcaires bioclastiques à silex ou à polypiers au N, des calcaires marneux dans la Grande Moenda ; au S (Perron des Encombres), un hard-ground avec fossiles de toutes les zones indique une sédimentation très réduite. L'étage n'est pas caractérisé dans le Briançonnais mais est sans doute présent dans les schistes lustrés piémontais.

### 3. EPIROGENESE - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Des mouvements tectoniques importants ont commencé durant le Lotharingien supérieur. Le Carixien est encore affecté par des réajustements qui sont à l'origine, tantôt de calcaires crinoïdi-ques de haute énergie sur la bordure cévenole, tantôt de "transgressions" sur des hauts-fonds (Figeac), tantôt du comblement de zones affaissées par la tectonique (Morvan). Des érosions locales (seuil du Larzac, seuil du Poitou) ont fait disparaître des dépôts carixiens à peine consolidés.

A l'W et au SW les bordures du Massif armoricain trahissent un comportement de socle en distension (M. Rioult). Des déformations synsédimentaires sont aussi connues au NW de Digne.

### 4. PROBLEMES NON RESOLUS

Importance de la "transgression" sur le Massif central et facilité des communications qui ont pu exister entre le bassin de Paris, l'Aquitaine et les Grands Causses au Carixien.

# PLIENS BACH I E N

## Sous-étage Domérien

Coordonné par : A. LEFAVRAIS-RAYMOND.

Collaboration de : D. CONTINI, R. MOUTERDE et M. RIOULT.

### 1. LIMITES

La limite inférieure du Domérien est parfois difficile à saisir car le faciès du sommet du Carixien (sous-zone à Figulinum) est souvent très comparable à celui du Domérien inférieur.

Paléontologiquement, il faut se baser sur la disparition des Oistoceras car les Amalthées apparaissent localement avant la fin du Carixien. Par contre un horizon à "Procanavaria" nitescens est fréquent au début du Domérien.

### 2. AIRES SEDIMENTAIRES

Le Domérien se divise classiquement en Domérien inférieur et moyen, généralement argileux ("marnes à Margaritatus" des auteurs) et en Domérien supérieur généralement calcaire. L'ensemble du sous-étage, parfois très mince, peut atteindre 200 à 300 m ; les secteurs à subsidence maximale sont les mêmes qu'au Carixien, disposés sur deux lignes grossièrement parallèles : l'une prenant en écharpe le Bassin de Paris, de la Lorraine au Massif central, la seconde allant des Alpes à la Camargue.

#### 2.1. Le Domérien inférieur et moyen

Il correspond à un envahissement argileux qui colmate la plupart des dépressions et s'étend de façon très uniforme sur la plus grande partie du pays. Aussi il a paru inutile de représenter sur une carte les seuls faciès du Domérien inférieur ; on s'est contenté de limiter par un tireté (E) sur la pl. 00 (Domérien supérieur) les zones présentant un faciès différent au Domérien inférieur.

En bordure des zones émergées, en effet, les argiles sont remplacées par des calcaires bioclastiques qui forment une frange autour du Massif armoricain, du haut-fond du Verdon et du dôme de La Mure. Dans le Pays basque, l'absence d'argiles dans le Domérien inférieur de la région située au S du Gave d'Oloron peut s'expliquer d'une manière comparable par la proximité de terres émergées (?). Au pied des Cévennes et en Ardèche, on connaît, le long de la bordure cristalline, des calcaires bioclastiques et gréseux avec des fossiles phosphatés et de fréquentes lacunes. Au SE du Pelvoux (Aiguille

de Morges) on a des niveaux gréseux. Des lacunes ont été signalées aussi sur la bordure aquitaine du Massif central près de Terrasson.

Même dans les régions où la lithologie du Domérien inférieur et moyen paraît très homogène, il est parfois difficile de savoir si toutes les zones sont représentées ; des lacunes existent souvent au sommet du Domérien moyen (sous-zone à Gibbosus).

## 2.2. Le Domérien supérieur

Il est beaucoup plus mince que le Domérien inférieur, mais ses faciès sont beaucoup plus variés (pl. 00). Il est le plus souvent calcaire, mais il garde le faciès d'argile et de calcaire marneux du Domérien inférieur dans les zones où le Carixien était le plus marneux et le plus épais (centre et S du bassin de Paris, SW de l'Aquitaine, S de la vallée du Rhône) ainsi que dans les Grands Causses et dans le Jura oriental. Toutefois ce Domérien supérieur est peu subsident, il ne dépasse guère 20 à 50 m.

Un faciès intermédiaire est constitué par des calcaires bioclastiques à lits argileux, tantôt limités à la base du Domérien supérieur (sous-zone à Solare), tantôt envahissant tout le Domérien supérieur.

Mais c'est sous l'aspect du "Banc de roc" des géologues normands (rappelant le "Marlstone" anglais) que le Domérien supérieur se présente le plus souvent. C'est le cas de tout l'W et du NW de la France : Pays de Bray, Normandie, bordure armoricaine. Il en est de même sur la bordure d'Aquitaine, dans les Pyrénées, le Jura et la Bourgogne ("Calcaire à gryphées géantes"). C'est un calcaire bioclastique, riche en gryphées, bélemnites, pectens, très souvent chargé de grains de quartz et parfois d'oolithes ferrugineuses.

Une importante reprise d'érosion donne naissance à des conglomérats et grès en bordure des terres émergées comme la terre armoricaine, le seuil poitevin, la bordure des Cévennes (au N : région des Bondons, au SE : région du Vigan). Sur la bordure ardennaise, les calcaires ferrugineux (40 m) contiennent des niveaux à oolithes ferrugineuses exploitées autrefois ; à l'W, les conglomérats ne dépassent pas Hirson, marquant un sensible recul par rapport au Domérien inférieur.

En Lorraine, une siltite argilo-carbonatée, les "grès médioliasiques" sont liés au démantèlement d'un massif ancien situé au NE. Ils passent progressivement, vers Langres, aux "calcaires à gryphées géantes" bourguignons.

Dans les Alpes, le Domérien supérieur est généralement plus calcaire que le Domérien inférieur, il forme relief dans la topographie ; c'est tantôt un calcaire marneux compact, tantôt des alternances de calcaires marneux et de marno-calcaires riches en silt (Digne, La Grave ...), tantôt un calcaire crinoïdique (Barles, Castellane, La Mure, bordure nord du Pelvoux ...). Les lacunes, érosions et déformations synsédimentaires sont fréquentes dans les zones à sédimentation réduite au NE de Digne, près de Castellane et dans la vallée de Tinée.

Dans le Subbriançonnais, les faciès du Domérien semblent les mêmes qu'au Carixien : calcaire bioclastique au N, hard-ground fossilifère au S (Perron des Encombres). L'étage n'a pas été caractérisé dans le Briançonnais, mais il est sans doute présent dans les schistes lustrés piémontais.

## 3. EPIROGENESE - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Une érosion assez générale marque la fin du Domérien ; elle est accompagnée d'une ou de plusieurs surfaces perforées, de l'ablation fréquente de la sous-zone terminale (sous-zone à Hawske-rensse) et parfois d'une lacune de la zone à Tenuicostatum (base du Toarcien). La tendance régressive

du Domérien supérieur se marque, de plus, dans les associations fauniques où les brachiopodes remplacent les céphalopodes (H. Tintant).

Dans le SE (Ardèche, bordure cévenole, Alpes de Provence) le Domérien voit s'accélérer les différenciations paléogéographiques : jeux de failles synsédimentaires, variations rapides de faciès et d'épaisseur, véritables discordances locales à la limite Domérien-Toarcien (S. Elmi ; A. Coadou et B. Beaudoin ; G. Dardeau).

#### 4. PROBLEMES NON RESOLUS

Le passage des faciès marneux (Domérien inférieur et moyen) aux faciès plus calcaires du Domérien supérieur n'est probablement pas synchrone, il est à préciser en chaque point. De même, l'âge des déformations synsédimentaires.

L'origine du détritique fin (silt) présent non seulement en Lorraine mais dans le domaine alpin et ailleurs.

## TOARCIE N

Coordonné par : Jean GABILLY et René MOUTERDE.

Collaboration de : Mme A. LEFAVRAIS-RAYMOND, MM. RIOULT, R. M. SERONIE-VIVIEN et H. TINTANT.

La répartition des faciès est présentée en deux cartes : le Toarcien inférieur et moyen, de la zone à *Tenuicostatum* à la zone à *Variabilis* (= Withbian des auteurs anglais) et le Toarcien supérieur de la zone à *Thouarsense* à la zone à *Aalensis* (= *Yeovilian*). Toutefois on ne donnera que des isopaques globales pour l'ensemble de l'étage ; elles seront figurées, pour des raisons pratiques sur la carte du Toarcien supérieur. Celle du Toarcien inférieur et moyen portera les isopaques de la seule formation des schistes carton.

Un seul commentaire sera donné pour l'ensemble de cet étage.

### 1. LIMITES

Après un Domérien supérieur à tendances régressives, le Toarcien est marqué par une sédimentation à dominante argileuse qui s'étend largement du centre des bassins vers les bordures. Sur celles-ci les dépôts reprennent avec un certain retard, il y a donc fréquemment des lacunes à la base de l'étage, elles font suite aux arrêts de sédimentation et aux érosions qui affectent souvent le Domérien terminal. Ainsi est-il généralement facile de séparer le Toarcien du Domérien. Cependant le faciès du Toarcien basal (zone à *Tenuicostatum*) est souvent très proche de celui du Domérien supérieur.

La fin de la première séquence sédimentaire se manifeste au cours de la zone à *Variabilis* de façons diverses : arrêts de sédimentation, présence de niveaux gréseux, phosphatés ou à oolithes ferrugineuses et en général plus grande variété de faciès. Ainsi se trouve justifiée la présentation du Toarcien en deux cartes, correspondant chacune à une séquence sédimentaire.

La fin de l'étage est marquée à la fois par le ralentissement de la sédimentation, le développement progressif des carbonates ou du détritique fin et la présence fréquente de lacunes accompagnées localement d'émersions.

L'étage est ainsi bien délimité par des discontinuités de sédimentation.

## 2. AIRES SEDIMENTAIRES

Elles sont en communication faciles les unes avec les autres, le seuil du Poitou étant largement ouvert, le Morvan, les Vosges et le Massif central étant - totalement pour les deux premiers ou en grande partie pour le troisième - recouverts par les eaux.

On peut cependant continuer à distinguer : le bassin de Paris, le bassin d'Aquitaine qui s'étendait sans doute largement au Sud sur l'emplacement actuel des Pyrénées, et au SE le domaine alpin.

### 2.1. Bassin de Paris

Sa disposition est dissymétrique, les zones de subsidence importante s'alignent dans sa partie orientale selon une direction NE-SW légèrement arquée au large du Morvan ; ce sont l'ombilic de Thionville séparé par le seuil de Sainte-Menehould de l'ombilic de Champagne (Montmirail) et au Sud, le couloir Châteaurenard-Bourges. Dans la partie occidentale, on note un ombilic de moindre amplitude près de Rambouillet et, au Sud, une zone plus subsidente allongée N-S située à l'W de l'accident de Sennely.

En direction de la bordure armoricaine, les épaisseurs diminuent progressivement comme l'indiquent les isopaques très espacées ; elles sont bien plus serrées au Nord en bordure de l'Ardenne.

Le Toarcien inférieur présente partout à sa base un faciès qui prolonge celui du Domérien supérieur, tantôt gréseux, tantôt marneux ou calcaire selon les régions.

Le faciès des schistes-carton qui correspond essentiellement à la zone à Serpentinum est largement développé dans tout le bassin et ses bordures actuelles sauf au voisinage de l'Ardenne, du Massif armoricain et, localement, du Massif central; les épaisseurs maximales sont connues dans la moitié nord du bassin : en Lorraine, en Champagne et, de façon moindre, dans le Pays de Bray.

Le Toarcien moyen est essentiellement marneux, mais près des bordures on rencontre des intercalations fréquentes de calcaire argileux, des oolithes ferrugineuses (NE du Havre, Poitou) ou des sables (SE du Poitou, Ardenne) ; des lacunes partielles sont connues, notamment au voisinage des écueils de Normandie, d'Airvault, Thouars ...

La zone à Variabilis montre de nombreux indices d'instabilité ou de régression : elle manque partiellement (Poitou, Normandie, Ardenne ...) ou même totalement en certains points. Des dépôts sableux sont connus à Roumazière en bordure du Limousin, sur la bordure ouest du Morvan et en Ardenne comme dans la région de Gloucester en Angleterre (Cotteswold sand - cf. J. Gabilly, 1976 b, p. 196) ; les oolithes ferrugineuses sont présentes sur la bordure ouest du Morvan (Lurcy-le-Bourg) ...

Au Toarcien supérieur, la sédimentation est tout d'abord plus uniformément marneuse avec minces lits de calcaire argileux intercalés puis les manifestations régressives se multiplient sur les bordures : lacune totale dans le Perche et le Maine (de Falaise à Loué), sur la bordure ardennaise, dans le NE du Morvan ; lacunes partielles fréquentes notamment sur l'éperon bourguignon, la Normandie, accompagnées d'oolithes ferrugineuses non seulement dans le classique minéral de Lorraine mais en de nombreux points de la bordure normande, du Poitou ou du Nivernais. Ces lacunes se retrouvent localement dans le centre du bassin.

Le Toarcien est aussi connu en sondage aux environs de Boulogne-sur-Mer, la partie supérieure est continentale, la partie inférieure marine en relation avec les dépôts du bassin de Douvres et du Kent en Angleterre.

## 2.2. Bassin d'Aquitaine

C'est, au Toarcien, une aire de sédimentation complexe où la subsidence permet de distinguer trois ombilics relatifs : au NW, une dépression des Charentes, au SW le bassin de l'Adour, à l'Est un bassin Quercy-Comminges. Ces trois zones subsidentes encadrent une zone haute complexe où interfèrent les directions armoricaine et varisque ; les géologues pétroliers y ont reconnu un "Môle de la Gironde", un "haut-fond de Mont-de-Marsan" et plus au Sud une "zone haute de l'Armagnac".

Les "bassins" sont occupés par des sédiments marneux ou calcaréo-marneux assez monotones et relativement épais (40 à 150 m) alors que les abords du seuil du Poitou et le môle de la Gironde portent des dépôts plus réduits (moins de 10 à 15 m) avec des oolithes ferrugineuses (essentiellement du Toarcien supérieur) ; ces dernières se retrouvent près du détroit de Rodez (Toarcien moyen et supérieur). Au Toarcien supérieur une vaste zone sans sédimentation s'étend du Bordelais au N de Périgieux.

Les schistes-carton sont connus à l'affleurement sur la bordure sud-ouest du massif vendéen et dans le Quercy (2 m à Figeac). Ils n'ont pas été signalés dans les sondages pétroliers.

Par le détroit de Rodez on passe au petit bassin des Causses. Celui-ci se trouve au Toarcien dans une situation relativement isolée ; on a signalé des faciès de bordure (oolithes ferrugineuses, dépôts réduits, lacunes partielles ...) à la fois à l'Est, au SW et au moins temporairement au Sud ; des déformations tectoniques synsédimentaires sont en cours d'étude (D. Trümpy). Les communications vers le Sud sont coupées pendant une partie de l'étage, par contre on pourrait envisager un passage vers le Nord en direction du bassin de Paris comme le suggèreraient des silex à empreintes d'ammonites connues dans la région du Monastier au Sud du Puy.

Dans le bassin lui-même, la subsidence est notable : schistes bitumineux largement développés dans la zone à Serpentinum, épaisse série marneuse à ammonites pyriteuses dans le Toarcien moyen et supérieur ; quelques intercalations calcaires soulignent la tendance régressive du sommet du Toarcien moyen. L'épaisseur de l'étage peut atteindre 150 ou 200 m.

Sur la bordure pyrénéenne, le Toarcien est marmo-calcaire avec faune d'affinités atlantiques dans le Pays basque, plus calcaire et mal représenté en Ariège avec faune de brachiopodes à affinités ibériques au Toarcien moyen, preuve d'une communication facile avec le bassin du Segre. Au sommet les niveaux plus calcaires à Gryphaea sublobata sont connus en de nombreux points.

## 2.3. Domaine alpin et ses bordures

Dans la zone à sédimentation active du "Lias dauphinois", de Chamonix à Gap ou Digne s'accumulent des marmo-calcaires assez monotones, épais de plusieurs centaines de mètres. Ils se poursuivent vers le SSW au pied du système de failles des Cévennes jusque dans la région de Montélimar et dans la Camargue avec des épaisseurs pouvant atteindre localement plus d'un millier de mètres ce qui est le maximum connu en France. Cet ombilic actif semble préfigurer déjà la "fosse vocontienne".

Au NW de cette zone très subsidente, un régime de dépôts de plate-forme, souvent peu épais avec lacunes partielles et oolithes ferrugineuses au Toarcien moyen et supérieur, règne dans le Jura, le Jura méridional et les bordures de la vallée de la Saône, de la Bourgogne au Beaujolais, sur le seuil Vienne-Chamagnieu jusqu'à Valence ainsi que sur la bordure ardéchoise où les directions tectoniques N 110 et N 50 interfèrent perpétuellement.

Cependant, au Toarcien inférieur, dans ce domaine de plate-forme, les conditions favorables à l'accumulation des schistes-carton ont été réalisées localement (Jura, Ardèche ...).

Sur cette bordure ardéchoise, la dimension et la disposition des éléments détritiques ainsi que les lacunes multiples indiquent la proximité d'un rivage ; la bordure orientale du Massif central était partiellement émergée au moins à certains moments.

Ces dépôts de plate-forme agitée s'interrompent au niveau de la faille de Villefort près d'Alès. A l'W de cet accident on retrouve une sédimentation marneuse épaisse, proche de celle des Causses et qui semble se prolonger vers le Nord. La même série marneuse épaisse à ammonites pyrénéennes est connue dans le Languedoc et dans les Corbières. Dans cette région elle est couronnée par quelques mètres de calcaire marneux à Gryphaea sublobata.

Les bordures SE du sillon alpin montrent aussi des dépôts variés. De part et d'autre de la vallée de l'Arc, du col de la Madeleine au col du Glandon, le Toarcien de faciès dauphinois se charge en niveaux finement gréseux alors qu'au S de Saint-Jean-de-Maurienne le faciès ultra-dauphinois est normalement mammo-calcaire.

Au S de Grenoble, sur le dôme de La Mure les calcaires crinoïdiques peu épais du Toarcien inférieur et moyen sont recouverts par un Toarcien supérieur marneux.

Dans sa partie méridionale, aux environs de Digne, la série dauphinoise montre des lacunes de plus en plus importantes vers le Sud elles finissent par intéresser presque tout l'étage. Dans l'unité de Barles-Turriers le Toarcien est très réduit ou formé d'une suite de lentille d'âge varié selon les points. Il est presque aussi réduit dans le subautochtone de Saint-Geniez-Authon-Clamensane.

Aux environs de Castellane, le haut-fond du Verdon, toujours sans dépôts, montre sur son versant nord-est des niveaux oncolithiques et des dolomies intertidales ou supratidales. Sur le versant sud de la Provence règnent des calcaires argileux et bioclastiques à faune de brachiopodes d'affinité ibérique au Toarcien inférieur et moyen, des calcaires bioclastiques et oolithiques au Toarcien supérieur. A la base du Toarcien, une construction récifale a été mise en évidence à Portissol près de Sanary avec zone protégée au Sud.

Dans la Tinée, marnes et calcaires marneux présentent une disposition transgressive au Toarcien inférieur et supérieur avec des lacunes locales.

La zone subbriançonnaise montre en Savoie des calcaires marneux et marnes d'épaisseur moyenne ou faible et plus au S, dans l'Embrunais-Ubaye des calcaires sableux et crinoïdiques. Sur le haut-fond briançonnais aucun dépôt toarcien n'est connu, mais plus à l'E, ils sont sans doute présents dans la série compréhensive des schistes lustrés.

### 3. TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Elle a été signalée dans les Causses sur leur bordure cévenole (D. Trümpy), sur les bordures de l'Ardèche (S. Elmi), dans les Alpes de Haute Provence (A. Coadou et B. Beaudoin) et dans la Tinée (G. Dardeau).

### 4. PROBLEMES A RESOUDRE

Origine des apports : elle est le plus souvent locale, en Ardenne, Normandie, Poitou, NE du Massif central (Roumazière) et en Ardèche pour le détritique assez grossier. L'origine des argiles est généralement beaucoup plus lointaine et encore mal connue ; des études sont en cours, notamment pour les relations entre les Causses et le bassin d'Aquitaine.

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE  
DE LA FRANCE AU LIAS  
(JURASSIQUE INFÉRIEUR)

par R. MOUTERDE

L'ensemble des cartes de faciès (pl. 1 à 7) permet de reconstituer l'évolution des dépôts au cours du Lias telle qu'elle est suggérée par une série de cartes interprétatives (pl. 8 à 16).

On voit ainsi s'affirmer progressivement la transgression marine venue de l'E, les bassins de sédimentation gagnent peu à peu sur les aires continentales hercyniennes et les faciès confinés font place à des faciès protégés puis à des dépôts de mer de plus en plus largement ouverte.

Il est intéressant de suivre l'évolution de chaque bassin tout en soulignant le synchronisme de certaines modifications et de préciser pour finir l'importance des aires émergées et des migrations de faunes.

Le bassin de Paris ne se présente, au Lias inférieur, que comme une dépendance du bassin souabe. La zone de sédimentation argileuse subsidente, étroite au début de l'Hettangien, prend progressivement de l'importance alors que, sur les bordures occidentales, une sédimentation protégée - ou même confinée dans la "gouttière normande" - s'étend largement vers l'W ou le S, sans qu'il soit possible de préciser la ligne de rivage. En Ardenne au contraire celle-ci est bien marquée.

En raison du jeu des failles bordières (Seine-Sennely), le Sinémurien montre un léger recul de l'aire occupée, à l'W, par les sédiments confinés alors que le bassin subsident s'élargit au centre ; de larges vasières carbonatées se développent sur le pourtour.

Au Lotharingien, la transgression s'accuse sur la bordure armoricaine, marquée cette fois par des dépôts gréseux que l'on retrouve en Picardie et en Ardenne. Au Pliensbachien, la transgression gagne encore, couvrant progressivement les "écueils" normands dont certains subsisteront jusqu'au Dogger.

Vers l'E, le bassin est en communication facile avec le bassin souabe ou la mer alpine par une zone de plate-forme stable à sédimentation très réduite (éperon bourguignon, plates-formes lorraine et jurassienne, seuil de Vienne-Chamagnieu) qui persiste jusqu'au Carixien tout en montrant, au N et à l'E, une tendance à la subsidence à partir du Lotharingien. Une sédimentation réduite, en milieu peut-être plus agité, se retrouvera dans ces régions au Toarcien supérieur (minerais de fer ou oolithes ferrugineuses depuis le Luxembourg et la Lorraine jusqu'à Lyon).

Après la légère récession du Domérien supérieur, les conditions de calme des eaux marines, pourtant "ouvertes", favorisent au Toarcien inférieur le dépôt des schistes-carton sur la plus grande partie du bassin (en même temps que dans le Jura, les Causses et la bordure cévenole).

Le maximum d'extension marine est atteint au Toarcien moyen mais, à la fin de l'étage, des arrêts de sédimentation ou même des indices d'émersion soulignent en de nombreux points une tendance régressive.

Au NW, c'est du bassin anglais que dépend le petit golfe du Cotentin en liaison, seulement à partir du Pliensbachien, avec le bassin de Paris.

Le bassin d'Aquitaine évolue très différemment ; dès le début de l'Hettangien, des influences marines discrètes venues du SE se font sentir aussi bien sur les bordures qu'au centre du bassin. Mais très vite celui-ci s'isole et les évaporites prennent une grande puissance ; des communications précoces existent toujours avec le SE par l'Ariège et sans doute le S du détroit de Rodez ; le passage par le détroit lui-même ne s'ouvre qu'au cours de l'étage.

Au Sinémurien, les dépôts restent de type protégé sur l'ensemble du bassin mais, sur les bordures, en Charentes et en Pays basque, des influences marines timides se manifestent dès le Sinémurien inférieur et surtout au Lotharingien supérieur avec l'arrivée de quelques Paltechioceras. Au Carixien, la partie nord du bassin est toujours le siège d'une sédimentation réduite et l'éperon du Poitou semble encore presque entièrement émergé ; il ne sera couvert qu'au Domérien.

C'est au Toarcien que la communication s'ouvre largement avec le bassin de Paris, mais sans doute à l'E de l'actuel seuil du Poitou, par-dessus le Massif central qui devait être largement recouvert. Les faciès "bassin" sont cantonnés au SW et au NE, autour de l'Adour et en Quercy, alors qu'au Toarcien supérieur le môle de la Gironde et le Périgord ne portent pas de dépôts. Les communications avec le bassin des Causses sont actuellement discutées (D. Trümpy) ; par contre la mer semble largement ouverte vers le Sud en direction de l'Espagne, les Pyrénées ne formaient pas encore barrière.

Pour le domaine alpin, nous raisonnerons sur sa forme actuelle, sans doute profondément modifiée à la suite des déplacements post-jurassiques.

Le bassin subsident présente une direction générale NNE-SSW et il gagne progressivement vers le Sud, en direction de Grenoble et d'Avignon.

A l'Hettangien, le faciès de marnes à ammonites pyriteuses est connu surtout depuis Chamonix jusqu'à la vallée de l'Arc, mais la plate-forme carbonatée à faune de céphalopodes s'étend jusqu'à Castellane et Alès et se retrouve dans la partie orientale du bassin des Causses.

Au Sinémurien, les faciès marno-calcaires épais viennent jusqu'à Avignon, au Carixien jusqu'à Arles, à partir du Domérien ils atteignent le golfe du Lion.

Au Domérien inférieur puis au Toarcien, l'importance de l'apport argileux et finement détritique s'allie avec la subsidence pour donner des séries très épaisses, dépassant le millier de mètres, dans le centre du bassin (Die, Montélimar, Istres).

Une puissante sédimentation confinée avec évaporites règne à l'Hettangien dans le Languedoc et se poursuit à l'E, en Provence, jusqu'au "haut-fond" du Verdon et au massif des Maures, fermant totalement le bassin vers le Sud. Elle fera place progressivement aux dépôts bioclastiques de la plate-forme externe bien développés au Lotharingien en Languedoc, dans la partie E des Causses et jusqu'aux environs de Toulon. En de nombreux points, comme en Aquitaine, ce sont les Echiocératidés qui jalonnent cette progression de la mer au Lotharingien supérieur.

Les dépôts de la bordure ardéchoise et ceux de la région de Digne (subautochtone et partie sud de la "nappe" de Digne) présentent une certaine symétrie : calcaire noduleux ou à gryphées à l'Hettangien et au Sinémurien - calcaire à silex au Lotharingien et au Carixien - lacunes fréquentes et calcaire à entroques au Toarcien. Mais la bordure ardéchoise reflète davantage la proximité du Massif central et le jeu des failles de bordure.

Des déformations synsédimentaires ont été signalées aussi au Domérien et au Toarcien dans les Alpes du Sud, mais l'échelle des cartes ne permet pas de détailler les modifications et la paléogéographie de ce secteur profondément affecté par les déplacements tangentiels postérieurs.

Toutefois au S de Digne, près de Castellane, au voisinage du haut-fond du Verdon, règne sur une plate-forme instable une sédimentation confinée coupée de nombreuses lacunes et érosions. Dans le N des Alpes Maritimes un dispositif seuil-bassin d'orientation NW-SE se met en place (G. Dardeau). Il prolonge, plus ou moins clairement, les hauts-fonds connus au N, les uns recouverts progressivement au cours du Lias inférieur et moyen (Pelvoux, Grand Chatelard près de Saint-Jean-de-Maurienne, La Mure . . .) les autres se manifestant plus tard (Turriers, Saint-Julien . . .).

A l'E du domaine subsident, les faciès subbriançonnais, moins épais et plus calcaires, annoncent le "haut-fond briançonnais" en grande partie émergé au Lias.

Pour achever cette esquisse paléogéographique, il faut rappeler l'évolution des aires continentales. Deux restent bien marquées pendant le Lias : l'Ardenne au N avec son rivage méridional net, le bloc armoricain à l'W plus aplani et prolongé par des écueils ou des éperons dirigés vers le SE.

Les autres aires hercyniennes s'ennoient plus rapidement. Le Morvan, partiellement recouvert dès l'Hettangien, disparaît au Sinémurien ; c'est seulement au niveau du Charollais et du Beaujolais que des niveaux détritiques manifestent l'existence de reliefs résiduels. Le Massif central est, en bonne partie, recouvert dès le Carixien et en tous cas au Toarcien ; seule sa bordure orientale continue à fournir des éléments détritiques parfois grossiers qui témoignent de la persistance de zones émergées. Les Vosges semblent ne jouer aucun rôle pendant tout le Lias. Le haut-fond du Verdon, par contre, persiste probablement sans relief notable mais entouré de zones confinées qui s'étendent souvent jusqu'à l'arc de Nice et au Massif des Maures.

La répartition et l'évolution des faunes sont en partie conditionnées par cette paléogéographie.

C'est du domaine mésogéen ou alpin que proviennent les faunes d'ammonites profondément renouvelées au début du Lias et dont l'évolution fournit un cadre chronologique très fin. On va assister à l'arrivée en France d'une série de vagues de migrants dont certains s'installeront et évolueront sur place.

A l'Hettangien, les ammonites, venues du bassin souabe ou des mers alpines, n'occupent qu'une partie du bassin de Paris, l'E de la France et le bassin du Rhône sans dépasser au S une ligne Alès-Castellane. Au Sinémurien, les faunes évoluent sur place dans le bassin de Paris et celui du Rhône ; ce n'est qu'à la fin du Lotharingien que de rares ammonites, des Echioceras, pénètrent sur les bords du bassin d'Aquitaine, première manifestation d'échanges par voie atlantique ; au même moment des Gemellaroceras connus au Maroc et au Portugal sont signalés en Normandie.

Ailleurs, au cours du Sinémurien, les Eoderocératacés se manifestent par quelques avanceurs (Microderoceras, Promicroceras, Cruciloboceras . . .) ils constitueront l'essentiel de la faune carixienne aussi bien dans le bassin de Paris ou celui des Alpes que dans le bassin d'Aquitaine. De nouveaux migrants mésogéens, les Hildocératacés (Protogrammoceras et Fucinoceras) sont connus au Carixien moyen en Provence, à la limite Carixien-Domérien en Ariège, dans l'Aude, les Causses ; ils avaient atteint la Bourgogne et le Nivernais à la fin du Carixien.

S'ils s'implantent largement au Domérien dans le SE de la France et les Causses, ils ne constitueront dans le bassin de Paris qu'une série d'envahisseurs temporaires formant de bons repères stratigraphiques au milieu des Amaltheidés d'origine subboréale. C'est par voie atlantique qu'arrivent en Normandie au sommet de l'étage quelques Hildocératidés mésogéens, les Tauromeniceras, bien connus au Maroc et au Portugal. Par la même voie sans doute sont venus au Domérien moyen sur la bordure armoricaine des lamellibranches du groupe des Lithiotis et au Toarcien inférieur en Normandie d'autres faunes très particulières de lamellibranches et brachiopodes.

Au Toarcien, en même temps que les différents bassins communiquent largement, les Hildocératacés s'installent définitivement dans tout le pays ; ils vont former l'essentiel de la faune (Harpoceras, Hildoceras) de la partie inférieure et moyenne de l'étage, associés à des Dactylioceras, issus sans doute de migrants mésogéens dont les premières vagues étaient arrivées partout au Carixien supérieur avec Productylioceras davoei et dans le SE du pays seulement au Domérien moyen avec les Reynesoceras. Au début du Toarcien moyen, Frechiella subcarinata manifeste encore jusqu'en Angleterre une courte invasion mésogéenne alors que les Paroniceras sont cantonnés dans le SE de la France.

Des brachiopodes ibériques gagnent au Toarcien inférieur et moyen l'Ariège et la Provence mais sont inconnus dans les Corbières et le Languedoc.

Au Toarcien supérieur, les faunes continuent à s'uniformiser sur l'ensemble du pays, seul le SE semble présenter des Hammatocératidés plus variés ; le bassin des Causses montre comme pendant tout l'étage une faune partiellement originale avec de nombreux Osperleioceras-Pseudopolyplectus.

Ainsi, à la fin du Lias, les communications semblent largement établies pour les faunes nectoniques sur l'ensemble de la France ; pour les faunes benthiques (lamellibranches, brachiopodes), les particularismes locaux sont plus marqués.

## LE JURASSIQUE MOYEN

Période de large étalement des mers le Jurassique moyen sera marqué par l'installation et le développement des plates-formes carbonatées et la mise en place d'une nouvelle organisation paléogéographique qui conduira à leur désagrégation, puis à leur disparition.

L'expansion liasique a réalisé l'envahissement à peu près complet du bâti hercynien à l'exception des terres armoricaine et ardenno-rhénane qui resteront émergées jusqu'à la fin du Jurassique. Les territoires conquis ne subiront aucune réduction durable avant le Jurassique supérieur.

Le ralentissement de la subsidence et le régime de lacunes ou de sédimentation réduite et discontinue qui termine l'expansion liasique persiste à l'Aalénien inférieur. Mais, dès l'Aalénien moyen, s'installent les plates-formes carbonatées qui domineront le Jurassique moyen jusqu'au Callovien inférieur. Les faciès bioclastiques, souvent crinoïdiques, oolithiques ou oncolithiques, de haute énergie, prédominent ; avec l'épisode régressif du Bathonien inférieur apparaissent les faciès de milieu confiné.

A l'exception du bassin dauphinois et de ses bordures, ces plates-formes s'étendent rapidement et couvrent la plus grande partie de la France au cours du Bajocien et du Bathonien. Mais dès le Bajocien supérieur s'amorce le sillon Seine-Loire qui, au moins épisodiquement, rejoindra le bassin du SE, séparant ainsi deux grands domaines de plates-formes ; à partir du Bathonien supérieur et au cours du Callovien, ils sont à leur tour envahis et réduits progressivement par la reprise de la sédimentation terrigène argileuse. Une nouvelle phase d'expansion des bassins commence qui annonce la paléogéographie de l'Oxfordien.

## A A L E N I E N

**Coordonné par :** Daniel CONTINI.

**Collaboration de :** Mmes, MM. S. ELMI, J. GABILLY, A. LEFAVRAIS-RAYMOND, J. LORENZ, R. MOUTERDE, M. RIOULT et H. TINTANT.

### 1. LIMITES

L'Aalénien comprend les zones à Opalinum, Murchisonae et Concavum.

#### 1.1. Limite inférieure

En l'absence de critères paléontologiques, la limite inférieure est difficile à tracer, car elle ne correspond pas à une discontinuité très nette. Lorsque l'Aalénien inférieur est présent, il termine la séquence sédimentaire qui a débuté au Toarcien supérieur. Toutefois, la zone à Opalinum coïncide souvent avec l'apparition des faciès carbonatés.

#### 1.2. Limite supérieure

L'Aalénien est séparé du Bajocien par une discontinuité majeure accompagnée d'une lacune plus ou moins importante et pouvant, dans certaines régions, englober la totalité de l'Aalénien et le Bajocien inférieur.

L'Aalénien est donc généralement formé du sommet de la séquence débutant au Toarcien supérieur et se terminant dans la zone à Murchisonae et d'une séquence correspondant à la zone à Concavum. Cette dernière n'étant d'ailleurs bien représentée que dans les bassins.

### 2. AIRES SEDIMENTAIRES

#### 2.1. La plate-forme carbonatée armoricaine

En Normandie et dans le Cotentin, la zone à Opalinum condensée sous forme d'une oolithe ferrugineuse remanie le sommet du Toarcien (Aalensis). La sédimentation carbonatée s'installe pendant les zones à Murchisonae et Concavum avec la Malière (calcaire gréseux et glauconieux à silex).

Sur l'éperon du Perche, à partir de Falaise, au Sud des écueils paléozoïques de la zone bocaine, les dépôts très amincis disparaissent. De Mamers à Alençon des sables microconglomératiques et transgressifs se déposent à l'Aalénien moyen. Des décharges détritiques et des calcaires coquilliers peu épais se déposent dans la campagne de Conlie, tandis que vers Sablé réapparaissent des calcaires à silex.

Sur le seuil poitevin : après une lacune de l'Aalénien de la vallée de la Loire à Thouars, une séquence carbonatée réapparaît plus au S (calcaires à silex surmontés par des calcaires oolithiques et bioclastiques). Vers Poitiers, la séquence aalénienne assez complète comprend des calcaires argileux (Opalinum), des calcaires à silex (Murchisonae) et des calcaires bioclastiques (Concavum).

Entre Argenton-sur-Creuse et la Châtre les marnes toarciennes sont surmontées par des calcaires à silex datés de l'Aalénien moyen ou supérieur. Dans le Cher, l'Aalénien est très réduit ou représenté partiellement par des calcaires bioclastiques à entroques. Il manque pratiquement totalement plus à l'Est.

## 2.2. La plate-forme carbonatée orientale

Elle s'étend depuis la bordure des Ardennes et le Nord de la France qui sont marqués par une lacune complète de l'étage jusqu'en Bourgogne et au Jura. Dans sa partie septentrionale et occidentale, l'Aalénien complètement absent a dû être érodé avant la reprise de sédimentation bajocienne. Il ne reste que quelques flaques de calcaires bioclastiques (Bourgogne) ou de calcaires ferrugineux (Lorraine).

La plate-forme carbonatée orientale avec ses dépôts de milieu ouvert est limitée vers le NW par l'accident de la Seine (l'Aalénien manque près du Havre et dans les sondages de Breuillet et Marchais au S de Paris) et à l'W par l'accident de la Loire.

## 2.3. Le bassin souabe

Les faciès souabes où prédominent des marnes sableuses sont limités au Fossé rhénan. Ils envahissent tout le fossé au cours de la zone à Opalinum, puis régressent pendant la zone à Murchisonae au cours de laquelle des calcaires sableux puis des sables carbonatés, oolithiques et bioclastiques progressent vers le NE depuis la Haute-Saône jusque dans la région de Strasbourg.

La zone à Concavum correspond à une nouvelle période de subsidence du bassin, au cours de laquelle se dépose une série réduite marno-sableuse.

## 2.4. Le bassin dauphinois et ses bordures

Il est séparé du bassin souabe par le "haut-fond nord jurassien" sur lequel les zones à Murchisonae et à Concavum sont absentes ou très réduites. C'est une zone de flexure orientée E-W qui s'étend de la région bisontine au Jura bernois.

Le "golfe" jurassien situé entre le haut-fond précédent et l'éperon de l'île Crémieu va se remplir de sables carbonatés bioclastiques : une première séquence (zones à Opalinum et Murchisonae) se dépose sur la bordure ouest en Charollais et en Mâconnais, une deuxième séquence (zone à Murchisonae) couvre le Jura septentrional jusque vers Saint-Claude et la Bresse. Vers le SE les bioclastes disparaissent et font place à une alternance de calcaires à Cancellophycus et de marnes.

Le bassin dauphinois est rempli d'une épaisse série rythmique formée d'une alternance marne-calcaire mameux, légèrement plus carbonatée pendant la zone à Murchisonae, sauf dans le dauphinois interne où sur le pourtour des massifs du Mont Blanc et de Belledonne, la sédimentation est uniquement argileuse avec nodules siliceux.

La ride briançonnaise est le siège d'une lacune interrompue par endroits par des lentilles de calcaires bioclastiques et à polypiers.

La plate-forme carbonatée provençale : au N et à l'E les séries sont très réduites, lenticulaires, souvent dolomitiques, l'Aalénien manque souvent totalement ; au SW de la plate-forme des calcaires à silex assurent la transition avec les faciès calcaréo-marneux du bassin. Le contraste brutal entre les faciès provençaux et les faciès de type bassin observés dans la région de Digne et Castellane semble dû à deux causes essentielles : la présence de failles synsédimentaires séparant le bassin de la plate-forme et le raccourcissement dû à la tectonique qui a provoqué le chevauchement de la nappe de Digne sur la plate-forme provençale.

## 2.5. La plate-forme centrale

Une zone de lacune pratiquement totale de l'étage s'observe de Valence au Vigan et se prolonge en direction de Lodève. Cette zone est bordée à l'E d'une mince frange de calcaires bioclastiques parfois ferrugineux où l'Aalénien est incomplet avant de passer aux faciès du bassin dauphinois.

En Languedoc, les séries calcaréo-marneuses du bassin deviennent un peu plus calcaires (calcaires à Cancellophycus). Ce même faciès se retrouve dans les Causses, bien qu'il soit séparé du Languedoc par une zone sans Aalénien d'au moins 30 km de large. Pour cette raison, il est probable que cette lacune soit due à une érosion antérieure à la transgression bathonienne. Dans le Causse de Rodez, la sédimentation devient franchement carbonatée.

Dans les Corbières, l'Aalénien inférieur et moyen (Opalinum et Murchisonae) semble présent dans les calcaires à silex des unités orientales, mais dans les unités occidentales, l'Aalénien manque.

L'Aalénien semble absent dans les Pyrénées catalanes et les Pyrénées languedociennes ainsi que sur le môle de Toulouse. La sédimentation qui s'est arrêtée au sommet du Toarcien avec la lumachelle à Gryphaea beaumonti ne reprendra qu'au Bajocien.

En Aquitaine orientale, l'Aalénien manque ou est très réduit entre La Rochefoucault et Périgueux dans la partie nord et de Figeac à Albi plus au Sud. Il est par contre représenté par des calcaires bioclastiques (5 à 10m) vers Terrasson, Brive et Souillac.

## 2.6. Le bassin atlantique

Dans le bassin situé au S du massif armoricain se déposent des calcaires argileux à microfilaments ; il est séparé en trois golfes par deux éperons bioclastiques et oolithiques, l'un passant au N de Bordeaux et l'autre au S du bassin d'Arcachon.

Le "golfe" charentais sur lequel l'Aalénien, incomplet avec des oolithes ferrugineuses en bordure S du seuil du Poitou, passe à des calcaires argileux vers l'Ouest.

Les "golfes" de Parentis et du Pays basque se remplissent de calcaires à microfilaments qui passent vers l'W à une alternance de calcaires microcristallins et de marnes.

## 3. EPIROGENESE ET TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

A l'Aalénien, la subsidence est généralement faible ou nulle, sauf dans le bassin dauphinois et ses annexes et peut-être dans le bassin sud-aquitain.

La sédimentation est contrôlée par le jeu d'une mosaïque de panneaux de socle qui se relèvent, s'enfoncent ou basculent ; ces panneaux sont séparés par des lignes de directions N-S d'une part et ENE-WSW d'autre part.

Parfois le jeu différentiel de ces panneaux donne naissance à des failles synsédimentaires le long de la bordure cévenole et des Causses. Mais le plus souvent, la couverture amortit le jeu des panneaux de socle et les différentes unités paléogéographiques sont séparées par des zones de flexure comme le haut-fond nord jurassien.

#### 4. PROBLEMES NON RESOLUS

L'Aalénien n'a pas été mis en évidence dans les sondages du bassin de Paris et d'Aquitaine. Sur les zones de plate-forme carbonatée, la durée des lacunes ou l'âge des faciès bioclastiques est souvent imprécis.

# BAJOCIEN INFÉRIEUR ET MOYEN

Coordonné par : Daniel CONTINI.

Collaboration de : Mmes, MM. S. ELMI, J. GABILLY, A. LEFAVRAIS-RAYMOND, J. LORENZ, R. MOUTERDE, M. RIOULT et H. TINTANT.

## 1. LIMITES

### 1.1. Limite inférieure

Elle est marquée par une discontinuité majeure et soulignée par une lacune importante englobant parfois tout l'Aalénien et une grande partie du Bajocien inférieur. Mais elle est parfois difficile à tracer, car les faciès de l'Aalénien supérieur et du Bajocien inférieur se ressemblent.

### 1.2. Limite supérieure

La sédimentation est également interrompue plus ou moins longuement entre Bajocien moyen et Bajocien supérieur, mais cette discontinuité est en plus accompagnée d'une modification importante de la paléogéographie ; de ce fait, elle est en général bien repérée tant dans les bassins que sur les bordures.

## 2. AIRES SEDIMENTAIRES

Remarques : contrairement à l'Aalénien où la sédimentation va progressivement se confiner dans les deux bassins dauphinois et atlantique, au cours du Bajocien inférieur et moyen on assiste à une reprise progressive de la sédimentation qui devient presque générale à la zone à *Humphriesianum*.

### 2.1. La plate-forme carbonatée armoricaine

En Normandie, du Cotentin aux environs de Falaise, les dépôts du Bajocien inférieur et moyen sont très lacunaires et condensés (sommets de la Malière, couche verte, conglomérat de Bayeux). Une lacune sédimentaire s'observe au niveau des reliefs résiduels de Falaise à Mamers. Dans les campagnes de Conlie et de Sablé, il n'y a que des flaques de calcaire sableux à silex ou à grains ferrugineux. La sédimentation est un peu plus importante au S de la Loire sur le seuil du Poitou où se déposent des calcaires oolithiques et bioclastiques à silex, puis des calcaires à polypiers. Des sables bioclastiques se déposent également dans le Berry où ils sont parfois silicifiés (entre Argenton-sur-Creuse et Saint-Amand-Montrond).

## 2. 2. Partie centrale de l'actuel "bassin" de Paris

Comme l'Aalénien, le Bajocien inférieur semble réduit et incomplet ; le faciès le plus fréquemment rencontré est un calcaire fin à silex. Une différenciation et une reprise de subsidence s'amorcent au Bajocien moyen. Jusqu'au Bajocien inférieur les plates-formes carbonatées armoricaines et orientales sont séparées par l'apparition d'un axe N-S qui s'étend du Nivernais jusque dans la région parisienne et sur lequel la sédimentation est réduite avec des niveaux à oolithes ferrugineuses. C'est le long de cet axe que s'amorce la reprise de subsidence qui va donner naissance à la "vasière à Acuminata". Dans la partie occidentale, la séquence carbonatée, réduite en épaisseur, comprend des calcaires à silex passant vers le seuil du Poitou à des sables bioclastiques. Dans la partie orientale, la séquence carbonatée, plus épaisse, montre une évolution verticale et horizontale de l'W vers l'E des calcaires à silex à des calcaires bioclastiques à polypiers.

Dans le Nord de la France, le Bajocien inférieur et moyen manque ou est représenté par des flaques de sables d'Hydrequant à la base (Pas de Calais, Somme) et de calcaires oolithiques à polypiers au sommet. En bordure des Ardennes, la série carbonatée devient plus épaisse et passe vers le Luxembourg aux faciès lorrains.

## 2. 3. La plate-forme carbonatée orientale

Cette plate-forme va se développer au cours du Bajocien inférieur et moyen pour finalement couvrir toute la Bourgogne, le Jura, la Lorraine et la partie sud de l'Alsace. Les faciès carbonatés transgressent aux dépens des faciès marneux du bassin souabe vers le NE et également sur les zones de hauts-fonds où la sédimentation avait cessé au cours de l'Aalénien (Bourgogne, Ile Crémieu).

Au SW, dans le Nivernais, les calcaires à débris de crinoïdes, peu épais (4 à 8 m) sont surmontés par des calcaires marneux à oolithes ferrugineuses d'âge bajocien moyen. La zone à Sowerbyi manque à l'E de Clamecy et les zones à Sowerbyi et Sauzei sont totalement absentes entre Avallon et Dijon, la sédimentation ne reprenant qu'au Bajocien moyen avec les calcaires à entroques et à polypiers.

## 2. 4. Le bassin souabe

Les faciès souabes mordent sur le Fossé rhénan et la Lorraine méridionale. Dans cette dernière région, en bordure du bassin, la séquence est formée par les marnes à Discites, les calcaires sableux à Sowerbyi, les calcaires à entroques et les calcaires à polypiers.

Les calcaires bioclastiques et à polypiers n'envahissent la partie sud du Fossé rhénan qu'au Bajocien moyen.

## 2. 5. Le bassin dauphinois et ses bordures

La sédimentation rythmique calcaire-marne du centre du bassin devient plus carbonatée vers le N et la richesse en bioclastes augmente en approchant de la Haute chaîne du Jura où se déposent des calcaires bioclastiques et des calcaires à silex.

La ride Briançonnaise poursuit son émergence esquissée à l'Aalénien et forme la limite orientale du bassin.

Au S, la plate-forme carbonatée provençale montre toujours des faciès réduits, le niveau le plus fréquemment représenté étant la sous-zone à *Laeviuscula*. Une lacune à peu près complète du Bajocien inférieur et moyen s'observe dans l'arc de Nice et en Provence au N de Brignoles. Sur les bordures de cette aire de lacunes, on trouve tout d'abord des dolomies inter- et supratidales vers Mouthiers-

Sainte-Marie, au S de Castellane et dans la région de Cannes, puis des calcaires bioclastiques peu épais et lacunaires à l'E et à l'W de Castellane, ainsi qu'au S de Roquesteron. Ces calcaires bioclastiques alternent avec des calcaires fins dans la région de Saint-Martin-de-Vésubie pour finalement passer à des calcaires fins à silex entre Puget-Théniers et Saint-Etienne-de-Tinée et ainsi qu'au S de Brignoles dans les chafnons provençaux.

Le faciès bassin ne se trouve que dans la nappe de Digne au N et à l'W d'Aix-Marseille.

## 2.6. Le bassin piémontais

Le Briançonnais, ainsi que le domaine prépiémontais, sont émergés ; des zones de fractures séparent le Piémontais externe, siège d'une sédimentation carbonatée et bréchique, du Piémontais interne, siège d'une sédimentation réduite.

## 2.7. La plate-forme centrale

La bordure cévenole est toujours soulignée par une zone de lacunes, mais comme pour l'Aalénien, les faciès du Dogger inférieur sont identiques en Languedoc et dans la partie méridionale des Causses (calcaires à silex). A l'emplacement du seuil caussenard, ces dépôts ont pu être érodés postérieurement. Le seuil ne s'est mis en place qu'à la fin du Bajocien moyen.

Dans les Causses, les calcaires fins à silex au Sud s'enrichissent en bioclastes en direction du Nord, tout en renfermant toujours des silex.

Dans les Corbières, la sédimentation est très incomplète et le Bajocien inférieur et moyen semble représenté par des calcaires à silex et par des calcaires à oncolithes.

Il en est de même dans les Pyrénées languedociennes où le Bajocien inférieur et moyen n'est représenté que par une série réduite de calcaire à oncolithes. Il est d'ailleurs probable que le Bajocien inférieur soit absent dans ce secteur et que la sédimentation ne reprenne qu'au Bajocien moyen.

Sur la bordure orientale de l'Aquitaine, se déposent des sables bioclastiques parfois dolomités secondairement. L'importance des lacunes et l'âge exact des sédiments ne sont pas déterminés.

## 2.8. Bassin atlantique

Comme à l'Aalénien, la bordure du bassin atlantique est découpée par trois golfes où se déposent des calcaires à filaments :

Au N le "golfe" charentais : en bordure sud du seuil poitevin, la sédimentation réduite sous forme d'oolithe ferrugineuse au Bajocien inférieur, reprend au Bajocien moyen avec une auréole de calcaires à silex passant vers le centre du bassin, donc vers le SW, à des calcaires argileux à micro-filaments et à spongiaires.

Le "golfe" de Parentis, séparé du précédent par l'éperon bordelais sur lequel la sédimentation bioclastique persiste, s'étend au S d'Arcachon.

Au Sud le "golfe" basque, limité par l'éperon de Sabres et par l'éperon pyrénéen dont l'influence se fait sentir au S de Tarbes et dans la région de Tardets (brèches).

### 3. EPIROGENESE ET TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Les zones fragiles affectées de failles synsédimentaires sont les mêmes qu'à l'Aalénien, mais il semble qu'il y ait eu des jeux des failles et des panneaux de socle plus importants au Bajocien moyen.

C'est à ce moment que s'amorce la formation de la "vasière à Acuminata" dans le bassin parisien et que se forme le seuil caussenard qui va être le siège d'une érosion importante et séparer les Causses du bassin dauphinois.

### 4. PROBLEMES NON RESOLUS

La datation imprécise des formations en Aquitaine et dans les Pyrénées ne permet pas de déceler les lacunes et de suivre la reprise de sédimentation du Dogger sur la plate-forme centrale.

## BAJOCIEN SUPERIEUR

Coordonné par : Daniel CONTINI.

Collaboration de : Mmes, MM. S. ELMI, J. GABILLY, A. LEFAVRAIS-RAYMOND,  
J. LORENZ, R. MOUTERDE, M. RIOULT et H. TINTANT.

### 1. LIMITES

#### 1.1. Limite inférieure

Une discontinuité majeure, observable dans toute l'Europe y compris les régions méso-géennes, est matérialisée par une surface d'arrêt de sédimentation, souvent rubéfiée et perforée, accompagnée d'une lacune plus ou moins importante englobant le sommet de la zone à Humphriesianum et la base du Bajocien supérieur (les zones à Niortense et Garantiana sont souvent condensées ou en flaques ou complètement absentes). La discontinuité est accompagnée d'un changement de faciès indiquant une modification de la paléogéographie.

#### 1.2. Limite supérieure

Une discontinuité s'observe également sur les bordures du bassin parisien ainsi que dans le Jura, mais il n'y a pas de changement de faciès important entre le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur.

### 2. AIRES SEDIMENTAIRES

#### 2.1. La plate-forme carbonatée armoricaine

Au Bajocien supérieur, la sédimentation reprend sur la bordure occidentale du bassin parisien avec un caractère transgressif, puisque les dépôts viennent reposer directement sur le socle en nivelant les écueils. Les zones à Niortense et Garantiana sont absentes ou condensées, la sédimentation ne devient active que pendant la zone à Parkinsoni.

Au N, de Caen au Cotentin, la sédimentation, d'abord condensée (oolithe ferrugineuse), se poursuit par des vases sableuses carbonatées à spongiaires calcaires. Une surface d'arrêt de sédimentation interrompt cette séquence de mer ouverte peu profonde.

Autour de l'éperon du Perche, se dépose une ceinture de sables oolithiques, calcaires à stratifications obliques (oolithes de Villaines) ; au N et au S la sédimentation, toujours carbonatée, est accompagnée d'apports terrigènes, soit sous forme de décharges détritiques (Conlie), soit sous forme de solution siliceuse (silex vers Falaise) et de sable à Thouars.

Le "seuil" poitevin au Sud est également recouvert de sables oolithiques et bioclastiques avec des silex renfermant quelques polypiers à leur partie supérieure. Des décharges détritiques se produisent également vers Thouars. Le seuil s'étend jusque vers Argenton-sur-Creuse, La Châtre et Châteauneuf où se déposent des sables à entroques avec des passées silicifiées.

## 2.2. La vasière à Liostrea acuminata

Elle est subdivisée en deux parties à morphologies très différentes :

La partie occidentale est une zone étroite où les marnes atteignent 70 m et même 90 m d'épaisseur et qui borde la plate-forme carbonatée armoricaine. La forte épaisseur de sédiments est peut-être due en partie au fait que les terrigènes fins se déposent au pied d'un talus séparant la plate-forme carbonatée de la vasière et en partie au fait que cette limite paléogéographique coïncide avec une faille active pendant la sédimentation. En s'éloignant de la plate-forme carbonatée armoricaine, les apports diminuent, la sédimentation est réduite à des calcaires argileux ou des oolithes ferrugineuses. Cela détermine un axe médian qui s'étend depuis le Nivernais jusque dans la région de Tonnerre ; plus au N, une lacune existe également à Montmort. Dans cette partie centrale du bassin, la sédimentation ne reprendra qu'au Bathonien. Cette zone où la sédimentation est absente ou condensée sépare la partie occidentale de la partie orientale où les marnes ont une épaisseur ne dépassant pas 50 m ; elle s'étend des Ardennes à la plaine de la Saône (région de Gray). Les marnes renferment des bancs de calcaires argileux lumachelliques ainsi que des niveaux riches en oncolithes à Nubéculaires.

2.3. Dans la partie septentrionale, une zone de lacune s'étend de la région parisienne au Pays de Bray. Plus au N, en Boulonnais, ainsi que dans la Somme, les marnes d'Hydrequent à Ostrea sowerbyi sont transgressives, mais leur âge est discuté (Bajocien supérieur ou Bathonien).

En bordure des Ardennes, les marnes à Acuminata, d'épaisseur réduite, viennent toucher le massif dans la région de Hirson et Mézières et plus à l'E le massif est bordé par des sables oolithiques.

Au Sud, la "vasière à Acuminata" communique avec le bassin dauphinois par un chenal de mer ouverte passant sur le Charolais, au S de Châlon-sur-Saône et les Monts du Lyonnais où se dépose une vase carbonatée microgréseuse, le Ciret.

## 2.4. La plate-forme carbonatée orientale

Sur cette plate-forme carbonatée qui sépare la "vasière à Acuminata" du bassin souabe et du bassin dauphinois, la sédimentation va reprendre plus ou moins tardivement, notamment en Haute-Saône et en Haute-Marne où les zones à Niortense et à Garantiana sont très réduites ou absentes.

Au centre de la plate-forme (Lorraine centrale, Alsace méridionale, Jura septentrional), la sédimentation est presque entièrement carbonatée, formée d'épandages de sables oolithiques et bioclastiques à stratifications obliques. Sur les bordures de la plate-forme, la sédimentation débute par des marnes à Ostrea acuminata et se termine par des sables oolithiques.

## 2.5. La bordure occidentale du bassin souabe

Les faciès souabes argileux n'envahissent entièrement le Bajocien supérieur qu'au NE de

Strasbourg, mais ils se développent depuis Colmar au S et la région de Metz à l'E. C'est par cette dernière région que s'établit une communication entre le bassin souabe et la "vasière à Acuminata".

#### 2.6. Le bassin dauphinois et ses bordures

Le bassin s'étend depuis la zone interne du Jura (Haute chaîne) jusqu'à la Provence et le Languedoc. Il est limité à l'Est par la ride briançonnaise. La sédimentation est formée d'une alternance de bancs calcaires et de lits marneux. Cette série rythmique encore riche en bioclastes en bordure du Jura, renferme des céphalopodes. Elle est transgressive sur les bordures du bassin.

La ride briançonnaise, partiellement émergée, est le siège d'une érosion et d'une altération continentale avec développement de sols allant jusqu'à la genèse de bauxite et d'un karst.

#### 2.7. La plate-forme carbonatée provençale

De l'Est à l'Ouest, on trouve une zone de lacune au S du Mercantour et dans l'arc de Nice, des dépôts carbonatés bioclastiques plus ou moins complètement dolomités de Grasse à Castellane, et enfin à l'W des calcaires fins à silex assurant la transition avec les faciès marneux du bassin.

#### 2.8. Le bassin piémontais

Seule la zone piémontaise interne est le siège d'une sédimentation réduite et pélagique ; dans la zone piémontaise externe se déposent des carbonates alternant avec des argiles et des niveaux de brèches témoignant d'une tectonique synsédimentaire en bordure de la ride briançonnaise à laquelle se rattache la zone prépiémontaise. Ce bassin piémontais représente la marge continentale et forme au Bajocien une zone de transition entre la plate-forme épicontinentale et le domaine océanique en formation.

#### 2.9. La plate-forme carbonatée centrale

C'est une plate-forme vaste et complexe qui s'étend depuis la bordure cévenole à l'E, jusqu'à l'Aquitaine à l'W et aux Pyrénées navarro-languedociennes au Sud.

De Valence au Vigan et jusqu'au Caylar, le Bajocien supérieur est absent ou très réduit (Les Vans). Cette zone de lacune, large de 12 km, sépare le domaine languedocien appartenant au bassin dauphinois du domaine caussenard ; elle est bordée à l'E par des failles synsédimentaires qui limitent le bassin dauphinois.

Les Causses ont été le siège d'une sédimentation carbonatée bioclastique dolomitée secondairement lors de la diagenèse. C'est à partir du Bajocien supérieur que les Causses sont séparées du bassin dauphinois. Le "seuil" caussenard s'est donc mis en place au Bajocien moyen et a été érodé avant d'être recouvert par la transgression bathonienne.

Les Corbières : à l'E des Corbières, une lacune du Bajocien supérieur s'observe ; cette région se situe dans le prolongement de la bordure cévenole, tandis qu'à l'Est se déposent des calcaires oolithiques et bioclastiques dolomités secondairement.

Il n'y a pas de témoins de Bajocien dans les Pyrénées catalanes, mais dans les chaînes catalanes plus au S, le Bajocien supérieur est représenté par une centaine de mètres de calcaires argileux et de marnes.

Dans les Pyrénées languedociennes, le Bajocien supérieur, mal daté et très incomplet, semble représenté par des calcaires bioclastiques plus ou moins dolomitisés. Mais il est souvent réduit et parfois absent sous le Bathonien en bordure du "môle toulousain".

La partie orientale de l'Aquitaine, depuis Tarbes à La Rochefoucauld, est le siège d'une sédimentation oolithique et bioclastique.

#### 2.10. Le domaine atlantique

Au Sud de la plate-forme armoricaine et à l'W de la plate-forme centrale, se déposent des vases calcaires et argileuses à microfilaments. Ce bassin de mer ouverte est divisé en trois golfes.

Au N, le "golfe" charentais dans lequel la sédimentation évolue de l'E vers l'W depuis des calcaires à silex en bordure S du seuil poitevin, à des calcaires argileux à microfilaments jusqu'à des marnes et calcaires argileux dans la partie centrale au N de La Rochelle.

Les "golfes" de Parentis et basque dans lesquels se déposent des calcaires à filaments depuis Bordeaux au N jusque dans les Pyrénées basco-béarnaises au S.

Le bassin semble limité vers le S dans la région de Tardets où apparaissent des brèches qui peuvent témoigner de failles synsédimentaires.

Mais le bassin atlantique se poursuivait plus au S puisque le faciès calcaire à filaments se trouve également dans les chafnes ibériques.

### 3. EPIROGENESE ET TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Certaines bordures de bassins montrent des variations de faciès et d'épaisseurs très rapides qui ne peuvent s'expliquer que par le jeu de failles synsédimentaires : la bordure cévenole, la bordure nord de la plate-forme provençale, les limites de la ride briançonnaise et peut-être la limite orientale de la plate-forme armoricaine.

La limite Bajocien moyen-Bajocien supérieur est marquée par des mouvements épirogéniques importants comme en témoignent la discordance du Bajocien supérieur dans le Sud du bassin dauphinois, la transgression sur les massifs armoricain et ardennais et la modification importante de la paléogéographie.

La sédimentation est contrôlée par le jeu de blocs séparés par des failles normales, et mis à part les zones internes des Alpes et le domaine atlantique, on peut distinguer sur le territoire français les blocs suivants : armoricain, oriental, souabe, central et dauphinois.

### 4. PROBLEMES NON RESOLUS

Les calcaires dolomitiques d'Aquitaine orientale, des Causses et des Pyrénées ne sont pas datés ; il en est de même pour les séries calcaires du Berry et des marnes d'Hydrequent en Boulonnais.

Dans le bassin parisien, en sondages, la limite entre les marnes à Acuminata du Bajocien supérieur et les marnes de Port-en-Bessin du Bathonien reste très imprécise.

# BATHONIEN INFÉRIEUR ET MOYEN

Coordonné par : Charles MANGOLD.

Collaboration de : D. CONTINI, J. DELANCE, J. DELFAUD, S. ELMI, G. FILY,  
E. JAUTEE, M. LAURIN et M. RIOULT.

## 1. LIMITES

Zones à Zigzag, Progracilis et Subcontractus.

Au plan lithostratigraphique, les limites sont difficiles à cerner dans les régions où les ammonites sont rares ou absentes : bassin d'Aquitaine, Causses, Pyrénées, bordure ardennaise, subsurface du bassin de Paris. Ainsi, le Bathonien inférieur d'Aquitaine (rythme A de J. Delfaud), les niveaux dolomitiques des Pyrénées et des Causses englobent-ils une partie plus ou moins importante du Bajocien supérieur.

En général le S du Massif central pendant cette période connaît des épisodes laguno-lacustres. Par comparaison, les "argiles de Vallauris" ont également été placées ici.

## 2. AIRES SEDIMENTAIRES

### 2.1. Les domaines de plate-forme

2.1.1. La plate-forme armoricaine, carbonatée, montre trois domaines au cours de la séquence régressive du Bathonien inférieur et moyen.

Au centre, au niveau de l'éperon du Perche s'étend un domaine littoral avec nombreux indices d'émersion intertidale au Bathonien moyen et des dépôts lagunaires. Autour de l'éperon apparaît un domaine de plate-forme interne où les écueils paléozoïques induisent des conditions hydrodynamiques d'énergie élevée (sables bioclastiques et oolithiques). Des débris végétaux et des ossements de reptiles indiquent la proximité des rivages. Au Nord se développe un domaine de plate-forme externe à sédimentation terrigène fine dans le bassin.

Au cours du Bathonien moyen les courants sont orientés au Nord ; les dépôts transgressent sur le Paléozoïque et certains écueils sont ensevelis.

2.1.2. Le domaine atlantique et la plate-forme centrale où la base montre une discontinuité majeure dans les Charentes ("banc pourri"). En Quercy lui correspondent les "mamo-calcaires ligniteux de Cajarc", homologues des "argiles de Galay" du bassin de Muret et des "calcaires lacustres de Thèbes" en Comminges.

Une barrière oolithique à polypiers isolés, devenant dolomitique vers le S, sépare des sédiments de plate-forme externe à l'W de ceux de la plate-forme interne à l'E qui s'adosse au Limousin, au Segala et au môle de Toulouse-Montauban. Vers les Causses apparaissent les sédiments lagunolacustres à stipites.

Pour l'essentiel, le domaine pyrénéen est envahi par des dolomies laissant subsister çà et là des niveaux à végétaux terrestres.

Les corrélations entre l'Aquitaine et les Pyrénées demeurent aléatoires en raison du manque d'éléments de datation.

2.1.3. La plate-forme orientale (Jura, Bourgogne, Lorraine) s'appuie sur le Morvan, les Vosges et les Ardennes.

Les carbonates biodétritiques, souvent à oncolithes (Jura) sont bien datés dans ce secteur. Cette plate-forme, née dans le Jura au Bajocien supérieur, s'étend en direction du NW au cours du Bathonien inférieur et moyen pour atteindre Amiens. Son axe est occupé par des calcaires micritiques de type "Comblanchien", localement oolithiques, entourés d'une enveloppe bioclastique, oolithique et oncolithique.

## 2.2. Les domaines "bassin"

2.2.1. La bordure occidentale du bassin souabe avec ses faciès mameux et calcaréo-argileux d'Alsace s'étendait par delà les Vosges entre l'Ardenne et la plate-forme orientale, sous la forme d'une alternance à dominante bioclastique (caillasses à Anabacia).

2.2.2. Les pays entre Loire et Seine sont occupés par une alternance en dépôts épais, subsidents qui se poursuit le long de l'actuelle vallée de la Seine. Vers le Sud apparaissent des faciès de bordure : oolithes ferrugineuses dispersées en Nivernais, calcaires micritiques entre Loire et Cher.

2.2.3. Le bassin dauphinois, très subsident est le siège d'une sédimentation calcaréo-argileuse où dominent encore des carbonates.

Vers l'W, sur la bordure ardéchoise et caussenarde se sont établis des faciès de plate-forme externe présentant localement du fer et des grains de quartz.

Vers le N, l'alternance se poursuit par les "calcaires de la Haute Chafne" du Jura interne qui passent rapidement vers l'E au faciès dauphinois.

A l'E, plusieurs hauts-fonds mobiles marquent l'extrémité du bassin. Le plus important est la dorsale dauphinoise qui prend Belledonne en écharpe et se prolonge jusqu'aux environs de Digne. Sur la dorsale, la sédimentation est réduite et constituée de calcaires fins. Plus à l'E apparaît le haut-fond de Turriers sans sédiments conservés.

Vers le SE, s'étend le haut-fond du Verdon adossé aux Maures-Esterel, caractérisé par des sédiments souvent dolomités.

## 2.2.4. Les zones internes des Alpes

A l'extérieur (zone subbriançonnaise) les dépôts sont de type dauphinois réduit : calcaires argileux à ammonites avec de nombreuses lacunes et des brèches. Sur le Briançonnais se déposent d'abord des calcaires lagunaires, puis des calcaires micritiques de plate-forme interne. Dans le Briançonnais ligure, le Bathonien est transgressif sur le Trias et débute par une brèche de base à éléments

triasiques, puis par des calcarénites bioclastiques, oncolithiques et oolithiques. Au-dessus viennent des laminites plus ou moins dolomitisées datées de la zone à *Subcontractus*.

### 3. AIRES SANS SEDIMENTATION OU A SEDIMENTATION REDUITE

Parmi les premières figurent les Ardennes, l'Armorique, le vousoir oriental du Massif central, le seuil cévenol, l'île Crémieu, l'arc de Nice et la "zone haute méridionale" fermant le bassin dauphinois au S.

La sédimentation est réduite et comporte des lacunes sur les écueils et hauts-fonds de la plate-forme armoricaine ainsi que sur les hauts-fonds dauphinois. Des flaques existent sur le haut-fond du Revermont (Jura méridional externe).

### 4. EPIROGENESE - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Le Bathonien inférieur et moyen forme un ensemble nettement régressif bien que les dépôts soient directement transgressifs sur le socle armoricain au Bathonien moyen. Sur l'éperon du Perche se produisent des mouvements épirogéniques avec reprise d'érosion, changements hydrodynamiques, contemporains des émissions volcaniques de la mer du Nord.

Plusieurs flexures ou failles semblent jouer de façon synsédimentaire. Ainsi, la flexure Seine-Sennely sépare la plate-forme armoricaine du sillon Seine-Loire. Les blocs faillés du vousoir oriental du Massif central, les pentes bordières des hauts-fonds dauphinois induisent des structures de glissement dans le bassin. Plus au Nord, le Jura méridional externe forme un haut-fond sur lequel la sédimentation ne reprendra qu'au Bathonien supérieur.

### 5. PROBLEMES NON RESOLUS

- passage entre les faciès de la vallée du Loir et ceux du Berry et du Poitou ;
- liaison et corrélations entre les dépôts aquitains et pyrénéens ;
- subsurface du bassin parisien.

## BATHONIEN SUPÉRIEUR

Coordonné par : Charles MANGOLD

Collaboration de : D. CONTINI, J. DELANCE, J. DELFAUD, S. ELMI, G. FILY,  
E. JAUTÉE, M. LAURIN et M. RIOULT.

### 1. LIMITES

L'intervalle de temps correspond à la zone à *Retrocostatum* (*Aspidoides*). Le Bathonien terminal (zone à *Discus*), pour des raisons faciologiques, a été regroupé avec le Callovien inférieur.

Lithologiquement cette subdivision est marquée par une reprise de la sédimentation et une nette transgression marine. La sédimentation est calcaréo-argileuse dans le Jura, le Mâconnais alors que débutent réellement les "Terres Noires" dans le bassin dauphinois et la série alternante d'Ar-dèche. Le rythme B (J. Delfaud) correspond sensiblement au Bathonien supérieur.

### 2. AIRES SEDIMENTAIRES

#### 2.1. Les domaines de plate-forme

2.1.1. Sur la plate-forme armoricaine, les dépôts sont encore transgressifs, mais l'instabilité des conditions de milieu augmente et cette fois-ci les courants se dirigent progressivement vers le Sud. Deux séquences régressives se déposent et les faciès bioclastiques s'homogénéisent. Autour de l'éperon du Perche et dans le Maine règne une sédimentation réduite avec lacunes et oolites ferrugineuses.

Au Nord, les matériaux bioclastiques prennent une grande importance.

2.1.2. En Poitou, ce sont des calcaires fins à ammonites ou des calcaires biodétritiques, parfois oolithiques. Il y a lacune du sommet de la zone à *Retrocostatum*.

2.1.3. La plate-forme aquitano-pyrénéo-charentaise montre la persistance d'un axe méridien coralligène à biohermes de polypiers, séparant plates-formes externe et interne.

Dans le Quercy, les "marno-calcaires de Lacave" renferment des pseudomorphoses de gypse. C'est le seul point de France où les conditions laguno-lacutres persistent au Bathonien supérieur.

2. 1. 4. La plate-forme orientale s'est élargie ; les calcaires fins ("Comblanchien") prennent le pas sur les faciès biodétritiques et oolithiques ("Pierre de Ravières"). La subsidence s'accuse en Lorraine et les carbonates sont relayés par une alternance de marnes à rhynchonelles et de calcaires biodétritiques. Ces faciès se poursuivent le long de la bordure ardennaise, devenant plus oolithiques, moins argileux en direction du NW. Le "calcaire des Pichottes" du Boulonnais en est le terme ultime à oolithes ferrugineuses dispersées.

## 2. 2. Les domaines "bassin"

2. 2. 1. La bordure occidentale du bassin souabe est occupée en Alsace par des marnes qui se poursuivent vers Nancy ; vers le Nord-Ouest elles sont remplacées par des calcaires argileux et une séquence argile-calcaire oolithique.

2. 2. 2. Le bassin dauphinois montre également la nette reprise de sédimentation avec l'arrivée des "Terres Noires". Sur sa partie interne subsistent les hauts-fonds de la dorsale dauphinoise et de Turriers. Le premier est bordé d'un mince liseré de calcaires organo-détritiques, alors que le deuxième ne comporte plus aucune trace de sédiments.

- Vers le N, les "Terres Noires" passent latéralement au faciès également subsident et transgressif des "marnes des Monts d'Ain" du Jura qui, vers le NE vont rejoindre les marnes d'Alsace du S.

- Le haut-fond du Verdon, peu subsident, est caractérisé par une sédimentation calcaréo-dolomitique qui s'étend maintenant aussi à l'arc de Nice.

- La bordure ardéchoise du bassin est totalement envahie par les faciès calcaréo-argileux alors que les calcaires micritiques ne subsistent qu'au droit des Causses où le seuil cévenol est submergé. Dans les Causses les calcaires biodétritiques sont la règle ; ils ont été dolomitisés secondairement.

## 2. 2. 3. Zones internes des Alpes

Dans le Subbriançonnais, caractérisé par une subsidence plus faible que celle du domaine dauphinois, dominent les alternances. Le Briançonnais offre toujours des dépôts de plate-forme peu subsidente avec des calcaires micritiques renfermant çà et là des brèches. Le dépôt de la série pelitique qui deviendra la série des schistes lustrés se poursuit dans le Piémontais externe. Dans le domaine liguro-piémontais débute sans doute l'océanisation avec mise en place des ophiolites.

## 3. AIRES SANS SEDIMENTATION OU A SEDIMENTATION REDUITE

La sédimentation est nulle sur le môle toulousain et sur la zone haute méridionale. Il en va de même sur le promontoire lyonnais.

Des lacunes existent surtout de part et d'autre de l'éperon du Perche, sur le Maine-Anjou, au sommet du Bathonien dans le Poitou, le Berry et sur les hauts-fonds de l'île Crémieu et du Jura interne.

#### 4. EPIROGENESE - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

La transgression du Bathonien supérieur correspond à une reprise de sédimentation générale qui se traduit par l'envoyage partiel des écueils de la bordure armoricaine, par la disparition quasi totale des milieux confinés, par le développement dans le SE des faciès argileux (Ardèche-Jura-domaine dauphinois). Cette séquence peut être discordante sur le Bathonien inférieur et moyen ou le Bajocien (région de Digne), réplique de l'évènement intrabathonien de R. Trümpy.

Les failles et flexures ou pentes limitant les hauts-fonds subsistent entraînant, surtout dans le bassin dauphinois, de nombreux glissements sédimentaires.

#### 5. PROBLEMES NON RESOLUS

- subsurface du Bassin de Paris ;
- tronçonnement probable de la barrière d'Aquitaine par des accidents NW-SE, de direction armoricaine ;
- corrélations entre les faciès et âge de ces faciès en Aquitaine et dans les Pyrénées.

## BATHONIEN TERMINAL - CALLOVIEN INFÉRIEUR p. p.

Coordonné par : Jacques THIERRY.

Collaboration de : E. CARIOU.

### 1. LIMITES

Pour des raisons faciologiques, le Bathonien terminal a été regroupé avec le Callovien inférieur. L'intervalle de temps représenté correspond donc aux zones à *Discus*, *Macrocephalus* et Calloviense (= *Gracilis*) sauf la sous-zone à *Enodatum* réunie pour les mêmes raisons au Callovien moyen.

Lithologiquement cet ensemble est marqué à sa base par une nette discontinuité (lacunes partielles, arrêts de sédimentation etc. . .) en Normandie, dans le Poitou, le Boulonnais et les Ardennes où la sédimentation calcaire (plates-formes carbonatées armoricaine et ardennaise) fait place à un régime calcaréo-argileux ; en Bourgogne et sur une partie du Jura s'installent les dépôts de la "Dalle nacré" (plate-forme carbonatée orientale de type barrière). En Ardèche et Mâconnais, dans le bassin dauphinois, en Lorraine et dans le fossé rhénan des séries alternantes calcaréo-argileuses continuent celles du Bathonien. Les plates-formes carbonatées aquitano-pyrénéo-languedocienne et provençale persistent.

### 2. AIRES DE SÉDIMENTATION

#### 2.1. Les domaines de plate-forme

##### 2.1.1. La bordure argileuse ardennaise

Les faciès calcaires du Bathonien sont recouverts par une sédimentation calcaréo-argileuse et argileuse de plate-forme externe d'épaisseur moyenne (30 à 50 m). A la base quelques niveaux de calcaires bioclastiques et oolithiques, derniers témoins de la plate-forme carbonatée, peuvent persister avec parfois des oolithes ferrugineuses ou des nodules phosphatés.

##### 2.1.2. La bordure argileuse armoricaine

Dans l'ensemble, le Callovien inférieur de Normandie, essentiellement argileux est largement transgressif et les derniers écueils paléozoïques sont ensevelis. Dans le Nord, les faciès rappellent ceux du Cornbrash anglais (Dorset) avec des marnes débutant dès la sous-zone à *Hollandi* et se liant aux marnes de la zone à *Macrocephalus* ; toutefois une discontinuité souligne souvent la partie supérieure du Bathonien plus ou moins décapée et remaniée. Au Sud de l'éperon du Perche et jusque dans le Maine,

les fossiles de la zone à *Discus* sont fréquemment remaniés sous ou à la base d'une oolithe ferrugineuse du Callovien inférieur réduit.

En Poitou (domaines pictave et vendéen) se déposent de l'Ouest vers l'Est des calcaires fins et des calcaires argileux à ammonites, puis des calcaires bioclastiques parfois oolithiques (faciès de plate-forme externe passant à un domaine de barrière et de platier).

### 2.1.3. Le sillon marneux entre Loire et Seine

Sur le Nivernais et se prolongeant en subsurface vers le Nord-Ouest, à peu près parallèlement à la vallée de la Seine, existe une zone plus subsidente à sédimentation sans doute argileuse contrôlée par des accidents majeurs du socle (failles Seine-Sennely). Des faciès de bordure (oolithes ferrugineuses, calcaires micritiques) et des lacunes apparaissent vers le Sud entre Loire et Cher.

### 2.1.4. La plate-forme carbonatée orientale

Dans le Bassigny, la Bourgogne, la Franche Comté et le Jura s'étendent des dépôts calcaires essentiellement bioclastiques et oolithiques, d'épaisseur faible (20 à 25 m). Ayant tendance à se réduire sur les bordures surtout vers le Sud (5 à 10 m), ils passent latéralement à des oolithes ferrugineuses puis à des dépôts argileux. C'est le faciès "Dalle nacré" de la plate-forme bourguignonne et jurassienne, reconnue en subsurface jusque sous la région parisienne. Comme au Bathonien, cette zone forme une longue barrière Nord-Ouest - Sud-Est délimitant en son centre une petite plate-forme interne (lagon) pouvant aller jusqu'à l'émersion.

### 2.1.5. La plate-forme carbonatée sud-occidentale ou aquitano-pyrénéo-languedocienne

Dans une partie du Sud-Ouest de la France, sur le Périgord et le Quercy, la plate-forme carbonatée sud-occidentale montre un axe méridien (barrière et platier oolithiques avec biohermes à polypiers) séparant une zone interne, d'une zone externe (domaine atlantique). Cette plate-forme sud-occidentale se relie aux formations carbonatées des Causses, du Bas Languedoc, de la bordure nord-pyrénéenne et des Corbières. Les phénomènes de dolomitisation sont très abondants.

### 2.1.6. La plate-forme carbonatée provençale

Elle s'étend sur tout le pourtour des Maures et de l'Esterel, jusque dans l'arc de Nice. Elle est aussi marquée par des sédiments souvent dolomitisés. Vers le Nord, elle passe rapidement aux dépôts de type "bassin" par l'intermédiaire de formations de plate-forme externe (Aix-en-Provence, Tavernes, Puget-Theniers, Saint-Martin-de-Vésubie).

## 2.2. Les domaines de "bassin"

### 2.2.1. Le bassin souabe

La bordure occidentale du bassin souabe s'étend par delà les Vosges jusqu'aux abords des Ardennes et de la plate-forme orientale. Les dépôts, épais et argileux de la Lorraine aux Vosges (30 à 50 m) sont plus réduits (20 à 30 m) et plus sableux à l'Est d'une ligne Ferrette-Barr et occupent le Fossé rhénan et le Nord de la Lorraine soulignant l'inexistence des massifs Vosges-Forêt Noire. Vers le Sud, les faciès argileux disparaissent dans le Bassigny. Vers le Nord-Ouest et l'Ouest, ils diminuent d'épaisseur et se raccordent avec ceux de la bordure ardennaise.

### 2.2.2. Le bassin dauphinois

Dans tout le domaine subalpin (bassin dauphinois) et sur toute la bordure est et sud-est du Massif central (Sud de la Saône et Loire, Lyonnais, Vivarais, Cévennes) la sédimentation argileuse l'emporte sur les carbonates ; très épaisse à l'Est (plusieurs centaines de mètres, faciès "bassin" des "Terres Noires") elle se réduit vers l'Ouest (30 à 50 m) à l'approche du Massif central (plate-forme externe). Quelques minces niveaux calcaires avec accumulations ferrugineuses existent près de La Voulte.

### 2.2.3. Les zones internes des Alpes

Comme au Bathonien, la zone subbriançonnaise est moins subsidente que le domaine dauphinois ; les dépôts y sont du même type mais moins épais. Dans le Briançonnais ce sont des calcaires argileux (calcaires à Cancellophycus) avec parfois des brèches mais leur datation est très imprécise ; seuls certains calcaires micritiques de plate-forme externe des nappes de l'Ubaye-Embrunais sont datés par ammonites. Partout ailleurs le Callovien est absent. Le domaine piémontais est occupé par les schistes lustrés et les ophiolites.

### 2.2.4. Le bassin atlantique

Bordé à l'Est par la plate-forme carbonatée aquitano-pyrénéenne, il occupe toute la région ouest de l'actuel bassin d'Aquitaine. Caractérisé par des dépôts épais, calcaréo-argileux et à faune pélagique, il est largement ouvert sur l'Atlantique et se prolonge vers le Sud au-delà de la zone centrale pyrénéenne jusque sur le Pays basque espagnol (Sierra d'Aralar).

## 3. AIRES SANS SEDIMENTATION OU A SEDIMENTATION REDUITE

La sédimentation est nulle dans tout le Berry, sur diverses régions sud et nord pyrénéennes, dans quelques points du Jura et de la zone alpine (Briançonnais et nappes). Les limites actuelles d'affleurement sur la bordure ardennaise sont des limites d'érosion et les rivages sur cette ride de l'Artois sont certainement plus au Nord (faciès à oolithes ferrugineuses) ; il en est de même sur la bordure armoricaine où les dépôts bathoniens sont débordés par ceux du Callovien. Quant au Massif central, prolongé au Sud par le môle toulousain, tout laisse croire qu'il est en totalité submergé : aucun faciès de bordure ; identité faciologique (calcaires et dolomies) entre Bas Languedoc et Causses ; identité faciologique (argiles et marnes) et faunique entre Nièvre et Saône et Loire ; raccord entre les faciès "Dalle nacré" de la Bourgogne et du Jura par dessus le Morvan.

## 4. EPIROGENESE - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Le Callovien inférieur continue la reprise de sédimentation et la transgression du Bathonien supérieur avec par rapport à ce sous-étage : réduction des faciès de plate-forme carbonatée (barrières, platiers et lagon) ; grand développement des faciès argileux avec ennoyage des plates-formes carbonatées armoricaine et ardennaise et réduction de la plate-forme bourguignonne ; continuité de la sédimentation argileuse dans les bassins atlantique, dauphinois et souabe.

Dans le Bassin de Paris, les accidents tectoniques orientés NW-SE, guident cette sédimentation : rôle de flexure de l'accident Seine-Sennely en bordure du sillon marneux et de l'accident Bray-Vittel parallèlement à la bordure ardennaise et à la plate-forme bourguignonne.

5. PROBLEMES NON RESOLUS

Datations et corrélations imprécises de la subsurface du Bassin de Paris et du Bassin d'Aquitaine ; corrélation difficile avec les affleurements. Datations imprécises dans les Pyrénées françaises et espagnoles, les Causses et les zones internes des Alpes (Briançonnais et Subbriançonnais).

## C A L L O V I E N      M O Y E N

Coordonné par : Jacques THIERRY.

Collaboration de : E. CARIOU.

### 1. LIMITES

L'intervalle représenté correspond aux zones à Jason et à Coronatum. Le sommet du Callovien inférieur (sous-zone à Enodatum) a été inclus pour des raisons faciologiques. Dans les bassins, les zones et les sillons marnés, la sédimentation est en continuité avec celle du Callovien inférieur ; la plate-forme bourguignonne et jurassienne se réduit et sa sédimentation est marquée par de nombreuses lacunes partielles ou totales avec sur ses bordures un grand développement des niveaux à oolithes ferrugineuses. Les plates-formes aquitano-pyrénéenne et provençale restent inchangées.

### 2. AIRES DE SEDIMENTATION

#### 2.1. Les domaines de plate-forme

##### 2.1.1. La bordure ardennaise

Elle est toujours soumise à un régime de dépôts calcaréo-argileux de plate-forme externe qui s'étend vers le Sud, l'Ouest et l'Est avec dans sa partie orientale des intercalations d'oolithes ferrugineuses.

##### 2.1.2. La bordure armoricaine

Dans le Nord, la sédimentation argileuse se poursuit en Normandie mais peut devenir plus calcaire dans les sous-zones à Jason et Obductum avant de reprendre avec des marnes silteuses au cours de la sous-zone à Grossouvrei. De part et d'autre de l'éperon du Perche, les décharges silto-sableuses sont plus abondantes dès le début (sous-zones à Patina et Medea). Elles sont remplacées par des calcaires biomicritiques à oolithes ferrugineuses (sous-zones à Jason et Baylei) qui s'étendent de l'Orne au Sud du Maine. Au sommet (sous-zone à Grossouvrei) les silts argileux et calcaires réapparaissent. La distribution des faciès semble donc s'organiser en demi-auréole autour de l'éperon du Perche, qui, bien que submergé, se marque encore.

En Poitou, les calcaires fins du domaine pictave se poursuivent mais leur passage aux dépôts argilo-sableux du Maine se fait par l'intermédiaire de faciès à oolithes ferrugineuses (domaine vendéen) réduits en épaisseur.

### 2.1.3. Le sillon marneux entre Loire et Seine

Il semble gagner en extension latérale puisqu'il déborde vers le Nord-Est les accidents Seine-Sennely. Vers le Sud, de la vallée du Cher au-delà de celle de la Loire, les dépôts sont argileux et calcaréo-argileux et épais (25 à 30 m) mais présentent encore localement et à la base de petites intercalations d'oolithes ferrugineuses. Largement ouverts vers le Sud par delà le horst morvandiaux, ces dépôts se raccordent à ceux de la Saône et Loire.

### 2.1.4. La plate-forme carbonatée orientale

Considérablement réduite en épaisseur (5 à 10 m) et en extension géographique par rapport au Callovien inférieur, elle ne s'étend plus en affleurement qu'entre les vallées de l'Yonne et de la Seine. Vers le Nord-Ouest, en subsurface, elle atteint à peine la région parisienne ; vers le Sud-Est elle ne dépasse pas la vallée du Doubs. Sur tout son pourtour (exception faite de sa terminaison nord-ouest connue seulement en sondages) elle est bordée par des dépôts à oolithes ferrugineuses qui occupent une partie de la Nièvre et de la Saône et Loire, le Nord du Châtillonnais et le Bassigny ainsi que la Franche-Comté ; ces derniers s'étendent sur tout le Jura, depuis la région de Chambéry jusqu'au delà de Bâle. D'épaisseur réduite (1 à 3 m) ces couches à oolithes ferrugineuses sont entachées de lacunes totales ou partielles.

### 2.1.5. Les plates-formes sud-occidentale et provençale

Elles sont inchangées par rapport au Callovien inférieur, mais cette permanence n'est peut-être que fictive compte tenu des imprécisions de datation, surtout dans l'Aquitaine et les Pyrénées ; une faune relativement abondante dans le domaine provençal et ses bordures permet une meilleure précision.

## 2.2. Les domaines de "bassin"

### 2.2.1. Le bassin souabe

Si la position du centre du bassin reste inchangée par rapport au Callovien inférieur, les faciès argileux gagnent en extension vers l'Ouest au détriment de la plate-forme orientale. Ses bordures, tout en restant en domaine externe, sont marquées par les dépôts réduits à oolithes ferrugineuses des Ardennes, de la Lorraine, du Bassigny et du Châtillonnais.

### 2.2.2. Les bassins dauphinois et atlantique

Ils restent identiques à ce qu'ils étaient au Callovien inférieur, tant en extension qu'en faciès. La permanence vers le Sud en subsurface du bassin atlantique, au-delà des affleurements charnais bien datés, n'est qu'une extrapolation ; son existence est prouvée toutefois dans le bassin de Parentis et en Pays basque français et espagnol.

### 2. 2. 3. Les zones internes des Alpes

Le manque de faune ne permet pas de donner plus de précisions qu'au Callovien inférieur ; on place donc encore dans le Callovien moyen les calcaires à Cancellophycus et les calcaires micritiques des zones subbriançonnaises et des nappes. Les schistes lustrés et les ophiolites occupent toujours le domaine piémontais.

### 3. AIRES SANS SEDIMENTATION OU A SEDIMENTATION REDUITE

Les dépôts du Callovien moyen sont absents sur les mêmes aires qu'au Callovien inférieur et les mêmes remarques peuvent être faites sur le Massif central et les Ardennes. Toutefois, la présence de détritiques sur la bordure armoricaine peut indiquer des rivages plus proches qu'au Callovien inférieur.

On notera aussi la grande extension des faciès réduits à oolithes ferrugineuses avec lacunes partielles ou totales surtout dans le Sud de la Lorraine, la Bourgogne, la Franche-Comté et le Jura.

### 4. EPIROGENESE - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Continuité du contrôle tectonique dans l'actuel Bassin de Paris et sur ses bordures avec subsidence marquée au niveau des grands accidents (sillons mameux). Ralentissement de la subsidence (ou subsidence nulle) dans le Berry (comme au Callovien inférieur), sur la plate-forme orientale et ses bordures (dépôts minces et lacunaires). Pas de changements notables dans l'actuel Bassin d'Aquitaine, le domaine alpin et leurs bordures.

### 5. PROBLEMES NON RESOLUS

Les mêmes que ceux du Callovien inférieur : datation de la subsurface des bassins "parisien" et "aquitain", des régions pyrénéennes et caussenardes, du domaine intra-alpin.

# CALLOVIEN SUPERIEUR

Coordonné par : Jacques THIERRY.

Collaboration de : E. CARIOU.

## 1. LIMITES

Les zones à Athleta et Lamberti sont comprises dans cet intervalle. Toutefois, localement et pour des raisons faciologiques (zones de bassin ou de plate-forme externe, le sommet du sous-étage (sous-zone à Lamberti) est exclu et sera groupé avec l'Oxfordien inférieur. Ailleurs, le toit du Callovien correspond à une nette discontinuité sédimentaire ; le sous-étage est souvent incomplet (dépôts minces et lenticulaires avec lacunes) parfois totalement absent.

Exception faite des bassins, des zones de plate-forme externe et du domaine pyrénéo-aquitain (difficultés de datation pour ce dernier), le Callovien supérieur montre partout ailleurs une nette tendance régressive avec diminution ou arrêt total de la subsidence.

## 2. AIRES DE SEDIMENTATION

### 2.1. Les plates-formes carbonatées méridionales

#### 2.1.1. Plate-forme carbonatée aquitano-pyrénéenne

Le peu de changements observés (réduction des phénomènes de dolomitisation en Quercy-Périgord, légères modifications dans la répartition des faciès calcaires barrière - plate-forme interne et des faciès argileux plate-forme externe - bassin) n'est peut-être dû qu'aux difficultés de datations rencontrées pour tout le Dogger aquitain et pyrénéen. Il est presque certain que dans toutes ces régions le Callovien supérieur manque partiellement, voire totalement. Seule la zone charentaise, se rattachant au domaine atlantique, est bien datée et continue le style de sédimentation du Callovien moyen.

#### 2.1.2. Plate-forme provençale

Elle se réduit considérablement et les dépôts bien datés du Callovien supérieur sont localisés à la partie septentrionale de l'arc de Nice et à la bordure du bassin dauphinois ; vers le Sud, il y a lacune totale.

## 2.2. Le bassin de Paris et ses bordures

### 2.2.1. Subsurface

Les données de subsurface sont peu précises mais elles montrent la disparition totale des faciès calcaires, ennoyés sous des faciès argileux qualifiés globalement de "marnes". Les épaisseurs sont plus fortes vers le centre (région parisienne) qu'à la périphérie et montrent : une première zone plus subsidente largement ouverte vers l'E-SE sur la Lorraine, le Jura et le bassin souabe et vers le NW sur l'Angleterre ; une deuxième zone axée sur la flexure Seine-Sennely également subsidente, ouverte au Nord sur l'Angleterre et au Sud sur la Nièvre.

### 2.2.2. La bordure armoricaine

La subsidence, interrompue momentanément au milieu du Callovien moyen, reprend dans le Pays d'Auge avec d'abord des marnes sableuses puis des marnes argileuses. Autour de l'éperon du Perche les silts quartzeux dominant au Nord dans la zone à Athleta alors que les marnes se prolongent au Sud. Pendant la zone à Lamberti les marnes reprennent au Nord, alors que ce sont les silts et les sables fins qui dominant au Sud, autour de Mamers.

### 2.2.3. Poitou et Berry

Totalement dépourvue de Callovien, la région berrichonne est cernée au Nord et à l'Ouest par des dépôts avec ou sans oolithes ferrugineuses, minces et plus ou moins complets. Vers l'Est (Nièvre) les dépôts plus complets et plus épais de part et d'autre du Cher sont vraisemblablement en rapport avec le sillon marnéux de l'Ouest du Bassin de Paris ; aux abords de la Loire, ils se réduisent de nouveau (1 m) à l'approche du haut-fond bourguignon.

### 2.2.4. La bordure ardennaise

Elle montre partout une continuité de la sédimentation argileuse ; des niveaux sableux et glauconieux, souvent phosphatés, sont limités à la région d'Hirson-Mézières. Vers le Sud ces faciès argileux se raccordent certainement avec ceux décelés en subsurface, au-dessus de la "Dalle nacrée."

### 2.2.5. La Lorraine

Cette région poursuit le régime argileux qui a été le sien pendant tout le reste du Callovien et qui se continuera jusque dans l'extrême base de l'Oxfordien. Elle assure la transition vers le bassin souabe, sur lequel elle est toujours largement ouverte. Les épaisseurs croissent rapidement vers l'Est pour atteindre 40 m dans le fossé rhénan.

### 2.2.6. Le haut-fond bourguignon

Sur la terminaison sud-est de l'ex plate-forme bourguignonne du Callovien inférieur et moyen, de l'Est de la vallée de la Loire jusqu'à celle de la Marne, le Callovien supérieur est absent ou peu épais (moins d'un mètre) et incomplet. Ce régime se poursuit vers le Sud jusque sur le Nord de la Saône et Loire, vers l'Est jusqu'à la vallée du Doubs. L'éperon bourguignon, trait majeur de la période triasique et liasique réapparaît donc au Callovien supérieur.

### 2.3. Le domaine alpin et ses dépendances

#### 2.3.1. Le haut-fond jurassien

Avec une sédimentation mince et lenticulaire, souvent incomplète, cette zone peu ou non subsidente qui s'étend de Chambéry à Bâle, borde au Nord-Ouest le bassin alpin. Il est séparé du haut-fond bourguignon par une zone de sédimentation marneuse, observée en Franche-Comté et Saône et Loire. Ce petit sillon marneux semble se fermer au Nord de la région lyonnaise.

#### 2.3.2. Le bassin dauphinois

La sédimentation argileuse des "Terres Noires" commencée plus ou moins tôt dans le Dogger se poursuit ; elle se terminera avec l'Oxfordien inférieur et occupe les mêmes régions que pendant le reste du Callovien. La limite callovo-oxfordienne est souvent soulignée par des nodules fossilifères.

La bordure occidentale (Ardèche) montre une bande de dépôts réduits et incomplets (La Voulte-Crussol) faisant transition avec la région où le Callovien supérieur manque généralement (Vivaraire, Cévennes, Bas-Languedoc). Ce régime tranche sur celui du début du Callovien.

#### 2.3.3. Les zones internes des Alpes

Les problèmes de datation sont encore plus délicats que pour le Callovien inférieur et moyen ; aucune forme du Callovien supérieur n'a jamais été signalée. Il est très probable que ce sous-étage manque partout comme c'est le cas de l'Oxfordien inférieur (haut-fond briançonnais, haut-fond helvétique etc ...).

### 3. AIRES DE SEDIMENTATION NULLES OU REDUITES

Elles sont beaucoup plus développées que dans tout le reste du Callovien et affectent surtout la moitié sud de la France : région berrichonne ; éperon bourguignon, haut-fond jurassien ; domaines caussenard, cévenol et languedocien, plate-forme provençale.

Dans l'ensemble aquitano-pyrénéen, l'apparente continuité avec le reste du Callovien résulte des difficultés et du manque de datation ; il est certain que les zones de lacunes partielles ou totales sont beaucoup plus étendues que celles délimitées sur la carte. Les mêmes remarques sont valables pour les zones alpines.

### 4. EPIROGENESE -TECTONIQUE SEDIMENTAIRE

On doit noter la persistance des apports et de la subsidence forte dans l'actuel Bassin de Paris, le domaine dauphinois et le domaine atlantique. Partout ailleurs, les dépôts minces, discontinus et incomplets ou absents montrent une nette tendance régressive et une nette diminution de la subsidence. Le contrôle tectonique des accidents Seine-Sennely et Bray-Vittel du Bassin parisien, de direction NW-SE semble s'effacer au profit d'une direction SW-NE existant déjà au Trias et au Lias mais momentanément oblitérée au Jurassique moyen.

## 5. PROBLEMES NON RESOLUS

Ils sont identiques à ceux du Callovien inférieur et moyen : réalité d'une lacune ou d'une sédimentation discontinue en Aquitaine et dans les Pyrénées ; rapports entre les observations d'affleurements et de subsurface du Bassin de Paris ; précisions dans la datation des couches intra-alpines avec possibilité de lacunes.

# EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DE LA FRANCE AU JURASSIQUE MOYEN

par D. CONTINI et C. MANGOLD

Le Jurassique moyen correspond à une période d'édification de grandes plates-formes carbonatées qui, en de nombreuses régions, vont remplacer la sédimentation marneuse du Toarcien. L'extension maximale des carbonates se situe durant le Bathonien et le Callovien inférieur. En même temps se développent les faciès de haute ou de très haute énergie qui étaient relativement rares pendant le Jurassique inférieur. Au Callovien supérieur intervient une reprise générale de la sédimentation terrigène qui, déjà, annonce les grandes séquences de comblement de l'Oxfordien.

## 1. EVOLUTION DE LA SEDIMENTATION

### 1.1. Les bassins

Au cours du Jurassique moyen trois bassins sont permanents : bassins souabe, delphino-helvétique (cratoniques) et le bassin piémontais (océanique).

Le bassin souabe au Nord-Est, d'abord restreint au fossé rhénan à l'Aalénien, va transgresser jusqu'en Lorraine pendant le Bajocien inférieur ("Marnes à *Hyperlioceras discites*"), pour communiquer avec la "Vasière à *Acuminata*" au Bajocien supérieur. Après un timide retrait au Bathonien ("Marnes à *Rhynchonelles*"), les faciès calcaréo-argileux s'étendent à nouveau pendant le Callovien (début des "Argiles de la Woëvre").

La limite sud-est du bassin oscille depuis le Nord du Jura jusqu'au Nord de Colmar.

Durant le Jurassique moyen, l'ensemble Vosges-Forêt Noire est submergé.

Le bassin delphino-helvétique au Sud-Est, subsident, est comblé par des séries rythmiques, épaisses et monotones qui deviennent toutefois plus calcaires à l'Aalénien moyen et au Bajocien inférieur. A partir du Bajocien supérieur, la sédimentation devient plus argileuse et au Bathonien supérieur débutent les "Terres Noires".

Le bassin est limité à l'Aalénien par le haut-fond nord-jurassien. Ensuite, des communications semblent s'établir avec le bassin souabe. Au Sud, il convient de souligner la pérennité du haut-fond du Verdon et sans doute aussi celle de la zone haute méridionale. A l'Ouest et à l'Est, l'extension

du bassin varie peu et ses limites correspondent soit à des flexures, soit à des failles actives.

A l'intérieur du bassin existent des hauts-fonds, avec lacunes ou sédimentation carbonatée réduite, qui apparaissent à la fin du Bajocien moyen.

Le bassin piémontais, dans sa partie externe, est constitué à l'Aalénien-Bajocien inférieur par une série de petits bassins où se déposent des sédiments calcaréo-argileux. Les dépôts deviennent plus calcaires avec des brèches au Bajocien. Dans sa partie interne, la sédimentation est extrêmement réduite jusqu'au Bajocien.

Vraisemblablement au Bathonien, en tous cas au Dogger supérieur, commence la mise en place d'une série pélitique rythmée qui, après métamorphisme, donnera les "Schistes lustrés" du Piémontais externe. Dans la partie interne et dans le Piémontais ligure apparaissent les ophiolites qui marquent le début de l'océanisation.

Les évènements qui ont affecté les bassins alpins retentissent également, mais atténués, sur la sédimentation des grandes plates-formes carbonatées qui se développent sur le reste du territoire français.

## 1.2. Les plates-formes carbonatées

- Dans la partie nord, entre la terre armoricaine, la terre ardennaise et le bassin souabe s'étend une immense plate-forme carbonatée sur laquelle la sédimentation est réduite à l'Aalénien et au Bajocien inférieur et où les érosions sont nombreuses jusqu'au Bajocien moyen. Elle va se fragmenter au Bajocien moyen en une plate-forme armoricaine et une plate-forme orientale séparées par un sillon Seine-Loire. Au Bajocien supérieur, ce sillon s'étend vers le Sud et l'Est pour donner la "Vasière à Acuminata", entourée à l'Est, au Nord, à l'Ouest par des milieux à hydrodynamisme élevé.

Au Bathonien, les deux plates-formes mais surtout l'orientale s'agrandissent et le sillon se réduit. Des "dunes" sous-marines se forment en bordure des plates-formes et isolent des zones protégées où se déposent les calcaires "Comblanchien".

Une reprise de la subsidence entraîne d'abord la disparition de la plate-forme armoricaine (Callovien inférieur), puis celle de la plate-forme orientale (Callovien supérieur).

- La moitié sud de la France, située entre le "domaine atlantique" et la bordure occidentale du bassin dauphinois, est occupée par de vastes surfaces carbonatées formant la plate-forme centrale.

Dans sa partie ouest se déposent des faciès de milieu ouvert et de basse énergie ("calcaires à microfilaments"). Sur la bordure atlantique s'individualisent des "golfs" à sédimentation plus argileuse (Charentes, Parentis, Pays basque).

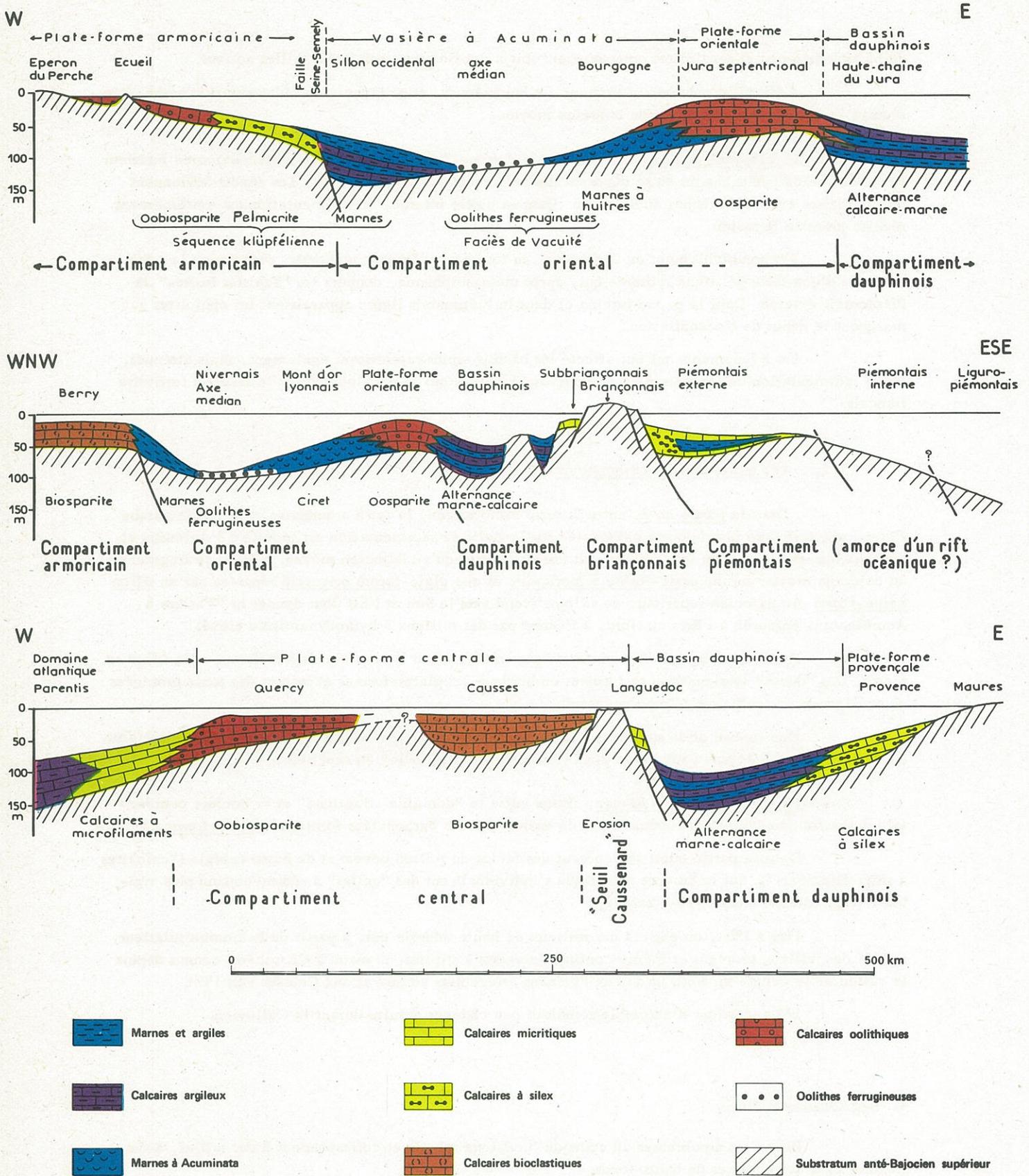
Plus à l'Est, on passe à des milieux de haute énergie qui, à partir du Bathonien inférieur, isolent des milieux protégés et même confinés (niveaux à stipites, niveaux à Characées) connus depuis la vallée de la Creuse au Nord jusqu'aux Pyrénées ariégeoises au Sud et aux Causses vers l'Est.

Les conditions d'ensemble semblent peu changer ensuite durant le Callovien.

## 2. LES ZONES MOBILES

Elles sont nombreuses au cours du Jurassique moyen et correspondent à des failles, à des flexures ou à des bordures de hauts-fonds.

# BAJOCIEN SUPERIEUR



PROFILS PALÉOGÉOGRAPHIQUES DU BAJOCIEN SUPÉRIEUR

Le jeu de compartiments de socle séparés par des failles normales semble contrôler la sédimentation. Dans le profil médian, la reconstitution des régions alpines est très hypothétique, puisque actuellement, toutes les zones internes ont été charriées vers l'extérieur de la chaîne.

2.1. La flexure Seine-Sennely limite vers l'Est la plate-forme armoricaine pendant le Bajocien-Bathonien et marque l'extension la plus occidentale de la plate-forme orientale au Callovien. Il s'agit d'une zone charnière qui sépare deux compartiments de socle jouant tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre.

2.2. La flexure nord-jurassienne, entre le faisceau salinois et le Lomont, sépare de la même façon à l'Aalénien et au Bajocien le bassin souabe du bassin dauphinois.

2.3. La flexure du Jura interne marque au cours du Jurassique moyen la séparation entre des faciès de type "plate-forme" cantonnés à l'Ouest et des dépôts de type "bassin" à l'Est. A certaines époques (Bathonien supérieur-Callovien), elle correspond à un haut-fond à sédimentation réduite et à lacunes fréquentes.

2.4. La bordure ardéchoise et cévenole devait correspondre à un ensemble de panneaux mobiles les uns par rapport aux autres, limités par des failles NNE-SSW. La bordure formait une zone haute et peut-être partiellement émergée à l'Aalénien et au Bajocien, mais les communications entre le bassin dauphinois et les Causses persistent jusqu'au Bajocien moyen. Des mouvements plus importants isolent les Causses au Bajocien moyen ou supérieur, puis au Bathonien inférieur. Au Bathonien supérieur, ils entraînent comme partout une reprise de sédimentation qui, en Ardèche, se manifeste par le dépôt de la "série calcaréo-argileuse" remplaçant les dépôts antérieurs de plate-forme externe. Enfin, au Callovien moyen (zone à Coronatum) débute une interruption de la sédimentation, ici plus précoce et plus durable qu'ailleurs.

2.5. La dorsale dauphinoise et ses annexes (haut-fond de Turriers) jouent un rôle important au cours du Jurassique moyen. Dès l'Aalénien, une amorce de dorsale se fait sentir au Nord (Aiguilles rouges) et au Sud (région de Digne). Les mouvements plus intenses du Bajocien moyen entraînent l'extension vers le Nord de la dorsale qui atteint la région grenobloise. A partir du Bathonien, la dorsale subsiste mais est recouverte de dépôts réduits de plate-forme, avec des brèches et aussi des lacunes d'extension variable.

Plus à l'Est, le haut-fond de Turriers, joue un rôle analogue mais à un degré moindre. Il semble surtout bien marqué au cours du Dogger supérieur.

2.6. Le domaine briançonnais, limité à l'Ouest et à l'Est par des failles et des flexures, constitue une zone largement positive au cours du Jurassique moyen. Ainsi, pendant l'Aalénien-Bajocien il s'agit d'un chapelet d'îles, temporairement émergées comme le montrent l'absence de dépôt et des phénomènes de karstification. Au Bathonien inférieur, le Briançonnais est recouvert, au moins localement, par des dépôts de milieu confiné puis, au Bathonien supérieur, apparaissent des sédiments de plate-forme avec des brèches montrant le début de l'envolement progressif, correspondant à la reprise générale de la sédimentation qui s'amplifiera au cours du Callovien.

## CONCLUSION

Après un arrêt de la sédimentation sur l'immense plate-forme qui occupait presque toute la France à l'Aalénien, la sédimentation reprend progressivement pendant le Bajocien pour se généraliser au Bajocien supérieur.

Une phase tectonique à la fin du Bajocien moyen modifie complètement cette paléogéographie en morcelant la plate-forme par l'apparition de la "vasière à Acuminata". Au cours de cette phase se produisent aussi l'isolement des Causses et la naissance de la dorsale dauphinoise.

Un autre évènement majeur se place au début du Bathonien supérieur. Il provoque une reprise de sédimentation dans les bassins et une transgression sur leurs bordures. Cet évènement est sans doute en relation et peut-être synchroné du début du fonctionnement du rift océanique dans le domaine liguro-piémontais.

Enfin, d'ultimes mouvements à la fin du Callovien moyen vont modifier profondément la paléogéographie et esquisser déjà les grands traits qui guideront la sédimentation au début du Jurassique supérieur.

## LE JURASSIQUE SUPERIEUR

Le dernier tiers du Jurassique aura pour aboutissement la régression fini-jurassique ou purbeckienne, à laquelle seul le domaine alpin échappera. Symétrique de la transgression et de l'extension marines du Lias, cette évolution est réalisée aussi par étapes. Bien avant l'émersion purbeckienne, apparaissent des indices d'émersion ou des influences continentales, en particulier vers la fin de l'Oxfordien et au cours du Kimméridgien supérieur.

Parallèlement, en dehors du domaine alpin, les différents étages du Jurassique supérieur occupent des territoires de moins en moins étendus. Une réduction progressive des aires de sédimentation, corrélative de cette tendance continue à l'émersion et de l'extension des territoires émergés, est probable. Elle est amplifiée par les érosions, commencées dès le Jurassique supérieur et continuées au Crétacé dont les premiers niveaux fossilisent souvent une surface tronquant les assises jurassiques. Cette évolution est commandée par les déformations fini-jurassiques marquées également par le changement de paléogéographie entre Jurassique et Crétacé.

Conséquence de cette tendance régressive générale du Jurassique supérieur, non seulement nous n'avons plus les structures transgressives grâce auxquelles peuvent être suivies les étapes de l'expansion liasique, mais les dépôts de bordure des bassins ont souvent disparu, et l'extension réelle des bassins et des mers du Jurassique supérieur reste souvent hypothétique. Les faunes, soit qu'elles appartiennent de façon exclusive à une des deux provinces fauniques qui se partagent alors la France, soit par leur liaison stricte à un environnement bien particulier (par exemple la faune à *Gravesia*), deviennent alors les meilleurs témoins d'une ancienne extension plus large des aires sédimentaires, par les voies de communication qu'elles permettent de retracer au travers des zones actuellement dénudées.

# OXFORDIEN INFÉRIEUR ET MOYEN (pars)

Coordonné par : Raymond ENAY.

Collaboration de : E. CARIOU, S. DEBRAND-PASSARD, J.C. MENOT et M. RIOULT.

## 1. LIMITES

L'intervalle représenté comprend les zones à Mariae et Cordatum de l'Oxfordien inférieur et la base de l'Oxfordien moyen (zone à Plicatilis, sous-zone à Vertébrale). Localement il peut englober le sommet de la dernière zone du Callovien (zone à Lamberti) et/ou la base de la sous-zone à Antecedens de la zone à Plicatilis.

### 1.1. Limite inférieure

Elle correspond fréquemment à une discontinuité au toit du Callovien, souvent incomplet, suivi d'une reprise de sédimentation au cours de l'intervalle et, dans les séries plus continues, par un niveau calcaire ou des nodules, quelquefois avec oolithes limonitiques, souvent fossilifères.

### 1.2. Limite supérieure

Elle est tracée au changement lithologique qui se produit au cours de la sous-zone à Antecedens de la zone à Plicatilis avec l'extension rapide des faciès calcaires à la fois sur les zones de lacune (= reprise de sédimentation ou "transgression" argovienne) et dans les bassins.

## 2. AIRES DE SÉDIMENTATION

Les domaines de sédimentation active sont dominés par les faciès marneux ou à nodules calcaires dont les noms locaux très divers recouvrent des aspects très voisins. Dans les bassins cette succession s'intègre à la grande séquence qui débute dès le Bajocien supérieur. Elle est organisée également en séquences mineures dont l'individualité est plus marquée sur les bordures.

## 2.1. Le Bassin parisien et ses bordures

### 2.1.1. Partie non affleurante du "bassin"

Les données de forage sont peu explicites sur la lithologie qualifiée globalement de "Marnes", mais les variations d'épaisseur font apparaître deux zones d'accumulation plus actives : l'une s'ouvre largement à l'ESE en direction du Jura, entre le domaine ardennais et un domaine stable bordant le haut-fond bourguignon ; l'autre est située sur la Seine inférieure, puis s'infléchit en direction de la boucle de la Loire entre le domaine stable précité et la bordure armoricaine.

### 2.1.2. La bordure armoricaine

La sédimentation marneuse de la zone à Mariae est interrompue par l' "Oolithe ferrugineuse" de la zone à Cordatum et des épandages détritiques (zone à Cordatum et sous-zone à Vertébrale) au niveau de l'éperon du Perche. Sur la côte, les marnes reprennent mais passent rapidement à des calcaires lumachelliques quartzo-ferrugineux de la zone à Plicatilis (sous-zone à Vertébrale). Les épaisseurs, relativement faibles, augmentent plus rapidement au-delà de la flexure de la Risle vers la zone subsidente de la Basse Seine.

### 2.1.3. La bordure méridionale (Berry)

Les marnes à fossiles pyriteux s'avancent assez largement vers le Sud et, après une zone de lacune partielle (marnes glauconieuses ou versicolores), réapparaissent à l'entrée du fossé de la Loire avec un épaissement vers le S.

### 2.1.4. La bordure orientale (Lorraine)

Aux argiles de la Woëvre encore oxfordiennes localement, succèdent les Couches à chailles, à riche faune benthique, coupées au S par une discontinuité mineure dans la zone à Cordatum ; vers le N lui correspond l'oolithe ferrugineuse ; d'abord lenticulaire elle envahit toute la zone à Vertébrale à l'approche de l'Ardenne. Au S de Commercy, des calcaires lumachelliques, souvent silicifiés, précèdent les colonisations coralliennes.

## 2.2. Le domaine alpin et ses dépendances

### 2.2.1. La plate-forme jurassienne

Dès le début de l'Oxfordien, sur la Bresse et le Jura s'installe une gouttière subsidente oblique sur les directions tertiaires, communiquant largement avec le bassin de Paris et le bassin dauphinois. Les variations d'épaisseur séparent trois zones d'accumulation maximale : une ouverte sur le futur fossé rhénan, la "fosse" du Doubs, la "fosse"bressanne. Le faciès "Marnes à pyriteux" occupe tout l'intervalle dans l'axe bressan ; ailleurs, il passe vers le haut à des Couches avec nodules calcaires, localement à concrétions et/ou fossiles silicifiés. La série est tronquée à son sommet par une discontinuité mineure avec légère discordance cartographique sur l'axe de Morez et la bordure sud-est.

### 2.2.2. Le bassin dauphinois-helvétique et ses bordures

C'est la fin du faciès "Terres Noires". Les isopaques de la carte sont celles tracées par P. Artru (1972) pour le membre supérieur qui inclut également le Callovien. Dans les coupes mesurées l'intervalle étudié représente 1/3 à 1/2 de l'épaisseur totale ; donc, si les chiffres sont sans valeur réelle, les courbes représentent assez bien la répartition des épaisseurs.

Les nodules calcaires manquent rarement mais sont surtout abondants dans un domaine bordant au S le massif de Pelvoux. Localement (Buis-les-Baronnies) s'y développent des biohermes stromatolithiques. Vers l'Est s'y intercalent des décharges détritiques sous forme de turbidites (1/2 fenêtre d'Embrun et fenêtre de Barcelonnette) ou de brèches tectogènes (unités subbriançonnaises) liées au jeu de failles actives en bordure du haut-fond briançonnais.

### 2.2.3. Le bassin piémontais et la Corse orientale

Sont attribués à l'Oxfordien inférieur les schistes noirs peu épais (1-10 m) compris entre le "Dogger" détritique et les radiolarites attribuées à l'Oxfordien moyen-supérieur.

### 2.3. Le domaine atlantique

Sous les réserves indiquées plus loin il est limité à un "golfe" charentais jalonné par de rares affleurements (Niort, Saint-Maixent) ou forages (Rochefort).

### 2.4. Domaine pyrénéo-provençal

On y rencontre les problèmes et difficultés liés à la présence d'épaisses séries dolomitiques mal datées. En dehors des zones de lacunes prouvées, sont attribués à l'Oxfordien inférieur des dolomies et calcaires azoïques (Provence occidentale) ou des biomicrites (calcaires blancs massifs) de milieu confiné affecté par une dolomitisation précoce (Pyrénées centrales et orientales). Une lacune, au moins partielle, paraît vraisemblable et c'est le parti adopté sur la carte.

## 3. AIRES DE SEDIMENTATION NULLE OU REDUITE

Elles occupent des surfaces importantes et l'Oxfordien inférieur manque totalement ou en partie sur les bordures de bassin ou les zones hautes.

### 3.1. Bordures sud et ouest du bassin dauphinois-helvétique

Une zone continue de lacune à peu près totale borde à l'W le bassin dauphinois-helvétique depuis le S de la Forêt Noire jusqu'au Golfe du Lion par le bord interne du Jura, l'île Crémieu et son glacis méridional, la bordure ardéchoise et cévenole. Après le hiatus correspondant à une zone haute probable non démontrée, cette zone des lacunes bordières réapparaît à la périphérie de la plateforme provençale prolongée par le haut-fond du Moyen-Verdon. Ces lacunes dessinent une ceinture de hauts-fonds mais surtout un talus avec des pentes sur lesquelles les dépôts n'ont pu se maintenir ou seulement par place.

### 3.2. Mont-Blanc et haut-fond briançonnais

L'Oxfordien inférieur manque sur l'extrémité nord-est du Massif du Mont-Blanc formant haut-fond dans le bassin dauphinois-helvétique. Il est absent également sur le haut-fond briançonnais qui formait la limite orientale du bassin dauphinois-helvétique.

### 3.3. L'éperon bourguignon

L'Oxfordien inférieur est absent à son extrémité nord-est, aussi bien du côté parisien que du côté rhodanien (sauf localement). L'oolithe ferrugineuse est datée de la zone à Plicatilis, sous-zone à Vertébrale avec faunes remaniées des niveaux plus anciens. La lacune est totale dans sa partie centrale et s'atténue à nouveau sur l'apophyse du fossé de la Loire.

### 3.4. La zone haute occidentale

Une zone de lacunes, partielles ou totales, s'étend de la Touraine au Pays basque au travers de l'Aquitaine. En Touraine, la série réduite reconnue en forage entre le Callovien et les Marnes à spongiaires n'est pas datée ; elle se relie à la zone des lacunes partielles (absence de l'Oxfordien inférieur) du seuil poitevin et de la bordure du golfe charentais. Dans le Pays basque une discontinuité discrète au sein des Calcaires à filaments (ou d'Aussurucq) sépare les niveaux calloviens de la partie supérieure datée de l'Oxfordien moyen élevé (R. Enay, travail en cours). En Aquitaine - comme dans les Pyrénées centrales et orientales - il n'y a pas de preuve certaine d'une lacune, mais l'âge des séries attribuées à l'Oxfordien inférieur n'y est pas mieux établi. Une partie des séries "datées" de l'Argovien en Aquitaine orientale serait callovienne d'après des données récentes encore inédites !

## 4. EPIROGENESE - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Après la discontinuité de la fin du Callovien qui traduit une "tendance à la fermeture" des bassins, l'Oxfordien inaugure une nouvelle période d'ouverture qui va se développer au cours du Jurassique supérieur. Elle implique un jeu du socle suivant des failles ou flexures dont les manifestations les plus évidentes sont dans le domaine alpin : bordures briançonnaises, accidents cévenols, faille de la Durance. La gouttière jurassienne avec ses "fosses" et l'éperon bourguignon semblent indiquer une structuration suivant des paléofailles ou paléoflexures de direction N 60° et N 120°. Dans le bassin de Paris la tectonique synsédimentaire, plus discrète, est commandée par les classiques failles ou zone de failles de la Basse Seine à Sennely et du Bray à Juvanzé.

## 5. PROBLEMES NON RESOLUS

La réalité ou non d'une lacune de la partie inférieure de l'Oxfordien en Aquitaine, dans les Pyrénées centrales et orientales et une partie de la plate-forme provençale reste à démontrer et passe par une datation, encore à faire, des séries attribuées à l'Oxfordien.

## O X F O R D I E N      M O Y E N    (p. p. maxima)

Coordonné par : Raymond ENAY.

Collaboration de : E. CARIOU, S. DEBRAND-PASSARD, J.C. MENOT et M. RIOULT.

### 1. LIMITES

Cette carte couvre la plus grande partie de l'Oxfordien moyen à l'exception de la sous-zone à Vertébrale (et parfois de la base de celle à Antecedens) traitée avec la carte précédente.

#### 1.1. Limite inférieure

Elle correspond à la reprise de sédimentation et au développement des faciès calcaires au cours de la sous-zone à Antecedens ou avec la zone à Transversarium.

#### 1.2. Limite supérieure

Elle coïncide avec la fin de la séquence amorcée à la base de l'étage et le début d'une nouvelle séquence marquée par un retour des détritiques fins (marnes) ou grossiers (grès), souvent attribuée au "Séquanien".

### 2. AIRES SEDIMENTAIRES

Les plates-formes carbonatées et les constructions coralliennes, presque totalement disparues à l'Oxfordien inférieur, reviennent en force. Les plates-formes ouvertes et les bassins sont également le siège d'une sédimentation plus calcaire, en régime alternant (= calcaires hydrauliques) souvent avec biohermes algaires à spongiaires qui atteignent ici leur développement maximal (= Spongition).

#### 2.1. Le "Bassin de Paris" et ses bordures

##### 2.1.1. La plate-forme carbonatée

Pour la partie cachée du bassin est représenté le faciès le plus fréquent en forage entre les

"marnes callovo-oxfordiennes" et le "repère de la base du Séquanien" (= Oxfordien supérieur). L'accrochage avec les affleurements des bordures est très satisfaisant : du Massif armoricain au Boulonnais et à la Lorraine s'installe une vaste plate-forme carbonatée ou voisinent des constructions coralliennes limitées en hauteur, étalées horizontalement (patch-reefs) et des épandages biodétritiques correspondant aux faciès de comblement ou d'enfouissement. Le faciès marneux persiste en Basse Seine (Le Havre) et dans la Manche.

#### 2.1.2. Le domaine "ouvert" méridional

Du seuil du Poitou à la vallée de la Marne règne le faciès des calcaires hydrauliques, formé d'une alternance calcaires argileux et marnes, à spongiaires entiers ou en fragments et biohermes. Ce faciès vient au contact du massif ancien, à la limite des affleurements actuels, entre Châteauroux et la vallée de la Loire séparant la pointe nord de la plate-forme carbonatée centrale (cf. 2.2.) du "récif" de Chatel-Censoir sur l'extrémité sud-ouest de l'éperon bourguignon.

#### 2.2. La plate-forme centrale et son prolongement aquitain

À la périphérie du Limousin, de Châteauroux à Périgueux, sont conservés les restes d'une bordure de plate-forme carbonatée qui devait s'étendre en direction SE sur la partie occidentale du Massif central. Elle se poursuit par les calcaires oolithiques dolomités, les calcaires bioclastiques à gravelles et les dolomies à évaporites interprétés respectivement comme barrière et plate-forme interne d'Aquitaine orientale (Atlas "Aquitaine").

Au même domaine de plate-forme interne se rattachent les dolomies noires, en grande partie primaires, des Pyrénées centrales et orientales et du bassin de Tremp.

#### 2.3. Le domaine atlantique

##### 2.3.1. Le "golfe" charentais

Il s'est étendu vers le Sud avec le faciès des marnes et calcaires argileux à spongiaires et biohermes. Des calcaires argileux font le passage aux calcaires à protoglobigérines aquitains.

##### 2.3.2. Aquitaine occidentale et Pays basque

Dans les Arbailles, les niveaux terminaux des calcaires à filaments d'Aussurucq renferment de rares spongiaires et ammonites de l'Oxfordien moyen (R. Enay, travail en cours). Ils passent aux calcaires à protoglobigérines de Lacq en avant de la "barrière".

#### 2.4. Le domaine alpin et ses dépendances

##### 2.4.1. La plate-forme jurassienne

Elle conserve son organisation antérieure avec une zone de sédimentation active (marnes ou calcaires hydrauliques) orientée SW-NE, largement ouverte sur la limite actuelle des affleurements de la bordure orientale au Massif central. Vers le SE en direction du seuil de la Haute-Chaîne, les biohermes à algues et spongiaires se développent d'abord à la base puis sur toute la hauteur de l'intervalle.

Au NE, sur le Jura franc-comtois et alsacien, la Haute-Saône, s'installe une plate-forme carbonatée à silex, puis à constructions coralliennes, peut-être reliée (mais pas nécessairement) au domaine carbonaté de la bordure ardennaise et lorraine.

#### 2. 4. 2. Le bassin dauphinois-helvétique et ses bordures

Le bassin à proprement parler est occupé par une alternance marnes-calcaires argileux à dominante calcaire qui couronne le talus des Terres Noires (= ressaut argovien).

Le bord interne du Jura (seuil de la Haute-Chaîne), la bordure ardéchoise et cévenole, la bordure nord de la plate-forme provençale avec le haut-fond du Moyen Verdon, correspondant à la zone de lacune de l'Oxfordien inférieur, conservent la même unité : reprise de sédimentation et série condensée de l'Oxfordien moyen, calcaires fins à passées plus argileuses, grumeleux ou noduleux, à faciès d'Ammonitico-rosso marneux, lié à des pentes sédimentaires.

#### 2. 4. 3. Le haut-fond briançonnais (et dépendances)

A la lacune de l'Oxfordien inférieur fait suite la reprise de sédimentation des calcaires pélagiques souvent à faciès Ammonitico-rosso (type "Marbre de Guillestre").

#### 2. 4. 4. Zone piémontaise et Corse orientale

A l'Oxfordien moyen (et supérieur) sont attribuées les radiolarites qui surmontent les schistes oxfordiens du Piémontais externe ou reposent directement sur les ophiolites du Piémontais interne et ligure.

### 3. AIRES A SEDIMENTATION REDUITE OU ABSENTE

La reprise de sédimentation de l'Oxfordien moyen et l'extension de la sédimentation carbonatée a fait disparaître presque totalement les zones de lacune de l'Oxfordien inférieur.

Nous rappellerons les séries condensées, peu épaisses mais complètes, en bordure du bassin dauphinois. Sur l'ancien éperon bourguignon le faciès à oolithes ferrugineuses se maintient dans l'Oxfordien moyen au N (Avallon) et au S (Beaune) ; il atteint même l'Oxfordien supérieur autour de Nevers.

### 4. EPIROGENESE, TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Dans le bassin dauphinois-helvétique les jeux de failles contemporains de la sédimentation assurent la permanence des pentes auxquelles sont liés les faciès "Ammonitico-rosso marneux".

Dans le Jura septentrional et la bordure bourguignonne, les deux expansions de la plate-forme carbonatée et l' "flôt" corallien de Beaune "coincident" avec la bordure nord des failles, dites "varisques", Le Creusot-La Serre et du faisceau salinois.

Enfin, l'expansion de la plate-forme carbonatée du bassin de Paris est surtout marquée de part et d'autre des zones de failles Basse Seine-Sennely et Bray-Juvanzé, tandis que le domaine médian correspond à l'avancée maximale vers le NW des faciès "ouverts". La terminaison brutale vers l'W du "récif" de Chatel-Censoir correspond au passage des failles du Sancerrois et du fossé de la Loire.

## 5. PROBLEMES NON RESOLUS

Les principales difficultés et incertitudes résident encore dans l'absence ou le manque de fiabilité des datations pour les séries de l'Aquitaine et du domaine pyrénéo-provençal. Un effort en ce sens est nécessaire pour mettre ces régions au niveau atteint pour les autres.

## OXFORDIEN SUPERIEUR (pars)

Coordonné par : Raymond ENAY

Collaboration de : E. CARIOU, S. DEBRAND-PASSARD, J.C. MENOT et M. RIOULT.

### 1. LIMITES

La carte 32 est limitée aux zones à Bifurcatus et à Bimammatum à l'exclusion de la zone à Planula (ou équivalents de ces zones). Sauf en Normandie et Boulonnais, plus proches des séries anglaises (Dorset), la zone à Planula est représentée par d'épaisses séries calcaires qui passent dans le Kimméridgien.

#### 1.1. Limite inférieure

Elle est marquée par le retour des détritiques, marnes ou grès plus ou moins grossiers ou argileux de la deuxième séquence oxfordienne souvent appelée "séquanienne".

#### 1.2. Limite supérieure

Elle est tracée généralement sous les séries calcaires de la zone à Planula, sauf en Normandie où à ce niveau réapparaissent des calcaires gréseux et ferrugineux.

### 2. AIRES SEDIMENTAIRES

#### 2.1. Le "Bassin de Paris" et ses bordures

Pour la partie cachée du "bassin" sont représentés les faciès jugés les plus représentatifs de la séquence séquanienne entre le repère de base des "Marnes à virgules" du Kimméridgien supérieur et le repère de la base du "Séquanien" daté de la zone à Cautisnigrae en Normandie et de la zone à Bifurcatus en Lorraine (R. Enay et A. Boullier, travail en cours).

##### 2.1.1. Les bordures armoricaine et ardennaise

De l'Anjou aux Ardennes, sur toute la partie nord-ouest du bassin parisien, la plate-forme

corallienne de l'Oxfordien moyen est noyée sous une nappe de détritiques. Sur la côte normande, le "calcaire gréseux d'Hennequeville" marin littoral, est suivi de marnes à ammonites. Au S l'ensemble passe à des sables estuariens, à végétaux et lumachelles, les sables de Gos et de Cherré, séparés au niveau de l'éperon du Perche par les "Calcaires à Astartes," marqués d'influences continentales (lignite, végétaux). Les successions de la bordure ardennaise sont voisines, plus nettement marines, cependant des restes de végétaux sont signalés dans les "Grès de Brunembert" (Boulonnais).

### 2.1.2. Les plates-formes carbonatées "résiduelles"

Des plates-formes carbonatées subsisteraient au Sud des épandages détritiques, en deux masses orientées W-E séparées par une langue de faciès marno-calcaires dominants. Le schéma est cohérent avec la série "séquanienne" de Lorraine : discontinuité au toit des formations coralliennes et faciès associés des Côtes de Meuse, datée par des brachiopodes et de rares ammonites de la limite Oxfordien moyen/supérieur (cf. 2.1.), argiles noires à Ostrea avec lentilles de calcaires gréseux suivies d'une série à fréquentes passées lumachelliques ou biodétritiques (argiles et calcaires argileux à lumachelles) et même des intercalations coralliennes (calcaires inférieurs à polypiers).

### 2.1.3. La bordure méridionale

Entre ces plates-formes résiduelles et la plate-forme centrale, le faciès marno-calcaire occupe une bande étroite continue du Poitou à la Haute-Marne. Les marnes à spongiaires de l'Oxfordien moyen passent dans l'Oxfordien supérieur, remplacées au cours de la zone à Bimammatum par des alternances argilo-calcaires structurées en petites séquences ("calcaires lités") évoluant vers un enrichissement en calcaire qui atteindra son point culminant avec la zone à Planula. Des biostromes et biohermes à spongiaires apparaissent à plusieurs niveaux.

Au SW le faciès plus calcaire traduit l'approche de la plate-forme centrale nord-limousine. A l'E de Châteauroux le faciès marno-calcaire s'étendait sans doute bien au-delà des affleurements actuels vers le S ; il pénètre dans le fossé de la Loire et finit par recouvrir complètement le "ré-cif" de Chatel-Censoir au cours de la zone à Bimammatum.

## 2.2. La plate-forme centrale et son prolongement aquitain

Comme à l'Oxfordien moyen, de Châteauroux à Angoulême, à la périphérie du Limousin, sont conservés des restes d'une bordure de plate-forme qui s'étend légèrement vers l'W, au dépens du faciès marno-calcaire au cours de l'Oxfordien supérieur. Elle devait s'étendre également en direction SE sur la partie occidentale du Massif central.

Sur l'Aquitaine orientale (Quercy, Périgord), en l'absence de bonnes datations, le schéma de l'Oxfordien moyen est reconduit. Au Sud du dôme de Montauban, nous retrouvons les apports détritiques de l'Oxfordien supérieur dans les lits d'argiles noires au sein des dolomicrosparites du "Membre moyen à passées d'argiles" (Bouroullec et Deloffre, 1969) déjà corrélées avec les "Marnes d'Hosta."

Dans les Pyrénées centrales, des calcaires oolithiques et graveleux à grandes trocholines intercalés dans la dolomie inférieure, en grande partie secondaire, prolonge la "barrière" aquitaine, isolant les dolomies noires primaires du bassin de Tremp, des Pyrénées orientales et des Corbières.

Les séries dolomitiques des Grands Causses sont sans doute en partie de l'Oxfordien supérieur. Au SE (Navacelles) les séries sont mieux datées : marno-calcaires glauconieux dans la zone à Bifurcatus, calcaire fin à passées de dolomies ou de brèches dolomitiques dans la zone à Bimammatum. Ces séries de bordure assurent la transition vers le bassin dauphinois.

### 2. 3. Le domaine atlantique

#### 2. 3. 1. En Poitou-Charentes

L'élément de plate-forme (?) de l'Aiguillon-sur-Mer reste isolé. Le faciès dominant est celui des "Marnes à spongiaires" avec biohermes à spongiaires et intercalations biodétritiques en bordure de la plate-forme centrale. Elles se relient aux séries de même faciès du Sud du bassin de Paris. La zone à Bimammatum est en calcaires argileux.

#### 2. 3. 2. En Aquitaine

Leurs équivalents méridionaux sont les "Marnes à Ammonites" des pétroliers qui montrent un détritisme croissant vers le Sud. Aux affleurements, dans le Pays basque, ce sont les "Marnes d'Hosta" qui débutent par un niveau condensé formé de plusieurs lits calcaires noduleux (= Dalle à Perisphinctes de Lamare). Sa faune est celle de la zone à Bifurcatus (R. Enay, travail en cours). Elles passent progressivement à une série alternante argilo-calcaire.

### 2. 4. La plate-forme orientale (Bourgogne-Haute-Saône-Jura)

La tendance amorcée à l'Oxfordien moyen s'accroît. Au cours de l'Oxfordien supérieur la plate-forme carbonatée s'étend à la fois vers le S et l'W sur la Franche-Comté et la Bourgogne orientale au dépens des faciès marno-calcaires.

En avant de la plate-forme calcaire, sur le Mâconnais et la bordure bressanne du Jura, aux marnes et calcaires argileux succèdent des calcaires biodétritiques à "boules épineuses" d'origine stromatolithique. Ils s'étendent à trois reprises vers le SE au sein des calcaires lités. La carte donne leur extension maximale au sommet de la zone à Bimammatum.

De Pont d'Ain à Bienne dans le Jura suisse, le Jura méridional et interne est occupé par des marnes et le faciès "calcaires lités", organisés en séquences marnes-calcaires avec biostromes et biohermes à spongiaires à l'approche de l'île Crémieu. Les épaisseurs augmentent maintenant vers le SE et le bassin dauphinois-helvétique, plus rapidement à l'approche et sur le bord interne du Jura où elles dépassent 250 mètres.

### 2. 5. Le domaine alpin et ses dépendances

#### 2. 5. 1. Le bassin dauphinois-helvétique

La séquence oxfordienne supérieure débute par des marnes à intercalations de calcaires argileux de plus en plus nombreuses assurant le retour progressif à la sédimentation calcaire de la zone à Planula (barre "rauracienne"). Ce faciès s'étend jusqu'à la limite actuelle des affleurements de la bordure orientale du Massif central. Les faciès de bordure (Navacelles) sont donnés à propos des Grands Causses (2. 2. ) vers lesquels ils assurent la transition.

#### 2. 5. 2. La bordure et la plate-forme provençales

Sur le haut-fond du Moyen Verdon le faciès "grumeleux" monte jusqu'à la base de la zone à Bimammatum remplacé rapidement par des calcaires fins avec quelques récurrences grumeleuses. Au Sud, de Marseille au Mercantour, les mêmes calcaires fins, peu épais, à passées dolomitiques, ceinturent des dolomies "néojurassiques" grises, fétides, très épaisses et mal datées.

### 2. 5. 3. Les zones alpines internes (Briançonnais, Piémontais, Corse orientale)

Dans les unités briançonnaises et subbriançonnaises la sédimentation calcaire pélagique se poursuit à l'Oxfordien supérieur. Le marbre de Guillestre a donné la forme indice de la zone à Bifurcatus. De même nous admettrons que le dépôt des radiolarites piémontaises continue à l'Oxfordien supérieur.

### 3. AIRES DE SEDIMENTATION NULLE OU REDUITE

Elles ont maintenant totalement disparues. La sédimentation est partout active alimentée par un afflux sédimentaire extérieur important. Les charges de terrigènes et les eaux turbides inhibent provisoirement la précipitation des carbonates.

### 4. EPIROGENESE - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Le retour des détritiques à la base de la séquence oxfordienne supérieure est sans doute le résultat de déformations épirogéniques. A propos du Sud-Ouest aquitain, Bouroullec et Deloffre (1969) pensent qu'elles sont à l'origine "d'une destruction localisée de la sole forestière, créant des conditions rhexistasiques momentanées". Cette explication vaut également pour les autres bassins examinés ci-avant. Une cause climatique - qui n'exclut pas la précédente - peut être envisagée également pour tenir compte de la grande extension de cet événement au moins en Europe occidentale (R. Enay, 1966).

Le jeu synsédimentaire de paléofailles ou paléoflexures n'est plus aussi évident, sans doute masqué par l'important flux sédimentaire. Malgré des taux de sédimentation toujours élevés, les indices d'une tendance à l'émersion sont limités (bordure armoricaine, Aquitaine . . .), ce qui implique l'enfoncement corrélatif des bassins et le maintien de la tendance à l'ouverture signée dans les zones alpines internes par les faciès pélagiques briançonnais et les radiolarites piémontaises.

### 5. PROBLEMES NON RESOLUS

En dehors des zones de subsurface dont les séries sont souvent mal étalonnées sauf pour quelques repères majeurs, les principaux problèmes en suspens ont trait aux datations et corrélations rigoureuses des séries d'Aquitaine, des Pyrénées et de Provence.

# K I M M E R I D G I E N    I N F E R I E U R

(et Oxfordien terminal)

Coordonné par ; Raymond ENAY.

Collaboration de : S. DEBRAND-PASSARD et M. RIOULT.

## 1. LIMITES

La limite Oxfordien-Kimméridgien n'est bien établie avec des faunes d'ammonites à l'appui qu'en Normandie et dans le SE de la France. La carte correspond à la fin de la séquence "séquanienne" et couvre les zones à Pseudocordata/Planula de l'Oxfordien terminal, les zones à Baylei et Cymodoce de la province NW européenne, les zones à Platynota, Hypselocyclum et Divisum des régions subméditerranéennes.

### 1.1. Limite inférieure

Là où existent de bons repères paléontologiques elle coïncide avec un changement lithologique : calcaires gréseux et ferrugineux en Normandie, calcaire (barre "rauracienne") dans le domaine alpin et ses bordures. Ailleurs, la limite a été tracée à la base ou au sein des séries dites "séquaniennes".

### 1.2. Limite supérieure

Elle est nette partout où les "Marnes à Virgules" reposent sur la surface de discontinuité à galets et glauconie qui termine la séquence "séquanienne" et les calcaires "ptérocériens". Dans le SE de la France, la limite se situe au sein des alternances argilo-calcaires ; le changement le plus net correspond au développement de la barre "tithonique" dans le Kimméridgien supérieur.

## 2. AIRES SEDIMENTAIRES

### 2.1. Le Bassin de Paris et ses bordures

2.1.1. Dans la partie cachée du bassin les séries situées sous le repère des "Marnes à Virgules" sont mal caractérisées en forage. Au-dessus des épandages détritiques et des nappes biodétritiques, les calcaires argileux (encore à passées sableuses ou biodétritiques) semblent dominer à la partie

supérieure. Ils correspondent aux faciès groupés sous le nom de "Calcaires à Astartes" dans la zone des affleurements de bordure.

2.1.2. Sur la bordure armoricaine, les "Calcaires à Astartes", surtout développés dans le Maine et le Perche, passent sur la côte normande à des termes marneux organisés en nombreuses petites séquences terminées par un banc calcaire supportant une surface d'arrêt de sédimentation à glauconie, grains phosphatés, croûtes limonitiques ...

2.1.3. En Lorraine, la même organisation en petites séquences avec surface d'arrêt de sédimentation existe dans les "Calcaires rocaillieux" (au sommet) et les calcaires supérieurs à astartes sous-jacents. Ils recouvrent des niveaux calcaires à oolithes dispersées connus sous le nom d' "Oolithe de la Mothe" d'âge incertain au sein de l'Oxfordien.

2.1.4. Sur la bordure nord du Massif central, les faciès crayeux, ou micrograveleux, à rares ammonites de la zone à Planula, prolongent vers le SW le faciès "Oolithe de la Mothe" jusqu'à la vallée de la Loire. Au-delà, dans le Berry, ils sont relayés par des calcaires fins, sublithographiques à intercalations lumachelliques, avec une faune assez riche de la zone à Planula. Au-dessus, les "Calcaires à Astartes", sublithographiques à lithographiques, localement crayeux ou oolithiques, avec niveau glauconieux dans la partie supérieure, livrent les premières faunes kimméridgiennes.

## 2.2. La plate-forme centrale et son prolongement aquitano-pyrénéen

Pratiquement inexistante (ou disparue par érosion ?) sur le seuil du Poitou où elle apparaissait jusqu'ici, elle se développe à partir d'Angoulême vers le S au travers de l'Aquitaine, suivant le schéma déjà reproduit pour l'Oxfordien moyen et supérieur : "barrière" oolithique et à gravelles dolomitisées ; en position interne, dolomies à évaporites et brèches au S du dôme de Montauban ; "Calcaires à Astartes" et brèches dans le Quercy-Périgord.

Dans les Pyrénées centrales et orientales et le bassin de Tremp, en dehors des zones totalement dolomitisées ou érodées, on retrouve des calcaires noirs à Chara et des brèches passant latéralement à des calcaires graveleux à Dasycladacées attribués au "Kimméridgien basal" mais incluant probablement l'Oxfordien terminal.

Dans les Grands Causses, au-delà de la large dénudation du "craton" toulousain l.s., les séries de calcaires fins à intercalations graveleuses ou biodétritiques, mal datées, appartiennent en partie à l'intervalle étudié.

## 2.3. Le domaine atlantique

### 2.3.1. La bordure vendéenne

Aux calcaires argileux monotones de l'Oxfordien terminal succèdent, au Kimméridgien inférieur, des faciès à peine plus variés par l'apparition de biohermes à polypiers (Pointe du Chay) développés dans un environnement de calcaires fins ou argileux avec une auréole biodétritique plus ou moins étendue. Ils jalonnent un axe de direction armoricaine entre l'île de Ré-La Rochelle et Angoulême où commence la plate-forme carbonatée (2.2).

### 2.3.2. Le golfe aquitain

De la Garonne à l'Adour, suivant un axe NW-SE, règne le faciès de marnes ou mammo-

calcaires noirs à ammonites ; vers le N, le passage aux séries charentaises est assuré par des micrites argileuses à ammonites et Lituolidés ; au S, les mêmes micrites ne renferment plus d'ammonites, mais seulement les foraminifères benthiques.

#### 2.4. La plate-forme orientale (Bourgogne, Haute-Saône, Jura)

Malgré un bref retour des faciès à ammonites au Kimméridgien inférieur, limité à une frange sud-est, la plate-forme carbonatée arrive maintenant en bordure du domaine delphino-helvétique.

Les véritables formations construites à polypiers régressent rapidement au cours de la zone à Planula et, ensuite sont toujours très limitées (récifs d'Olten, en Suisse), remplacées par des faciès biodétritiques, oolithiques ou graveleux passant latéralement à des calcaires fins, en position externe ou interne.

L'extension maximale est atteinte à la limite Oxfordien-Kimméridgien avec le "Calcaire à Momies principal". Intercalé dans des formations biodétritiques suivant une bande SW-NE, du Revermont à Olten, il s'avance sur les "Calcaires pseudolithographiques" du Jura méridional et de l'Ile Crémieu, pour venir mourir au sein des faciès à ammonites.

En arrière, sur la Franche-Comté et la Bourgogne orientale, alternent des marnes (Marnes à Natices, Marnes "séquaniennes" ...) et des calcaires fins ou argileux (Calcaires à Astartes, à Ptéro-cères, Calcaires de la Vorburg) à intercalations limniques à plantes et Chara et apports détritiques à la partie inférieure, ammonites du Kimméridgien inférieur d'affinités subméditerranéennes au sommet.

#### 2.5. Le domaine alpin et ses dépendances

##### 2.5.1. Le bassin dauphinois-helvétique

A la barre calcaire "auracienne" de la zone à Planula succède une alternance de calcaires et calcaires argileux formant un talus. Les faciès plus marneux du centre du bassin passent à des séries plus calcaires sur les bordures. Localement, se rencontrent des structures glissées dont l'importance ira croissant par la suite.

##### 2.5.2. La bordure cévenole

Le passage du faciès dauphinois au faciès de bordure est conservé seulement à l'entrée du golfe des Causses et en Languedoc. Il est progressif, par réduction de l'épaisseur et des niveaux argileux, apparition et développement d'intercalations biodétritiques.

##### 2.5.3. La bordure et la plate-forme provençales

De la même façon, les séries calcaires nord-provençales, encore à ammonites, passent latéralement et plus ou moins rapidement aux faciès dolomitiques de Provence occidentale et des Alpes Maritimes.

##### 2.5.4. Les zones alpines internes

La sédimentation est partout calcaire : continuation des faciès pélagiques fins ou noduleux briançonnais ; marbre kimméridgien-tithonique piémontais intercalé entre les radiolarites de l'Oxfordien et les schistes noirs crétacés.

### 3. EPIROGENESE - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Les rares apports terrigènes sont les seuls et discrets témoins d'une activité épirogénique. Les autres manifestations continentales (intercalations limniques, niveaux à plantes ou à characées) traduisent plutôt un excès du comblement sur l'enfoncement entraînant une tendance à l'émersion interrompue avec le Kimméridgien inférieur.

Dans le bassin dauphinois des pentes persistent marquées par des glissements synsédimentaires sur les bordures ou en relation avec des cañons sous-marins.

### 4. PROBLEMES NON RESOLUS

Ils résident toujours dans la datation des séries de plates-formes pauvres en formes caractéristiques : Aquitaine, Pyrénées, Jura central à laquelle s'ajoute le problème de la limite Oxfordien-Kimméridgien dans une grande partie du Bassin de Paris.

# K I M M E R I D G I E N      S U P E R I E U R

Coordonné par : Raymond ENAY.

Collaboration de : S. DEBRAND-PASSARD et M. RIOULT.

## 1. LIMITES

La carte du Kimméridgien supérieur correspond assez bien au sous-étage. Elle couvre les zones à Mutabilis, Eudoxus et Autissiodorensis de la province nord-ouest européenne et les zones à Acanthicum, Eudoxus et Beckeri des régions mésogéennes.

### 1. 1. Limite inférieure

Elle correspond presque partout à un changement dans la sédimentation. Dans le domaine des "Marnes à Virgules" la sédimentation marneuse succède aux calcaires du Kimméridgien inférieur au niveau d'une surface de discontinuité à galets et glauconie fréquente. Dans les régions dépendant du domaine alpin cette rupture existe également mais moins nettement, à la base de la zone à Acanthicum. Le développement des faciès calcaires (= barre "tithonique") avec la zone à Eudoxus fournit une limite souvent plus évidente.

### 1. 2. Limite supérieure

Elle est marquée souvent par le retour rapide à la sédimentation calcaire succédant aux "Marnes à Virgules"(cf. Calcaires du Barrois). Dans les régions mésogéennes ce type de sédimentation, apparu dès le Kimméridgien supérieur, s'affirme, sans coupure nette au sein de la barre "tithonique".

## 2. AIRES SEDIMENTAIRES

### 2. 1. Le "Bassin" de Paris

En Lorraine et sur la bordure sud règne le faciès "Marnes à Virgules" formé d'une alternance de niveaux marneux (Marnes inférieures, moyennes, supérieures) avec lumachelles à Exogyra virgula et de calcaires argileux fins, très blancs (Calcaires blancs inférieurs ...) souvent terminés par une surface perforée, correspondant à une succession de séquences argilo-calcaires.

En Normandie la série est plus argileuse, à faune plus variée, surtout pour les ammonites qui montrent d'étroites affinités avec les faunes anglaises. Le faciès des shales bitumineux des Kimmeridge Clays de la Côte du Dorset est connu dans la Manche à partir et au N du 50<sup>ème</sup> parallèle. Dans le Boulonnais, la série est marmo-calcaire, puis argileuse, avec plusieurs décharges détritiques sablo-gréseuses.

## 2.2. Le domaine atlantique

Depuis la Charente jusqu'en Aquitaine méridionale on retrouve aux détails près le même faciès et les mêmes faunes que dans le Sud du Bassin de Paris. Une large communication existait par le Poitou avant la dénudation antécrotacée. Au Sud, à l'approche des Pyrénées, la série devient plus calcaire, légèrement biodétritique, avec Lituolidés.

## 2.3. Causses et Pyrénées orientales franco-espagnoles

Les calcaires argileux et biodétritiques à Lituolidés réapparaissent dans les Sierras marginales. Ensuite, du bassin de Tremp aux Grands Causses, le Kimméridgien supérieur est représenté par des calcaires laminés et des dolomies de plate-forme interne.

## 2.4. La plate-forme orientale

Elle a conquis la totalité du domaine jurassien dont l'organisation est remarquable : barrière avec constructions coralliennes sur l'île Crémieu et le Jura interne méridional surmontée de niveaux vadoses ; puis chenal en partie comblé par des laminites calcaires ou bitumineuses à plantes, vertébrés terrestres et poissons (Cerin, Armailles, Orbagnoux) et par des calcarénites à colonnes construites ; l'ensemble de ce remplissage est traversé par des niveaux supratidaux à oncolithes, cailloux noirs etc ... ; au-delà vers le NW, les "Calcaires et Marnes à Ptérocères" assurent la transition vers les "Marnes à Virgules" du Jura septentrional et de la Haute-Saône dont la succession et les faunes sont remarquablement proches de celles du Bassin parisien avec lequel existait une large communication.

## 2.5. La plate-forme provençale

Le Kimméridgien supérieur est calcaire à grain fin avec passées dolomitiques et passent ainsi progressivement vers le Sud aux dolomies néojurassiques noires, fétides. Au Nord, ces calcaires fins passent aux faciès dauphinois.

## 2.6. Le domaine alpin

### 2.6.1. Dans le bassin dauphinois-helvétique

Les alternances calcaires-marnes du Kimméridgien inférieur persistent à la base du Kimméridgien supérieur, mais l'essentiel est un faciès calcaire fin intégré à la barre tithonique. Ce faciès vient jusqu'à la limite actuelle des affleurements sur la bordure orientale du Massif central, sauf à l'entrée du golfe des Causses (Navacelles) où, comme en Provence, il passe aux faciès dolomitiques.

### 2.6.2. Zones alpines internes

Sur le haut-fond briançonnais continuation des faciès calcaires pélagiques fins ou nodu-

leux, mêlés d'influences néritiques dans les unités subbriançonnaises des Séolanes (Nappes de L'embrunais) et de la feuille de Larche.

Dans le domaine piémontais, les marbres reposant sur les radiolarites oxfordiennes sont attribués à l'ensemble Kimméridgien-Tithonique.

### 3. EPIROGENESE - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Le retour des détritiques dans la vasière des "Marnes à Virgules" correspond sans doute au lessivage des zones émergées et pourrait traduire des déformations épirogéniques.

Dans le bassin dauphinois des pentes persistent, marquées par des glissements synsédimentaires qui atteindront leur maximum au Tithonique-Berriasien.

### 4. PROBLEMES NON RESOLUS

Les principaux problèmes sont liés aux incertitudes de certaines datations dans le domaine pyrénéo-provençal et aussi le Jura central et méridional malgré la logique satisfaisante de la reconstitution ébauchée ci-dessus.

## PORTLANDIEN INFÉRIEUR

Coordonné par : Pierre DONZE.

### 1. REMARQUE LIMINAIRE

Dans le contexte du Jurassique supérieur, le Portlandien français dans son ensemble correspond à un régime de régression marine. Au Portlandien inférieur toutefois, la mer occupe encore de larges surfaces, dont le caractère franchement marin des dépôts est attesté par la vaste extension des ammonites du genre Gravesia. Cette tendance régressive s'accroît nettement au Portlandien supérieur pour atteindre son maximum dans le Berriasien inférieur. Il s'ensuit un important rétrécissement des surfaces occupées par les formations marines proprement dites, et d'autre part un développement corrélatif des formations de dessalure.

Deux cartes, l'une pour le Portlandien inférieur, l'autre pour le Portlandien supérieur mettent en évidence ces changements. Cependant la coupure n'est pas isochrone sur toute l'étendue de la carte : pour la Manche et le Boulonnais dont les affinités sont grandes avec le Dorset, ainsi que pour le Bassin de Paris, elle se place au-dessous du "Portland Sand", c'est-à-dire à la base du Portlandien au sens anglais (zone à Albani), alors que pour le reste de la France, il a paru commode de la situer au-dessus de la zone à Gravesia, c'est-à-dire plus bas stratigraphiquement.

Rappelons enfin que du point de vue chronostratigraphique, le terme "Tithonique" utilisé pour les faciès mésogéens est pratiquement l'équivalent du Portlandien dans son acception française.

### 2. LIMITES

Manche, Boulonnais, Bassin de Paris : des niveaux à Gravesia jusqu'à la zone à Albani ou équivalents probables.

Reste de la France : niveaux à Gravesia ou zone à Lithographicum.

### 3. AIRES DE SEDIMENTATION

### 3.1. Manche occidentale, Boulonnais, Bassin de Paris

En Manche ont été reconnus par sondage, au large du Cotentin et des côtes du Calvados, des argiles feuilletées et des "schistes carton" bitumeux à Virgatosphinctoides et Saccocoma, représentant jusqu'à la limite probablement tectonique proche du 50<sup>ème</sup> parallèle, le faciès "Oil shale" des sondages du Dorset. Dans le Boulonnais, ce sont des sables et des grès ("Grès de la Crèche"), surmontés par une formation argileuse à ammonites avec cordons phosphatés. En subsurface dans le Bassin de Paris, la série comporte typiquement une formation calcaire de base, puis des marmo-calcaires ou marnes surmontés par une nouvelle formation calcaire. Mais cette série n'est pas constante : elle évolue progressivement vers le NW par adjonction d'apports argileux et détritiques. Dans la partie nord-est du bassin, le schéma reste valable, mais avec une plus grande variété de sédiments, calcaires fins, bioclastiques, oolithiques ("Oolithe de Bure") et dolomitiques. Vers le SE du bassin, au contraire, le Portlandien ne comprend pratiquement que la formation inférieure calcaire à Gravesia. Il est probable qu'une érosion plus intense dans la région du seuil morvano-vosgien a découpé la partie supérieure de la série de part et d'autre du Morvan, et la série portlandienne toute entière sur le seuil lui-même.

### 3.2. Plate-forme aquitaine

Au Portlandien, la plate-forme aquitaine ne s'est pas comportée comme une aire homogène. Dès le Jurassique supérieur, des mouvements positifs du socle se manifestaient le long d'un axe orienté de la Gironde vers Montauban, région où dès le Portlandien inférieur on observe une lacune sédimentaire.

En Charente, on constate le développement des calcaires marins à Gravesia vers le NW, en direction du domaine atlantique, tandis que vers le SE prédominent les calcaires fins ou bioclastiques, avec quelques indices de régime récifal. Bien qu'on n'en ait pas de preuves directes, des communications avec le Bassin de Paris restent possibles à cette époque.

Au S s'individualisaient des aires subsidentes : bassin de Mirande, de l'Adour et de Parentis, ce dernier tendant à s'ouvrir vers l'W, en direction du domaine atlantique. Dans ces bassins, le faciès est relativement monotone, avec prépondérance des calcaires argileux à anchyspirocyclines. Vers l'E, le confinement se traduit par d'assez importants dépôts d'évaporites (bassin de Mirande). Par ailleurs, les mouvements épirogéniques fini-jurassiques accompagnés de migrations salifères génératrices d'une série de rides anticlinales provoquèrent par érosion l'ablation d'une importante partie des dépôts.

### 3.3. Bassin dauphinois et ses bordures

Au Portlandien inférieur, le bassin dauphinois, ouvert à l'E vers la mer alpine, était limité au N, à l'W et au S par les plates-formes jurassienne, languedocienne et provençale. En bordure de ces plates-formes un régime récifal tendait à s'établir, mais timidement.

Dans le bassin dominant les formations micritiques renfermant des ammonites et de nombreux Saccocoma. La régularité sédimentaire y fut souvent grandement perturbée par les turbidites amenant du matériel clastique néritique, par les glissements synsédimentaires et par les courants de fond provoquant la formation de chenaux d'érosion sous-marins. Au N, sur la plate-forme jurassienne, la série se caractérise schématiquement par une formation calcaire bioturbée ("calcaires à tubulures") surmontée par des dolomies en plaquettes. On note aussi, surtout dans le Jura méridional, d'autres lithofaciès, en particulier des calcaires à algues et des brèches à "cailloux noirs" qui, par simplification, n'ont pas été figurés sur la carte. A l'W, l'érosion n'a épargné que la région caussenarde, avec ses calcaires à Dasycladacées et anchyspirocyclines. Vers le S, au contraire les formations de plate-forme externe et interne se développent largement. Dans le Languedoc ce sont des calcaires à algues

avec anchyspirocyclines, et l'on peut admettre que des relations avec l'Aquitaine restaient possibles par delà la région toulousaine, et que d'autre part la mer se prolongeait par delà les Pyrénées actuelles jusque vers le bassin de Tresp. Quant à la plate-forme provençale, elle s'étendait très loin vers l'E, la région des Maures-Esterel jouant alors le rôle d'un môle immergé.

Au-delà de la faille de Catalogne, près de la côte, au S de Cerbère, des lambeaux de dolomie attribués au Portlandien pourraient être d'origine allochtone.

#### 3.4. Zones alpines internes

Dans le Briançonnais, le faciès reste généralement pélagique. Des influences néritiques peuvent se manifester localement dans le Subbriançonnais : Préalpes médianes, unités des Séolanes et de Salé.

Dans le domaine piémontais, on attribue au Kimméridgien-Tithonique les marbres supra-oxfordiens.

#### 3.5. Corse

- Autochtone. La couverture du massif ancien comporte au S de Corte des calcaires blancs avec apports néritiques resédimentés attribuables au Tithonique.

- Nappes. Des calcaires tithoniques pélagiques surmontent les radiolarites dans la nappe de Balagne et la nappe des schistes lustrés.

## P O R T L A N D I E N      S U P E R I E U R

Coordonné par : Pierre DONZE.

### 1. LIMITES

Manche, Boulonnais, Bassin de Paris : depuis la zone à Albani ou équivalents probables.

Reste de la France : au-dessus des niveaux à Gravesia ou de la zone à Lithographicum.

### 2. AIRES DE SEDIMENTATION

#### 2.1. Manche, Boulonnais, Bassin de Paris

En Manche occidentale et dans le Boulonnais, la sédimentation marine gréseuse, avec ammonites, persiste jusque vers la fin du Portlandien. Des indices d'émersion (Purbeckien) apparaissent au sommet de l'étage sous forme de quelques lits de calcaire à fossiles saumâtres ou d'eau douce.

Dans le Bassin de Paris, le Portlandien supérieur n'affleure qu'en bordure méridionale et dans le Pays de Bray. Par sondages, on a pu reconnaître à ce niveau des calcaires micritiques, bioclastiques, parfois oolithiques, avec faciès de dessalure, et intercalation de bancs d'anhydrite au centre du bassin. Vers le NW les sédiments deviennent plus argileux et se chargent en détritiques. Dans cette direction le bassin se rétrécit considérablement, coincé entre la plate-forme armoricaine et le massif "Londres-Brabant-Ardenne" émergés à cette époque.

#### 2.2. Plate-forme aquitaine

Au Portlandien supérieur les mouvements positifs du socle continuent à jouer le long de l'axe Gironde-Montauban, de telle sorte qu'à son tour, l'extrémité nord-ouest devient une zone de lacune sédimentaire ("Môle de la Gironde").

Au N, en Aquitaine, la sédimentation est alors variée : calcaires micritiques, bioclastiques et oolithiques, avec formations évaporitiques et niveaux de dessalure. Dans le Périgord et le Quercy le régime est supracotidal, avec laminites à fentes de dessiccation et marnes vertes.

Au S, les dépôts les plus franchement marins ne dépassent pas l'étage infracotidal. On les rencontre à l'W en direction du domaine atlantique, au débouché du bassin de Parentis, sous forme de biomicrite graveleuse, parfois oolithique. A l'arrière, sur une grande partie de l'Aquitaine, le confinement entraîne d'importants dépôts de dolomie. Dans les zones les plus confinées (bassins de l'Adour et de Mirande) s'y adjoignent des formations évaporitiques (dolomicrite et anhydrite), transformées localement en brèches par dissolution partielle ("Brèche de Garlin").

### 2. 3. Bassin dauphinois et ses bordures

Le dispositif paléogéographique est, dans ses grandes lignes, analogue à celui décrit pour le Portlandien inférieur. Mais ici l'accentuation de la régression marine jusque dans le Berriasien inférieur a comme conséquence l'apparition au N, dans le Jura, d'un important épisode de dessalure amenant des faciès dits "purbeckiens" par référence aux dépôts de faciès analogue de la presqu'île de Purbeck sur la côte du Dorset (mais qui, en réalité, débutent plus tard et affectent tout le Berriasien), tandis qu'au S, sur la plate-forme provençale, elle se manifestait seulement par un renforcement du faciès récifal, les faciès de dessalure n'y étant vraiment bien caractérisés qu'à partir du Berriasien supérieur. De ce point de vue, il n'y a donc pas symétrie entre les bordures septentrionale et méridionale du bassin dauphinois. Sur la plate-forme jurassienne la sédimentation est dans son ensemble très variée : calcaires micritiques, bioclastiques, oolithiques, calcaires argileux, argiles, calcaires dolomitiques, dolomies, anhydrite, calcaires à "cailloux noirs" et brèches diverses. Du point de vue paléogéographique on peut y mettre en évidence des zones isopiques montrant que le caractère continental des séries s'accroît du SE vers le NW. D'autre part, les très fortes réductions aux abords de la bordure occidentale du Jura, alors que les séries sont normales ou même dilatées en Bresse, indiquent que cette partie du Jura fonctionnait alors comme un môle en bordure du fossé bressan subsident.

Alors qu'au N du bassin dauphinois le régime récifal ne se développait que timidement ("récif" de l'Echaillon), il prenait au contraire une grande extension le long des bordures sud-ouest et sud, où s'édifiait une barrière presque continue, depuis les Alpes Maritimes jusqu'aux Cévennes. Les formations d'arrière-récif occupaient une vaste région, de la côte niçoise aux Causses et au Languedoc, se prolongeant peut-être jusqu'au bassin de Tresp. Le môle de la région des Maures-Esterel faisait sentir son influence, mais n'était probablement pas encore émergé.

Dans le bassin lui-même, la sédimentation du Tithonique inférieur se poursuit au Tithonique supérieur sous forme de micrites dans lesquelles apparaissent les Calpionelles, sédimentation localement perturbée, comme antérieurement, par des turbidites, les érosions et glissements sous-marins.

### 2. 4. Zones alpines internes - Corse

Les formations attribuées globalement au Malm ou au Tithonique couvrent aussi la partie supérieure de l'étage prouvée localement par des calpionelles.

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

par    R. ENAY

La paléogéographie du Jurassique supérieur ne s'organise pas autour d'un schéma unique ayant valeur de modèle valable pour l'ensemble du sous-système. Au domaine alpin qui ne sera pas réellement affecté par la régression fini-jurassique s'oppose tout l'avant-pays alpin dont la paléogéographie est marquée très tôt par l'évolution qui conduira à l'émersion générale du Purbeckien. En considérant l'ensemble de cette évolution on peut distinguer :

- les terres émergées et les zones évoluant vers une émersion précoce ;
- les domaines sédimentaires intracratoniques de l'avant-pays alpin ;
- le domaine alpin ou la marge continentale européenne.

Les cartes interprétatives des planches 37 à 42 permettent de suivre l'évolution de ces différents domaines.

1. LES TERRES EMERGÉES ET LES ZONES ÉVOLUANT VERS UNE ÉMERSION PRÉCOCE

Les seules terres émergées certaines - bien que leurs limites restent hypothétiques - sont la terre armoricaine et la terre ardenno-rhénane présentes pendant tout le Jurassique. Leur extension ne fera que grandir au cours du Jurassique supérieur et les indices d'émersion sont nombreux : en Normandie et en Boulonnais, apports détritiques répétés, localement à cailloux noirs ou végétaux, en milieu côtier ou estuarien ; intercalations à lignite ou débris de plantes ; paléosols et empreintes de vertébrés ; restes de dinosaures ...

Avant l'Oxfordien terminal il n'y a pas trace d'autres terres émergées. Les zones qui émergeront au cours du Jurassique supérieur étaient jusque là largement, sinon totalement submergées et intégrées aux aires sédimentaires : zones de sédimentation active de l'E du bassin parisien et zones stables à oolithes ferrugineuses et lacunes de l'Oxfordien inférieur, remplacées à l'Oxfordien moyen par des plates-formes carbonatées subsidentes. De nombreux arguments (faciès, épaisseurs et faunes) plaident en faveur d'une communication directe à travers le Massif central entre le Bassin de Paris et le bassin du Sud-Est par le fossé de la Loire.

Dès l'Oxfordien supérieur de nouvelles terres émergent. Encore revêtues de leur couverture sédimentaire elles ne peuvent fournir les décharges détritiques qui marquent les reprises d'érosion sur l'Ardenne ou le Massif armoricain. Cependant, à la fin de l'Oxfordien ou au début du Kimméridgien une nette tendance à l'émergence s'affirme avec le développement des milieux protégés ou confinés dans lesquels les influences continentales se multiplient : niveaux à lignite ou à plantes (Franche-Comté, Bourgogne, Poitou), et/ou à charophytes et fossiles d'eau douce (Jura bernois, Quercy, Périgord) ; brèches à cailloux noirs avec charophytes (Pyrénées). La répartition de ces indices correspond à une extension des terres déjà émergées, par exemple de la terre ardenno-rhénane vers l'Est (pour ceux du Jura septentrional et suisse), mais aussi à l'apparition de nouvelles terres émergées sur le Massif central, peut-être également sur les Vosges.

Ces terres émergées resteront séparées jusqu'à la fin de la mer à Gravesia du Portlandien inférieur : la répartition des espèces du genre implique de larges communications entre les bassins. Ensuite, elles vont confluer et isoler les différents bassins confinés purbeckiens et le bassin marin dauphinois.

## 2. LES DOMAINES SEDIMENTAIRES INTRACRATONIQUES DE L'AVANT-PAYS ALPIN

Sauf peut-être en Aquitaine - mais le schéma retenu repose sur des âges incertains - il n'y a pas une organisation type des domaines sédimentaires valable pour le Jurassique supérieur. Dans le cadre de la tendance à l'émergence amorcée dès l'Oxfordien supérieur se succèdent des séries de type "bassin" et des sédiments de plates-formes carbonatées ou, même, de milieu confiné, traduisant les variations de la subsidence et l'antagonisme entre l'enfoncement et le comblement par les apports sédimentaires.

L'Oxfordien inférieur - qui prolonge la paléogéographie callovienne - met particulièrement bien en évidence l'opposition entre, d'une part, un domaine stable sur le centre et le Sud-Ouest, coupé par le fossé de la Loire, isolant ainsi le bloc bourguignon ; d'autre part, un domaine à sédimentation marneuse relativement épaisse, enveloppant ces zones stables en un vaste arc de cercle, dans lequel apparaissent des zones à sédimentation plus active : golfe charentais, basse Seine, sillon lorrain et gouttière bressane. Les milieux correspondants sont toujours largement ouverts. Les formes benthiques sont même plus nombreuses et plus variées dans les faciès marneux ou marmo-calcaires de Normandie et de Lorraine que dans les oolithes ferrugineuses où les ammonites sont souvent largement dominantes. Ces faciès ne correspondent pas à des différences de profondeur importantes. Ils traduisent plutôt un comportement différent du substratum, stable pour les fonds à oolithes ferrugineuses, modérément subsident pour les fonds vaseux à huîtres et lamellibranches.

Cette large ouverture du milieu marin et la généralisation du faciès marneux (dès le Callovien) s'accompagnent d'une avancée vers le S des faunes à Cardioceras d'origine boréale qui se mêlent aux éléments mésogéens jusque sur la bordure méridionale du bassin dauphinois-helvétique.

A l'Oxfordien moyen, la rapide expansion des plates-formes carbonatées, à la fois sur les zones stables ou sur les zones de sédimentation active, résulte d'une homogénéisation de la subsidence et d'une diminution de la profondeur. L'épaisseur des dépôts des plates-formes carbonatées atteint ou dépasse 100 m (pour moins de deux zones d'ammonites) contrastant ainsi fortement avec celles, plus réduites (10-20 m) des faciès "bassin" à ammonites, souvent à spongiaires, localement à biohermes algaires. Ces éléments sont compatibles avec des valeurs de la subsidence comparables ou peu différentes, compensées dans les domaines de plates-formes carbonatées par une sédimentation active progradant en direction du bassin ; celui-ci maintient une bathymétrie à peine plus forte grâce au déficit de l'alimentation sur l'enfoncement.

Parallèlement à ces modifications de l'environnement, les faunes boréales font retraite et les faunes mésogéennes s'avancent largement vers le N ; les Périsphinctidés atteignent la Normandie

et le Sud de l'Angleterre où ils sont associés aux Cardiocératidés boréaux ; les formes plus strictement mésogéennes (Oppéliidés, Gregoryceras) ne dépassent pas l'éperon du Perche à l'W, la Lorraine à l'E.

Dans le Bassin de Paris, la réduction des plates-formes carbonatées puis leur disparition au cours de l'Oxfordien supérieur sont peut-être liées à la reprise des érosions et à l'afflux des détritiques grossiers ou fins, plus sûrement à l'installation progressive d'un milieu marin restreint par comblement résultant de l'excès de la sédimentation sur la subsidence. Il correspond aux nombreux faciès groupés sous le nom de "Calcaires à Astartes", à faune peu variée et riche en individus, dans lesquels sont généralement signalées les influences continentales déjà citées. A la fin de l'Oxfordien et au Kimméridgien les faciès marins marmeux proches des séries anglaises se localisent en Normandie et dans la basse Seine.

Cet "évènement" de l'Oxfordien supérieur se marque aussi, mais moins fortement, dans les autres plates-formes carbonatées qui se maintiennent jusqu'à la fin de l'Oxfordien ou du Kimméridgien inférieur ; autour de la plate-forme centrale et de son prolongement aquitano-pyrénéen subsiste un domaine marin ouvert reliant l'Aquitaine au bassin du Sud-Est par où sont arrivés les éléments sub-méditerranéens connus dans le Sud du Bassin de Paris.

Parallèlement et en relation avec cette évolution, au cours de l'Oxfordien supérieur, s'accroît la différenciation entre les faunes anglo-normandes à Ringsteadia subboréales et les faunes subméditerranéennes à Epipeltoceras, Idoceras connues maintenant jusque dans l'Yonne et le Berry.

Malgré la large extension de la "vasière à E. virgula" et de la "mer à Gravesia", le Kimméridgien supérieur et le Portlandien inférieur correspondent à une réduction des faciès marins ouverts : les faciès "bassin" sont limités au golfe sud-aquitain et au large de la basse Seine avec le faciès particulier des laminites bitumineuses des Kimmeridge-clays ; les dernières plates-formes ou barrières récifales se localisent au bord du talus limitant le bassin delphino-helvétique (Jura interne, bordures cévenole et provençale ...).

Dans ces milieux marins restreints, la faune dans son ensemble est peu variée, mais riche en individus dès que les conditions sont favorables. Les peuplements d'ammonites eux-mêmes sont épisodiques, associant des formes adaptées à ces milieux particuliers et des éléments extérieurs, souvent d'origine mésogéenne.

Dès la fin de la "mer à Gravesia", le confinement s'accroît refoulant les dernières faunes marines vers le Boulonnais et l'Angleterre, jusqu'à l'émersion purbeckienne.

### 3. LE DOMAINE ALPIN OU LA MARGE CONTINENTALE EUROPEENNE

Seul domaine marin permanent au Jurassique, le dispositif géosynclinal alpin associe des zones cratoniques différenciées au cours du Jurassique inférieur et moyen au dépens de la marge sud-est du craton européen et un domaine océanique apparu au Jurassique moyen.

Le domaine dauphinois et helvétique, plus proche des sources de matériel, reçoit une sédimentation abondante qui compense une subsidence active. Les séries du Jurassique supérieur, peu différenciées géographiquement, sauf à l'approche de quelques bordures, montrent une dérive générale des marnes vers les calcaires. Le contrôle tectonique de la sédimentation, combiné aux modifications dans le régime des apports, en particulier argileux, se marque par la disposition rythmique des séries ; à trois reprises des niveaux plus calcaires apparaissent qui sont l'écho d'évènements majeurs dans l'histoire des domaines intracratoniques retracée ci-avant : "ressaut argovien" synchrone de l'expansion des plates-formes carbonatées et des reprises de sédimentation (ex transgression) "argovienne" ; barre "rauracienne" contemporaine de la tendance émergitive de l'Oxfordien supérieur ; barre tithonique qui termine ici la série jurassique. Ces trois phases calcaires sont télescopées en une seule dans les séries calcaires pélagiques réduites briançonnaises et piémontaises.

L'ampleur et la relative monotonie des séries n'arrivent pas à masquer totalement la structuration du bassin héritée en partie des périodes antérieures. Sur les bordures, et aussi dans le bassin, des pentes subsistent, plus ou moins accusées suivant les époques, marquées par des lacunes ou des niveaux noduleux réduits, de type Ammonitico-rosso, des structures de glissements, des turbidites ...

Leur localisation au cours du Jurassique supérieur semble indiquer une légère avancée progradante des bordures vers le bassin.

L'évolution de la marge cratonique et du domaine océanique est plus simple à retracer. Le "haut-fond" briançonnais, pourvoyeur de détritiques jusqu'à l'Oxfordien inférieur, s'efface après la reprise de sédimentation de l'Oxfordien moyen qui amorce sa submersion progressive. La marge cratonique du Piémontais externe et le domaine océanique liguro-piémontais sont déjà largement submergés. Dans la succession "atlantique" (ou téthysienne) : schistes noirs, radiolarites, calcaires pélagiques, les radiolarites sont la marque d'un milieu profond ou leptogéosynclinal, mais l'évolution des argiles vers les calcaires retrouve celles du bassin dauphinois et des aires intracratoniques.

## CONCLUSION

Dans cette évolution paléogéographique des grands domaines sédimentaires, malgré les différences liées aux facteurs locaux ou régionaux, nous retrouvons une même évolution générale des faciès et des séries. Les grandes phases de sédimentation terrigène ou carbonatée restent reconnaissables dans des environnements aussi différents que les milieux de haute énergie des plates-formes carbonatées ou les séries leptogéosynclinales piémontaises. Les environnements et les différences de bathymétrie correspondants sont liés à l'évolution des bassins qui oppose enfoncement et ouverture, d'une part, apports sédimentaires et comblement, d'autre part.

Le contrôle tectonique de la sédimentation est un des facteurs de cet antagonisme. Ainsi, de la bordure cévenole au Jura interne, une zone mobile sépare jusqu'à la fin du Jurassique (et au-delà) le domaine alpin des bassins sédimentaires intracratoniques. De part et d'autre, coexistent des zones stables avec lacunes ou à sédimentation réduite et des zones subsidentes à séries épaisses séparées par des flexures ou des failles actives. L'enfoncement excède toujours l'apport sédimentaire et les conditions restent jusqu'à la fin celles d'un bassin marin ouvert dans le domaine alpin, même dans le bassin dauphinois où les séries sont les plus épaisses, tandis que le domaine extra-alpin évolue irrémédiablement vers l'émersion.

Le flux sédimentaire, tant en volume qu'en nature, est contrôlé pour l'essentiel par des facteurs extérieurs aux bassins. Les phases de sédimentation carbonatée coïncident avec l'expansion vers le N des influences mésogéennes (Oxfordien moyen) ou avec une limitation des possibilités d'échange et de communication entre domaine boréal et domaine mésogéen (Oxfordien terminal, Tithonique supérieur). Cependant, la réciproque n'est pas vraie : si la généralisation de la sédimentation argileuse à l'Oxfordien inférieur (en fait dès le Callovien moyen) paraît bien résulter de la large ouverture du domaine marin aux influences boréales prouvées par les faunes, le retour des argiles et les décharges détritiques grossières de l'Oxfordien supérieur ne s'accompagne pas d'une nouvelle avancée boréale après l'expansion des plates-formes carbonatées et des formes mésogéennes à l'Oxfordien moyen ; l'Oxfordien supérieur débute par une véritable reprise d'érosion avec destruction de la sole forestière en condition rhexistasique momentanée. Très vite, sauf dans le bassin anglo-normand et malgré l'épisode des "Marnes à Virgules", la sédimentation reprend son cours normal en direction des calcaires dont le développement pourrait s'expliquer par une extension de la pédogenèse forestière sur des territoires émergés de plus en plus vastes. La sédimentation calcaire finira par envahir le Sud de l'Angleterre au Portlandien supérieur quand sera coupée la communication avec le bassin boréal de la Mer du Nord.

## CONCLUSIONS

L'histoire sédimentaire des bassins jurassiques retracée en conclusion de chaque sous-système conduit à des considérations générales sur l'évolution de la France au Jurassique.

L'influence structurale du bâti hercynien apparaît tout au long du Jurassique. Les domaines sédimentaires et paléogéographiques sont limités par des accidents profonds ou des flexures liées à ces accidents profonds hérités de l'Hercynien.

Trois directions structurales majeures contrôlent le jeu plus ou moins subsident des blocs ou panneaux mobiles délimités par des accidents tardi-hercyniens : structures SW-NE (N 30 à N 50) ; structures NW-SE (N 120 à N 150) et structures N-S (N 340 à N 20).

L'évolution des séries jurassiques correspond à la succession de phases d'ouverture et de périodes ou s'accélère la tendance à la fermeture ou au comblement par excès de l'apport sédimentaire sur l'enfoncement. La tendance à l'ouverture domine pendant l'expansion liasique ; après l'étalement des mers du Jurassique moyen, la tendance à la fermeture va croître au cours du Jurassique supérieur jusqu'à l'émersion purbeckienne.

Cette évolution traduit une extension reliée à la mobilisation de la marge cratonique européenne dont l'évolution au cours du Jurassique est celle d'une marge passive de type atlantique. Cette extension a lieu dans le cadre de la distension généralisée du craton européen liée à l'ouverture téthysienne.

Enfin, au terme de cette "Synthèse paléogéographique du Jurassique en France" s'impose la permanence de certains traits paléogéographiques et structuraux qui relient, au travers du Jurassique, l'héritage hercynien et le devenir tertiaire : zones stables, émergées ou non, sur les futurs massifs anciens ; voies de communication à l'emplacement des futurs fossés et bassins oligocènes du Massif central.



## SELECTION BIBLIOGRAPHIQUE

Cette sélection est limitée à des études régionales, récentes pour la plupart, renfermant une importante bibliographie. D'autres sources de référence sont fournies par les Guides géologiques régionaux et les comptes-rendus des Colloques sur le Lias (1960), le Jurassique (1962 et 1967), la limite Jurassique-Crétacé (1973).

- ARTRU P. (1972) - Les Terres noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon, n° 89, 173 p., 75 text. fig., 12 tabl., pl. I-VIII.
- BAUDRIMONT A. F. & DUBOIS P. (1977) - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. Bull. Centr. Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine, Pau, vol. 1, n° 1, p. 261-308, 24 text. fig., 1 tabl.
- BEAUDOIN B. (1972) - Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des Chafnes subalpines méridionales. Thèse Dr. -Ing. Univ. Caen, 144 p., 30 text. fig., pl. I-XX.
- BONTE A. (1941) - Contribution à l'étude du Jurassique de la bordure septentrionale du Bassin de Paris. Bull. Serv. Carte géol. France, Paris, n° 205, t. XLII, 440 p., 67 text. fig., 4 tabl. h. t., pl. I-XII.
- BOUROULLEC J. & DELOFFRE R. (1973) - Caractérisation sédimentologique et évolution des domaines marins du Jurassique au Tertiaire, en Aquitaine méridionale. Bull. Soc. géol. France, Paris, sér. 7, t. XV, n° 1, p. 13-21, 3 text. fig.
- B. R. G. M., ELF-Re, ESSO-REP & S. N. P. A. (1974) - Géologie du bassin d'Aquitaine. B. R. G. M. édit., Paris, 27 pl., 1 carte, 1 tabl.
- CONTINI D. (1970) - L'Aalénien et le Bajocien du Jura Franc-Comtois. Ann. Sci. Univ. Besançon, 3ème sér., Géol., fasc. 11, 204 p., 56 text. fig.

- CHENET P. Y. (1978) - La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier (Alpes occidentales françaises). Thèse Ecole Nat. Sup. Mines Paris, 385 p., 39 text. fig., 3 tabl., pl. I-IV, 39 text. fig. annexes.
- DALBIEZ F. & SERONIE-VIVIEN R. M. (1956) - Contribution à l'étude stratigraphique du Jurassique nord-aquitain. P. V. Soc. linnéenne Bordeaux, vol. 96, p. 1-42, 5 text. fig.
- DELFAUD J. (1970) - Résumé d'une recherche sur la dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Actes Soc. linnéenne Bordeaux, vol. spéc., p. 1-147, 56 text. fig.
- DONZE P. (1958) - Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la "fosse vocontienne" (Massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands Causses, Provence, Alpes-Maritimes). Trav. Lab. Géol. Lyon, N. S., n° 3, 221 p., 32 text. fig., 6 pl.
- ELMI S. (1967) - Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 19, fasc. 1-3, 845 p., 206 text. fig., 17 pl.
- ENAY R. (1966) - L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Etude stratigraphique. Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, fasc. VIII, t. I, p. 1-323, text. fig. 1-90 ; t. II, p. 331-624, text. fig. 91-178, pl. 1-40.
- FISCHER J. C. (1969) - Géologie, Paléontologie et Paléoécologie du Bathonien au Sud-Ouest du Massif ardennais. Mus. Nat. Hist. nat. Paris, N. S., sér. C, t. XX, 319 p., 73 text. fig., 9 tabl., pl. I-XXI.
- GABILLY J. (1976) - Le Toarcien à Thouars et dans le Centre-Ouest de la France. Biostratigraphie-Evolution de la faune (Harporceratinae, Hildoceratinae) in Publ. Comité français Stratigraphie : Les stratotypes français. Edit. C. N. R. S., Paris, vol. 3, 217 p., 52 text. fig., 29 pl.
- MERCIER D. (1977) - Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologie. Thèse 3ème Cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, inédit, 351 p., 51 text. fig., 5 tabl., pl. 1-20, pl. I-V.
- MANGOLD C. (1970) - Stratigraphie des étages Bathonien et Callovien du Jura méridional - Les Perisphinctidae (Ammonitina) du Jura méridional au Bathonien et au Callovien. Thèse Univ. Claude-Bernard, Lyon, n° 718 et Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 41, fasc. 1, 376 p., 119 text. fig. ; fasc. 2, 246 p., 160 text. fig., 16 pl.
- MOUTERDE R. (1953) - Etudes sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français. Bull. Carte géol. France, Paris, n° 236, t. L (1952), p. 63-510, 40 text. fig., tabl. A-D, pl. 1-10, tabl. E-G h. t., pl. 11-14 h. t.
- PEYBERNES B. (1976) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse Univ. Toulouse, 459 p., 149 text. fig., pl. I-XLII.
- TEMPIER C. (1972) - Les faciès calcaires du Jurassique provençal. Trav. Lab. Sc. Terre, C. N. R. S. n° A. O. 6324, Saint-Jérôme, Marseille, sér. B, n° 4, 361 p., 102 text. fig., 77 pl. h. t.

## LISTE DES CARTES

- 1 - Carte de faciès de l'Hettangien
- 2 - Carte de faciès du Sinémurien inférieur
- 3 - Carte de faciès du Sinémurien supérieur (= Lotharingien)
- 4 - Carte de faciès du Pliensbachien inférieur (= Carixien)
- 5 - Carte de faciès du Pliensbachien supérieur (= Domérien)
- 6 - Carte de faciès du Toarcien inférieur et moyen
- 7 - Carte de faciès du Toarcien supérieur
- 8- 9 - Cartes interprétatives de l'Hettangien
- 10-11 - Cartes interprétatives du Sinémurien
- 12-14 - Cartes interprétatives du Pliensbachien
- 15-16 - Cartes interprétatives du Toarcien
- 17 - Carte de faciès de l'Aalénien
- 18 - Carte de faciès du Bajocien inférieur et moyen
- 19 - Carte de faciès du Bajocien supérieur
- 20 - Carte de faciès du Bathonien inférieur et moyen
- 21 - Carte de faciès du Bathonien supérieur
- 22 - Carte de faciès du Callovien inférieur
- 23 - Carte de faciès du Callovien moyen
- 24 - Carte de faciès du Callovien supérieur
- 25 - Carte interprétative de l'Aalénien
- 26-27 - Cartes interprétatives du Bajocien moyen et du Bajocien supérieur
- 28-29 - Cartes interprétatives du Bathonien inférieur et du Callovien inférieur
- 30 - Carte de faciès de l'Oxfordien inférieur et moyen (pars)
- 31 - Carte de faciès de l'Oxfordien moyen

- 32 - Carte de faciès de l'Oxfordien supérieur
- 33 - Carte de faciès de l'Oxfordien terminal et du Kimméridgien inférieur
- 34 - Carte de faciès du Kimméridgien supérieur
- 35 - Carte de faciès du Portlandien inférieur
- 36 - Carte de faciès du Portlandien supérieur
- 37-38 - Cartes interprétatives de l'Oxfordien inférieur et de l'Oxfordien moyen
- 39-40 - Cartes interprétatives de l'Oxfordien supérieur et de l'Oxfordien terminal-Kimméridgien inférieur
- 41-42 - Cartes interprétatives du Kimméridgien supérieur et du Portlandien supérieur

## T A B L E   D E S   M A T I E R E S

- AVANT-PROPOS .....	1
- INTRODUCTION .....	5
- ETAGES ET ZONES D'AMMONITES .....	7
- JURASSIQUE INFÉRIEUR OU LIAS .....	11
. Hettangien .....	12
. Sinémurien inférieur .....	16
. Sinémurien supérieur (= Lotharingien) .....	19
. Pliensbachien inférieur (= Carixien) .....	22
. Pliensbachien supérieur (= Domérien) .....	25
. Toarcien .....	28
. Evolution paléogéographique du Lias .....	32
- JURASSIQUE MOYEN .....	36
. Aalénien .....	37
. Bajocien inférieur et moyen .....	41
. Bajocien supérieur .....	45
. Bathonien inférieur et moyen .....	49
. Bathonien supérieur .....	52
. Bathonien terminal - Callovien inférieur p. p. ....	55
. Callovien moyen .....	59
. Callovien supérieur .....	62
. Evolution paléogéographique du Jurassique moyen .....	66
- JURASSIQUE SUPÉRIEUR .....	71
. Oxfordien inférieur et moyen (pars) .....	72
. Oxfordien moyen .....	76
. Oxfordien supérieur (pars) .....	80
. Kimméridgien inférieur (et Oxfordien terminal) .....	84
. Kimméridgien supérieur .....	88
. Portlandien inférieur .....	91
. Portlandien supérieur .....	94
. Evolution paléogéographique du Jurassique supérieur .....	96

- CONCLUSIONS .....	100
- SELECTION BIBLIOGRAPHIQUE .....	101
- LISTE DES CARTES .....	103

PALAEOGEOGRAPHICAL SYNTHESIS

OF

JURASSIC OF FRANCE

by

The French Research Group on the Jurassic

---

R. ENAY, Chairman and C. MANGOLD, Secretary

E. CARIOU, D. CONTINI, S. DEBRAND-PASSARD,  
P. DONZE, J. GABILLY, A. LEFAVRAIS-RAYMOND,  
R. MOUTERDE, J. THIERRY, Coordinators.



## P R E F A C E

This palaeogeographic synthesis of the Jurassic in France is the outcome of a project planned as far back as 1968, the date when the Group was formed. The idea of it was launched by P.L. MAUBEUGE as early as the first meeting. The first Sinemurian and Aalenian model was presented in 1972 but only in 1975 was the project really started.

As years went by, the project, first vague came to maturity as it was faced with a variety of problems. All difficulties were not overcome and in any case, many could not have been in the present state of knowledge. In spite of the character specific to each coordinator or working team appointed to the making up of a map or to the study of a stage, it expresses a doctrine common to all the persons who actively participated in the project. This common doctrine was edified about three major directing lines.

The first one is priority given to the chronological imperative (1). Thus, the first achievement of the Group "Les zones du Jurassique en France", meant for non-specialists who are often confused by the large number of zones and zonations in existence and tempted to fall back upon classical but out-of-date zones (e. g. the famous Per. achilles Zone), directly prepared the palaeogeographic synthesis here considered.

This synthesis is also the outcome of stratigraphic researches and works carried out over last 15 or 20 years, on outcropping Jurassic successions, though reputed well known. These regional up-to-date discoveries, well situated in a chronology of reference that they contributed to improve, constitute a good framework round which the facies maps were built.

In this scope, the connection between outcrops and bore-hole data constituted the main difficulties and this is where most of the unsolved problems referred to in the map comments were met with. The reason for this is not only the connection with insufficient or out-of-date chronology of the outcropping zones of reference, but mainly the distance separating the data concerning the successions met in boreholes (especially when they were not to goal that was being aimed at) compared to data now available for outcropping successions.

(1) Several coordinators went on the field to check questionable or approximately dated successions.

The second line was the making up of a sufficient number of maps so as to avoid the masking effect due to divisions that are too large. It is only the concatenation of successive maps corresponding to limited periods that can show an evolution in the sedimentary environments.

Beyond the good concatenation of palaeogeographies thus obtained, a fine chronology reduces, although it does not totally suppress, the difficulty of representing on a plane surface a cross-section of time and of sediments, as well as its lateral and vertical variations. The maps here represented are an answer to this problem. Thus did we deliberately decide not to limit ourselves so-called sensitive periods arbitrarily considered as significative.

This research shows its proper limits : the reliability of the correlations on this side of a certain interval of time. Concerning the Jurassic in France, due to insufficient chronology in certain outcropping areas as well as in bore-holes, it is not possible to go reasonably beyond the 22 maps here presented. For 11 stages and over 60 zones, an average of 2 maps per stage or one map for three zones, is obtained, viz. one map for 1 to 1,5 MY.

These maps correspond to units as isochronous as possible within the limit of possible correlations ; however, they do not necessarily coincide with the divisions of the stages into sub-stages, zones or groups of zones. Those intervals are included between markers (discontinuities, major lithologic changes) corresponding to important palaeogeographic modifications recognizable over broad areas.

The third line of research was directed by a wish first to make up the facies maps and then clearly to separate facies maps from interpretative maps. Rather than systematically applying a more or less suitable theoretic model for each map and the portion of time it represents, we first applied ourselves to the representation of the geological matter.

Interpretative maps are also included because they are directly issued from the facies maps and because it was incumbent on us to make use of the basis work ; however, these maps are not considered as the most important contribution to the synthesis.

According to this doctrine, the palaeogeographic synthesis of the Jurassic in France is a collective work that collects together under the same chronology the most recent results acquired on the outcropping zones and on the frequently re-interpreted subsurface data for the whole Jurassic in France and in some neighbouring areas (Luxemburg, the Spanish Pyrenees...).

The bringing together and the effort for co-ordinating the data acquired in various areas, frequently independently or in different ways and through different methods, lead to a new vision of the Jurassic sedimentary provinces, often quite different from the one imposed by the present-day disposition of the large sedimentary basins, e. g. for the Paris Basin or the extension of the Jurassic seas over the once nearly totally non-existent Massif Central.

The concatenation of the successive maps for close periods of time brings out the evolution of those Jurassic sedimentary provinces : succession of subsident phases, either continuous or interrupted by more or less generalized periods of hiatus and, mainly, differential subsidence showing, through the ages, the constancy of the still visible structural features.

This restatement of our knowledge also shows the difficulties or the uncertainties of some correlations or interpretations, as well as the necessity for further research and the orientation that it should be given.

The synthesis necessarily rests on many ancient or recent works which cannot be all quoted. Some regional monographs in which all the references can be found are enumerated in the Bibliography.

Amongst the documents consulted "Géologie du Bassin d'Aquitaine" the Atlas which is the first important basin synthesis achieved in France from bore-hole data should be ranked apart. We frequently referred to it and every time we needed to consult or check certain data, the best reception was given to us by Oil Companies. Thus is it with great pleasure that we thank P. DUBOIS (S.N.E.A. - P) et R.M. SERONIE-VIVIEN (Esso) as well as their collaborators for their contribution.

A real collaboration also exists with the B.R.G.M. concerning the outstanding synthesis of the Paris Basin. If the French Group of Study of the Jurassic profited by irreplaceable data about the subsurface geology of the basin, the Group also brought an essential contribution, mainly on the question of connections between subsurface and outcropping areas for some stages. Our sincere thanks go to M. MEGNIEN, the coordinator for the synthesis of the Paris Basin.

In spite of an interpenetration in their preparation, there is no useless repetition between the palaeogeographic synthesis of the Jurassic in France and the synthesis of the Paris Basin or the synthesis of the Aquitaine Basin. Limited to a single basin, these syntheses embrace the whole post-Palaeozoic series and the time scale is thus necessarily larger than the one adopted for the synthesis of the Jurassic only. The palaeogeographic synthesis of the Jurassic in France covers all the sedimentary basins of the country and the time scale chosen is much finer than the one imposed by bore-hole date. Thus are these two approaches to the basin history complementary.

The palaeogeographic synthesis of the Jurassic in France is also the work of all the persons who brought data or help throughout its preparation. This work could not have been achieved without the participation of :

M. ARNAUD (Provence), F. ATROPS (South-East), J.P. AUFFRET (Manche), J.C. BARFETY (Alps), B. BEAUDOIN (Subalpine Chains), P. BERNIER (Jura), Y. BODEUR (Causses, Cévennes), A. BONTE (Boulonnais), E. CARICU (Poitou), D. CONTINI (Haute-Saône, Jura), L. COUREL (Burgundy), G. DARDEAU (Alpes-Maritimes), J. DEBELMAS (Alpes), S. DEBRAND-PASSARD (Berry and Paris Basin), J. DELANCE (Nivernais), J. DELFAUD (Aquitaine, Pyrénées), R. DELOFFRE (Aquitaine), L. DEMASSIEUX (Lorraine), P. DONZE (Jura), P. DUBOIS (Aquitaine), M. DURAND-DELGA (Corbières), S. ELMI (Lyonnais, Ardèche), R. ENAY (Jura), G. FILY (Normandy), J. CABILLY (Poitou), J. GUYADER (Manche), P. HANTZPERGUE (Charentes), E. JAUTEE (Castellane area), C. KERKHOVE (Alps), C. LARSONNEUR (Manche), B. LAURIN (Ardennes), A. LEFAVRAIS-RAYMOND (Paris Basin, Quercy, Périgord), M. LEMOINE (Inner Alps, Corsica), J. LORENZ (Berry), G. MALMOUSTIER (Aquitaine), C. MANGOLD (Jura), D. MARCHAND (Burgundy), S. MEGELINK-ASSENAT (Aquitaine), J.C. MENOT (Burgundy), C. MONLEAU (Provence), R. MOUTERDE (South-East, Paris Basin), B. PEYBERNES (Pyrenees), M. RIOULT (Normandy), M. ROUX (Castellane area), R.M. SERONIE-VIVIEN (Aquitaine, Rhône Valley), C. TEMPIER (Provence), J. THIERRY (Burgundy), H. TINTANT (Burgundy).

The essential role of the coordinators and of their immediate collaborators who had the hard duty of looking for information soliciting participants and coordinating the date obtained, should be emphasized. Among them, C. MANGOLD, secretary of the Group, merits a special mention for the help he brought me for the general coordination of the project.

Concerning the material achievement, the staff of the Department of Earth Sciences of the Claude Bernard University was made use of, particularly J.P. BOURSEAU, lecturer, Miss D. BARBE, secretary, for the preparation of the maps and the typewriting, A. DUIVON, draughtsman, who realized the whole drawing before printing, the staff of the "offset printing" departement, Mrs ARMAND, Mrs GUIRAUD and Mrs LE HEGARAT.

The texts were translated by F. VITRY who also participated in making fair copies of the Liassic maps.

In spite of the many efforts it stands for, this first attempt is very imperfect. It has the merit of emphasizing the weak points of our present knowledge, with the hope that rapid progress will lead to an improved second edition.

R. ENAY, the President of the French Group  
of Study of the Jurassic.

## INTRODUCTION

The 22 maps, drawn for the 11 stages of the Jurassic, constitute the essential documents of this synthesis. Their object is to give the most complete representation possible of the facies known in each region for each interval. Besides the conventions adopted to represent the main types of successions (alternations, superpositions) it was necessary to "generalize" some successions, the disposition of which is - or appears - anarchic. This simplification in the figures is, at least partly, compensated by the comments accompanying those maps and providing complementary explanations or necessary shades of meaning.

The facies or zones of facies in areas of complex structure, or in areas in which different and sometimes divergent structural interpretations were, are represented on their actual emplacement : the Alps and Corsica, the southern slope of the central Pyrenees. In the Alps in particular, where the facies sometimes quickly change, it was not possible, due to the small scale, to represent all the different units. However, the maps are very legible for the external zones including the imbricate structures and the "nappes" of Digne the original palaeogeographic position of which clearly appears on the facies maps. In the internal zones, a schematic representation of the large tectono-sedimentary provinces (Subbriançonnais, Briançonnais, Piémontais) was made necessary by the scale of the maps and by the still succinct, and frequently doubtful, divisions of the stratigraphic series.

In order to separate facts from hypothesis and interpretations, a distinction has been made between the zones of stratigraphic break proved by the presence of a top that limits the period of depositional hiatuses or of erosion, and the zones of denudation due to latest-Jurassic or post Jurassic erosions that removed part of the original Jurassic cover. The facies maps bring strong presumptions that the Vosges, Morvan and the major part of the Massif Central were totally under water when the Jurassic seas reached their maximum expansion (Middle Lias to Middle Oxfordian) ; the absence of Jurassic sediments on these massifs is due to a succession of erosional phases that started in the Upper Jurassic. The coordinators have also been unanimous to consider the Toulouse Mole (or craton), southern border of the Tremp Basin, as zones of denudation. Further E (Gulf of Lions), offshore bore-holes also showed the absence of Mesozoic deposits ; the presence of a southern swell however seems better established due to the permanence throughout the Jurassic of a more or less well preserved "closure" between Languedoc and Provence.

Consequently, the possible or probable communications that existed between the sedimentary basins through the ancient massifs, which frequently appear as Jurassic emerged areas due to

an present-day disposition dating from the Tertiary, have been represented on the interpretative maps by going beyond the present limits of outcrops. From the maximum extension of the Liassic transgression, and if one leaves aside the southern swell, only two emerged areas subsist : the Armorican Land and the Ardenno-Rhenish Land. Only in the Upper Jurassic will the emerged areas extend again. Except for the transgressive Liassic phase, the limits of the emerged lands are hypothetical and their purpose is only to suggest the existence of more or less extensive lands.

Still concerning the interpretative maps, it was found impossible to use a simple diagram in which only four types of depositional environnement are distinguished for the whole Jurassic (basin or deep sea ; external shelf or shallow marine ; barrier or middle shelf or littoral ; internal shelf, tidal flats or lagoon).

Thus another more appropriate diagram has adopted. In the Jurassic, only continental and epicontinental environments occurred in France, except in the Alps where an oceanic basin, the preserved parts of which represent thrust units of a more internal origin, appeared in the Middle Jurassic. The epicontinental environment, which is the most widespread one was subdivided in two groups :

- cratonic basins with an argillaceous, pelitic or calcareous sedimentation ;
- calcareous shelves, frequently of wide extension. An attempt was made at reconstructing their geography, from the sediment characteristics.

Information obtained from faunal studies first allow distinguishing open marine environments with nectonic fossils from protected and confined environments. Lithology alone does not allow an accurate definition of bathymetry but it seemed useful to distinguish low-energy environments from high-energy environments. In low-energy environments a separate group corresponds to the marls of the muddy depositional environment containing oysters and ammonite beds. The deposits of high-energy environments are not systematically interpreted as "barriers" ; they sometimes form a shallow barrier separating an external shelf from an internal one but they also often occupy wide areas without constituting any barrier. In a few other cases, the change from an open environment into a protected environment occurs by hydrodynamic confinement without interposition of a barrier.

As every "model", this diagram only imperfectly represents the diversity of the palaeogeographic situations and the environmental evolutions in the Jurassic. It was adopted in spite of its imperfections, pending sufficient improvement in the palaeoecologic knowledge in the Jurassic, so as to define real bathymetric stages such as supra-, medio-, infra- and circa-littoral.

The plan here agreed to, first recalls the Jurassic Zones of France used for this Synthesis. Then the comments on the facies maps keep to the threefold division of the Jurassic which fairly well marks the stages of the Jurassic Cycle :

- the steps of transgression and of marine expansion in the Lias ;
- the development of calcareous shelves and the differentiation of sedimentary areas in the Middle Jurassic ;
- the resuming of calcareous shelves and the regression steps in the Upper Jurassic.

For each sub-system, a short introduction precedes the comments on the facies maps ; conclusions, based on the interpretative maps, bring out the main outlines of the palaeogeographic evolution.

S T A G E S     A N D     A M M O N I T E     Z O N E S     O F  
  
T H E     J U R A S S I C     I N     F R A N C E (1)

The successions of zones in the stages of the Jurassic in France grouped into sub-systems are given so as to help the reader to situate the facies maps, as well as the events shown or referred to in the comments. The maps do not necessarily coincide either with the stage boundaries or with those of its subdivisions (sub-stages, groups of zones, zones). The position of the markers, chosen with respect to the biochronologic scale of reference, is specified for each map.

This scale is for the most part based on "Les zones du Jurassique en France" elaborated by the "Groupe français d'Etude du Jurassique" and published in the "Compte rendu sommaire" of the "Société géologique de France" in 1971. A few modifications, taking into account the most important results obtained in recent years in France and abroad, have been considered :

- A Birchi (or Turneri) zone at the top of the Sinemurian and the new index proposed by J. Gabilly for the genus zones of the Toarcian are introduced in the Lias.
- The Retrocostatum zone covers all the Submediterranean Upper Bathonian in the Middle Jurassic.
- The new zones and index of the Oxfordian and of the Portlandian of the Subboreal Province are based on recent revisions of the English series of reference in the Upper Jurassic.

The lower rank divisions, sub-zones and horizons, that represent the dynamic, "unfixed" part of the biostratigraphic research, are not quoted here. For the sub-zones quoted in this Synthesis, refer to the "Zones du Jurassique En France" (1971).

(1) The zonation tables are placed in the French part, p. 8 - 10.

## LOWER JURASSIC = LIAS

This sub-system corresponds to a marine transgression coming from the east (the Alpine and Souabe Basin) and covering the old levelled Massif Central and Armorican Massif. The Ardennes, however, the relief of which was still important, remained emerged.

In the Trias, a first marine transgression developed on the old Hercynian continent. After the deposition of evaporitic sediments in the Keuper, another transgressive phase in the Rhetian corresponded to the deposition of sand and lime frequently overlain by argillaceous rocks (Levallois Marls). For many years, up to 1960, the French geologists considered the Rhetian to represent the basal part of the Lias.

The Liassic transgression itself is marked by deposition of marly and thin clastic sediments ; limestone was subordinate and became predominant only in the Middle and Upper Jurassic. This transgressive phase is not continuous and regular but it appears as a succession of smaller phases corresponding to each stage and separated by discontinuities, the imprints of which are always clearly marked on the basin borders.

The seven following facies maps and the interpretative maps will illustrate the evolution of sedimentation in the Liassic stages, namely the Hettangian, the Lower and the Upper Sinemurian, the Pliensbachian (Carixian + Domerian) and the Lower and Upper Toarcien.

## H E T T A N G I A N

Coordinated by : René MOUTERDE.

With the collaboration of : A. LEFAVRAIS-RAYMOND, S. ELMI, M. RIOULT  
and H. TINTANT.

### 1. BOUNDARIES

The Hettangian lower boundary corresponds to the beginning of the Liassic transgression. It generally marks an important change in facies in the centre of the Paris Basin as well as in the Alps and in Aquitaine.

The Rhetian clastic deposits are well dated by Rhaetavicula contorta in the centre of the Paris Basin and in the east and SE parts of the country they are overlain by limestones and marly limestones containing Psiloceras. In other areas where Psiloceras were absent, the Rhetian-Hettangian boundary is only lithologic and, therefore, not necessarily isochronous.

The Hettangian upper boundary is generally defined from paleontologic data and corresponds to the last appearance of Schlotheimia s.s. which are replaced by Arietidae. But lithologic changes also occurred, the Hettangian limestones being much less bioclastic than the Sinemurian ones and containing very few gryphaeas. The Hettangian upper boundary also commonly shows surfaces of unconformity with perforations and erosional surfaces.

However the Hettangian upper boundary has been placed at the top of the main evaporitic series that occur on the west border of the Paris Basin and in the Basin of Aquitaine (although evaporites might still exist locally in the Sinemurian).

### 2. SEDIMENTARY AREAS

The Hettangian marine transgression reached only the NE half of France. SW of a Beauvais-Alès line, there were only confined deposits (dolomites and evaporites). Thus, the three main basins which could be distinguished, showed very different structures. In the Paris Basin, marine sediments were found in its central and eastern parts, while lagoonal deposits existed in its western part. To the SW, the Aquitaine Basin was mostly confined. To the SE, the Rhodanian Basin was widely open towards the Alpine sea but was closed to the south. To the NW, the small Cotentin Gulf only communicated with the English Basin and thus is considered as part of it.

### 2.1. The Paris Basin

Marine facies were limited to the centre and to the NE part of the basin and consisted mainly of marl. To the west was a confined zone with deposits such as dolomites, argillites and locally evaporites, accumulated mainly in the Norman through. This through was located on the Pays de Bray axis.

To the north, along Ardennes, conglomeratic and sandy deposits clearly indicate the proximity of a shore-line bordering a continent the relief of which was still important.

To the west, on the contrary, the Armorican shore line is not so easily traceable, probably owing to the advanced degree of levelling of the continent.

More calcareous deposits with a dolomitic rim exist in the south part of the basin. However the stage base there is composed of a succession of sandstone (of an uncertain age) and of whitish echinoidal limestone (Diademopsis).

To the SE, near Morvan, were to be found dolomites deposited in another local confined area. This zone was protected from marine influences by a conglomeratic and sandy barrier (Moussy conglomerate). In the Corbigny-Clamecy area, on the other hand, lumachelles and marly limestones with cephalopods were 20 to 30 m thick and indicate a more open environment.

North of Morvan, in Burgundy and in Lorraine, was a zone of thin calcareous sedimentation with many cephalopods and showing a number of partial hiatuses between Langres and Metz. Communications between the Alpine (Souabe) Basin and the open sea existed through this wide shelf where reduced sedimentation took place.

North of Metz, clastic material issued from the Ardennes and the Rhenish Massif accumulated in the Upper Hettangian to form a lens 20 m thick that can be traced up to Luxemboug. This is called the Hettange Sandstone and was the only outcropping part of the stage in the specimen locality.

### 2.2. The Aquitaine Basin

There sedimentation generally starts with marine micritic limestones. They are well exposed on the Pyrenean border where they appear under the form of "plaquettes" containing urchin spines. In the basin centre a secondary dolomitisation of these limestones took place ; this is called the Carcans Dolomite dated by Dubar (1959) by means of a pelecypods fauna. In other places data-tion was given by means of Ostracoda and Foraminifera. The Carcans Dolomite is probably not synchronous. It was apparently younger to the NW. On the Vendean border, the basal layers are sandy and locally showed imprints of plants ; this is the indication of a continental origin.

The major part of the Hettangian sediments consists of marls and evaporites (anhydrite and salt) alternating with argillites and dolomites, over 800 m thick between the Adour river and the Garonne river. The coming up of a diapir (Mont-de-Marsan swell) generated distortions in the original bedding. An attempt has been made on the map to reconstruct the original shape of isopachs.

On the Vendean border is a sandy dolomite called the Nankin Dolomite. On the Pyrenean border and in the Landes, the "plaquettes" type limestones containing urchin spines are overlain by layers of tuff and basic eruptive rocks called the Dubar Tuff and by dolomitic breccias certainly representing dissolution residues of anhydritic layers that previously extended further south on the actual emplacement of the Pyrenees. The same phenomenon occurs on the Quercy border, near Figeac,

where dolomitic breccias overlie arkoses of an uncertain age. Communications with the Causses Basin through the Montbazan threshold existed only in the Upper Hettangian. Better communications with the open sea existed further south near the Villevayre Dome and in the Ariège area. Already in the Rhetian, layers containing Rhaetavicula contorta are known in the Ariège area as well as in the Languedoc and in the Corbières (G. Dubar).

All the eastern border of the Causses Basin is composed of marine limestones with Psiloceras. Their datation gives a Lower Hettangian age. After G. Dubar (1925) the sea arrived directly from the Alès area through the Bleymard, the Mont Lozère being still immersed at that time. In the Upper Hettangian this sea-arm degenerated into a confined basin where dolomite sedimented while communication was established towards the lagoons of the Aquitanian Basin.

### 2.3. The Alps and their borders

In the SE part of France there was another marine basin where cephalopods were numerous. On its borders (Mâconnais, Beaujolais, Jura, Ardèche and the Digne-Castellane area) sedimentation often started with coastal, oolitic rocks and lumachelles. The Upper Hettangian was generally more argillaceous. To the north, the Lorraine-Burgundy shelf seemed to extend down to Lyons and the southern Jura are sediments were thin (less than 20 m). Their thickness slightly increases southward down to the Isère river but, on the Ardèche border and in the Digne area, 100 m of nodular argillaceous limestone appears. However, on the Cévennes border, sediments show a great variety of facies owing to an active tectonic phase controlling sedimentation in numerous small umbilici separated by dorsals with an Armorican direction where sedimentation may have been non-existent (S. Elmi).

The Cephalopods fauna did not reach to the south much beyond an Alès-Digne line. Further south more confined facies exist dolomitic limestones, micritic limestones with the local presence of evaporite (in Avignon and in a subsident trough west of Montpellier).

In Provence, the Verdon swell probably emerged, was bordered to the south by a wide zone of dolomite sedimentation showing sedimentary structures indicative of an intertidal and supratidal environment (M. Arnaud & C. Monleau).

In the Castellane area, on the north margin of the Verdon swell periodically supratidal dolomitic sediments were separated from the Alpine sea by a band of oolitic and bioclastic limestones (E. Jautée).

Further north, the Pelvoux Massif shows hiatuses and reduced deposits often getting arenaceous on its borders. The Grand Chatelard Massif near St-Jean-de-Maurienne was probably emerged when the lower part of the Laffrey crinoidal limestone deposited.

Thicker and probably deeper deposits exist between Chamonix and Grenoble (dauphiné facies). In the northern part of this area (Balme pass, St Gervais, Mont Joly), marls with pyritous ammonites and calcareous nodules are abundant. From the Arc river Valley and southwards, sediments become richer in lime.

On both sides of the Belledune Massif and of Taillefer are to be found alternant compact limestone and marl. No indication of the proximity of a shore-line is present in these rocks. Those recently uplifted crystalline massifs were still not very prominent in the Hettangian times contrary to what happened in the Pelvoux, as previously mentioned.

The Ultra-dauphiné facies differed only by a larger number in cephalopods. In Subbrian-

onnais, on the other hand, the Hettangian is composed of micritic limestones to the north (Moutiers, Grande Moenda, Nielard) and of spathic limestones at Perron des Encombres. There is no sign of the Hettangian in Briançonnais but it existed in the comprehensive succession of the Piemont "schistes lustrés".

In Corsica, Hettangian dolomites have been recognized in the Corte imbricate structures and in the Tuda Unit. The Hettangian also probably exists there in the "schistes lustrés".

### 3. SYNSEDIMENTARY TECTONICS

Synsedimentary faults appeared on the Cévennes borders (S. Elmi).

## LOWER SINEMURIAN

Coordinated by : René MOUTERDE.

With the collaboration of : A. LEFAVRAIS-RAYMOND, M. RIOULT and  
H. TINTANT.

### 1. BOUNDARIES

In the Lower Sinemurian, marine conditions became accentuated in the basin centre and on its borders. The stage lower boundary corresponds to the first appearance of the Arietidae represented by the genus Metophioceras, Vermiceras, Coroniceras... Simultaneously gryphaeas proliferated and, lithologically, sediments got more bioclastic than in the Hettangian.

On the west part of the Paris Basin and in Aquitaine, however, the Sinemurian lower boundary is based on lithologic criteria and correspond to the top of important evaporitic series.

Everywhere, the upper boundary corresponds to the first appearance of Asteroceras and Promicroceras and, simultaneously, sedimentation becomes more argillaceous at the beginning of the Lotharingian (Upper Sinemurian).

### 2. SEDIMENTARY AREAS

As in the Hettangian, the Cotentin Gulf still communicated only with the English Basin. The Paris Basin and the Basin of Aquitaine did not undergo the same evolution. In the former, the marine sedimentation extends throughout, up to its western border but the latter was still confined and protected from marine influences. The Alpine Province, to the SE, was still surrounded by wide shelves.

#### 2.1. The Paris Basin

A subsident zone, mostly filled with marl, remained located on the Champagne area. To the north, along the Ardennes, sandy deposits still indicate the proximity of a shore-line and show the importance of local continental influences. To the west, the shore-line was linear and seemed to follow the Seine-Sennely fault zone. Alternations of slightly arenaceous bioclastic limestones and of marls occur on the western border of the basin while nodular bioclastic gryphaea limestones (this is the Sinemurian rock-type found in Semur-en-Auxois) extend north of the Pays de Bray on the Burgundian promontary and over the whole SE part of the basin. In Lorraine, the limestone is interlayered

with marl becoming thicker and thicker to the north. To the NW, in the Cotentin Gulf, similar alternations exist (100 m at St Mere-Eglise).

On the SW corner of the Paris Basin the Sinemurian transgression passed beyond the Creuse area and almost no clastic materials was issued from the then levelled Massif Central.

## 2.2. The Basin of Aquitaine

In the Lower Sinemurian, the evaporitic sedimentation nearly completely stopped but this area remained fairly confined so that the formation of calcareous laminites and algal sediments was favoured.

However, marine influences became evident on the western part of the Causses Basin and on the Languedoc border where a subsident zone persisted.

NW of Perpignan and in the Rosas Gulf, internal shelf conditions of sedimentation prevailed while in the Corbieres, cherty limestones and algal limestones deposited under more energetic conditions.

## 2.3. The Alps

This area shows thick argillaceous cephalopod limestones containing very few benthic organisms between Chamonix, Grenoble and Gap.

On its northern border (Burgundy, Mâconnais, Jura, Franche-Comté), thin limestones (5 to 15 metres thick) containing many gryphaeas and cephalopods can be traced throughout North of Lyons and in Beaujolais, sandstones and limestones were interlayered the basal part of the succession.

On the Ardeche border and in the Digne area, sedimentation changes into thicker argillaceous limestones. Gryphaeas are still present in places but these rocks also contain many burrowing organisms and bioturbation is locally important. The Verdon swell is still devoid of any sediment and, on its still confined southern border, a sedimentation of intertidal and supratidal dolomite appears.

In the Digne area, north of Castellane, and in the Tinée Valley, bioclastic limestones containing many gryphaeas are interbedded with marl. Near Castellane, the succession gets thinner and thinner to the south until complete disappearance.

The gryphaeas facies persists NW of Digne in the Authon, St Geniez, Clamensane and Barles-Turriers units. North of Digne, however, gryphaeas are getting scarce and beyond Barles and the Dome of Beaujeu, the thick (100-150 m) calcareous and marly dauphinois facies starts ; it contains very few cephalopods. This facies is well exposed around the Serre Ponçon Dam and extends up to Grenoble and the Arc Valley.

On the Pelvoux borders (except to the west), sedimentation was still more reduced, with hiatuses and sand deposits. The Dome of La Mure is covered with crinoidal limestone and the Grand Chatelard was still emerged.

In the Tarentaise area, north of the Isere Valley, sandy limestones appear. The clastic fraction is more and more important towards Chamonix and the Col de Balme (Balme pass) which is the transitional zone with the facies of the Morcles sheet.

Very little is known about the Sinemurian in the Rhône Valley, south of Valence. The thick calcareous and marly facies most probably extend southward towards the Cevennes border and towards the Camargue area. A zone of thinner dolomitic sedimentation exists north of Montpellier and extends northward beyond Avignon. Bioclastic limestones are also met in this zone. Marly limestones crop out in the north part of Subbriançonnais (Grande Moenda) but south of the Arc river and in the Ubaye sheet they change to bioclastic limestones. The Briançonnais corresponds to a hiatus zone except in some isolated places showing bioclastic limestones with gryphaeas. Further east, a few Arnioceras (Semicostatum zone) are found in the "schistes lustrés".

In Corsica, bioclastic limestones containing gryphaeas appear in the Corte imbricate structures and in the Tuda Unit. The Sinemurian also probably exists in the "schistes lustrés".

### 3. PROBLEMS TO BE SOLVED

Age and correlations between the formations in the Basin of Aquitaine and the border of the Pyrenees.

## U P P E R   S I N E M U R I A N   =   L O T H A R I N G I A N

Coordinated by : René MOUTERDE.

With the collaboration of : A. LEFAVRAIS-RAYMOND, J.C. BARFETY,  
M. RIOULT and H. TINTANT.

### 1. BOUNDARIES

In the open sea areas, the Lotharingian lower boundary corresponds to the first appearance of Asteroceras. Simultaneously, in the evolution of the gryphaeas, Gryphaea mccullochii (= cymbium) succeeds G. arcuata.

The facies also commonly become more argillaceous than in the Lower Sinemurian but this tendency is not isochronous.

The upper boundary coincides with the end of range of Echioceras and interruptions in sedimentation frequently appear near the top of the stage.

### 2. SEDIMENTARY AREAS

The marine transgression progressed towards the W and the SW borders of the Paris Basin without however reaching the Cotentin Gulf which slightly widened to the east but still communicated only with the English Basin.

In Aquitaine, the transgression remained limited and most of the sediment indicate a protected environment. On the borders of the Alpine Province, subsidence was then more active than in the Lower Sinemurian.

#### 2.1. The Paris Basin

To the W and SW, the marine transgression then passed widely beyond the Seine-Sennely axis and a fringe of clastic sediments (sandstone or sandy limestone) started to develop along the Armorican border, from Rouen up to the Creuse valley and on both sides of the slightly subsident Norman trough. Along the Ardennes, a sedimentation of conglomerate, sandstone and sandy limestone persisted.

The subsident area already active in the Lower Sinemurian broadened towards the W and the S and was filled with marl. *New umbilicus* occurred in Beauce and west of the Sennely fault while the Champagne area remained highly subsident.

To the E and the SE, on the other hand, the Burgundian promontary surrounded with marly limestones, is reduced, its eastern part being covered with thin beds of limestone (less than 5 m) containing ferruginous oolites and phosphatic fossils near the top. Hiatuses also exist in this area.

Between Langres and the north part of Lorraine as well as in the north part of the Jura, the Lotharingian starts with a succession of clay which is 25 m thick in the Nancy area, near the type locality. Then there is a stratigraphic break and, at the top, a thin micritic limestone.

## 2.2. The Basin of Aquitaine

Comparatively confined and protected conditions still prevailed in the Basin of Aquitaine with the deposition of algal laminites. A basal oolitic horizon well developed on the basin orders but also in the basin centre (it was met with in many bore-holes) is used as a marker bed.

More pronounced marine conditions however existed to the NW and the SW. They certainly are to be associated with the opening of an Atlantic Gulf. In Vendée and in the Pays Basque, calcareous sediments (the "Caillebotine limestone") contain a few Paltechioceras.

In the Causses Basin, the maximum transgression was reached in the Lower Lotharingian (Obtusum zone) and characterized by the presence of biodetritic deposits. Then a temporary regressive phase started and communication with the Aquitaine Basin were closed. They probably were re-opened before the end of the stage, when sandy limestones with Paltechioceras extended down to Figeac.

Oolitic and sandy limestones also exist in Ariège, in the Corbières (with Echioceras) and in the Segre Basin in Spain.

## 2.3. The Alps

Sedimentation, although slightly more argillaceous remained similar to what it was in the Lower Sinemurian.

On the north border, marly limestones occur in the Jura while thin calcareous beds containing oolites and phosphatic fossils appear in Mâconnais, in the Monts d'Or lyonnais and east of Lyons.

On the Ardeche border, biodetritic cherty limestones are similar to those known in the Digne area, on the opposite side of the subsident zone. This zone located between Chamonix, Grenoble and Gap also probably extended towards Montelimar.

To the E there was still no sedimentation in the Grand Chatelard area. As in the Lower Sinemurian, the Laffrey crinoidal limestones persist on the Dome of La Mure. The thin sandy limestone of the Pelvoux Massif only persists on its eastern border. In the Castellane area, deposits are getting thinner and thinner towards the Verdon swell where they completely disappear.

In the Tinée Valley Lotharingian sediments are thin. They lack in the Nice arch.

In western Provence, dolomite still exists south of the Verdon swell but they are overlain by bioclastic rocks with Echioceras in the Toulon area.

Marly limestones and bioclastic limestones still exist in the central and south parts of Subbriannonnais. No Lotharingian sediments appear in Briannonnais but, further east, the Lotharingian is represented by the comprehensive series of the "schistes lustrés".

In Corsica, the Gryphaea limestone persist in the Corte imbricate structures and in the Tuda unit.

### 3. SYNSEDIMENTARY TECTONICS

The evolution of sedimentation in the Causses Basin was linked to the tectonic, especially the uplifting of the Cévennes border in the Upper Lotharingian.

### 4. PROBLEMS TO BE SOLVED

The synchronism of sedimentation in the Aquitaine Basin and its borders, especially between the Causses Basin which was reduced in the Upper Lotharingian, the Rodez strait and the Figeac area, is still problematic.

# PLIENS BACH IAN

## Carixian Sub-stage

Coordinated by : A. LEFAVRAIS-RAYMOND.

With the collaboration of : D. CONTINI, R. MOUTERDE and M. RIOULT.

### 1. BOUNDARIES

Owing to an abundant fauna, the Carixian is generally easily identified. In certain areas (Causses - Aquitaine border, Poitou, Languedoc), it corresponds to the appearance of the first ammonites, if one excludes a few scarce Lotharingian forms (Paltechioceras for instance).

A clear discontinuity quite generally separates the Pliensbachian from the Lotharingian. The transgression occurs by steps and so, the lower zones are frequently absent, while the Davoei Zone and, mainly, the terminal Figulinum Sub-zone run over the underlying deposits.

The passage to the Domerian is much more progressive. The identity of facies is common between the Figulinum Sub-zone and the Lower Domerian.

### 2. SEDIMENTARY AREAS

The facies are arranged about two main areas of maximal subsidence : the centre of the Paris Basin and the Rhône Basin where detritic clays deposited. An important fringe of alternating clays and limestones surrounds those argillaceous deposits.

These alternations with their characteristic, bioturbated, light-coloured limestones represent the most common facies in the Carixian ; bioclastic and sandy limestones frequently occur on the borders.

#### 2.1. The Paris Basin

The maximum thickness of Carixian sediments is located between Champagne and Ardennes where marls, in which ammonites of each zone have been found, reach a hundred metres ; sandy horizons are interbedded in the marls on the Ardennes border. Other subsident areas, in which argillaceous sediments deposited, are centered on the Bray Fault and on the Etampes-Sennely Fault.

To the W, alternations of clays and limestones can be traced from Rouen to Orleans and Chateauroux ; they are overlain by sandy limestones forming an important band which can be connected to the marginal outcrops of sandstone and conglomerate.

The Carixian transgression invaded the border of the Armorican border which, previously, was emerged. The sea also covered the Athis granitic massif and reached the base of the crest line of the Norman hills near Alençon. The Norman trough was widely open on the central Channel Basin and on the Hampshire-Dorset Basin. Near the end of the Carixian (end of the Ibex Zone and beginning of the Davoei Zone), the reliefs bordering the basin were immersed in their turn, but a few of them remained emerged around the Perche promontary. The Armorican shelf, then over 150 km wide, bore reefs on its proximal part (M. Rioult).

To the SW, the Poitou promontary was probably very briefly immersed. South of the Berry, the marly and marly-calcareous facies seemed to extend widely over the Massif Central. To the E, alternations of marly limestones and of marls occur between Morvan and Argonne ; their thickness diminishes to the E where they change into a thin calcareous sedimentation with many hiatuses, ferruginous oolites and an abundant Cephalopods fauna in the Chalons-Dijon-Nancy area.

## 2.2. Aquitaine

South of the Poitou threshold and promontary, where some sandy facies can be attributed to the Carixian, thin bioclastic limestones (1 m thick west of Terrasson), with many hiatuses, occur. Near this town, east of the Lissac fault which was probably active in the Middle Lias, the alternations of marls and marly limestones are met with again ; they show important variations in thicknesses : 10 m near Terrasson, 60 m at St-Céré, 8 m at Figeac ; 1 m at Capdenac.

A thick argillaceous sedimentation occurred in the basin centre, south of the Celtaquitaine flexure. In the Pyrenees, the calcareous marls of the Pays Basque containing many ammonites change into bioclastic limestones with belemnites, rhynchonelles and terebratules (T. davidsoni, T. subpunctata) in Ariège. They contain ferruginous oolites with Polymorphites (Jamesoni Zone) at the base ; and they changed into more argillaceous limestones with Aegoceras capricornus and Productylioceras davoei at the top.

In the Grands Causses and in the Rodez strait, the alternation of compact marly limestones and marls is to be met again. They contain quartz grains at the base and thicker marly horizons at the top. Bioclastic facies, containing many crinoid debris and broken ammonites, and showing cross-bedding, deposited along the western border of the Cevennes, then uplifted by a recent tectonic movement. At the foot of this same relief, but on the Languedoc side, finer-grained cherty bioclastic limestones occur.

## 2.3. The Alpine Province

The zone of thick argillaceous sedimentation that extends from the Camargue to the NE of Valence is prolonged by fairly compact marly limestones in the Alps, between Grenoble and Albertville.

It is bordered to the N by a calcareous shelf covered with thin sediments and extending from Valence in Lower Dauphiné up to Lorraine, through Burgundy. This corresponds to the Davoei Zone which is the most constant zone (only a few cm thick at Sombernon). However, the faunas show a clear pelagic character and those reductions in thickness do not indicate a tendency to emersion but

a wide opening towards an oceanic basin located to the E (H. Tintant).

The succession got thicker, due to the presence of marls and marly limestones in the Jamesoni Zone (marls with Zeilleria numismalis), in Alsace, in the NW of Lorraine, in eastern Jura and in Bresse.

In Ardeche and at the foot of the Cévennes, a narrow band, where limestone and marl alternate, precedes the marginal bioclastic and cherty facies. In Languedoc the passage from the reduced facies to the Carixian clays, several hundred metres thick in the bore-holes of Camargue, is very sharp.

In Provence, the Verdon swell seems to have been still emerged and extended to the E down to the Nice arc. On its borders, bioclastic Gryphaea limestones containing cherty layers occur. The same facies is known near Digne, similar to the one met with in Ardeche. To the north, it changes to the compact marly limestones of the Dauphiné facies. Crystalline limestones (La Mure), thin sandy limestone (E of the Pelvoux), or thicker sandy limestones under the form of "schistose plaquettes" (Chamonix, Mont Joly) are found locally.

In Subbriançonnais, cherty or corals bioclastic limestones exist to the north and marly limestones occur in the Grande Moenda area ; to the south (Perron des Encombres), a hard-ground with fossils of each zone is indicative of a very low rate of deposition. The Carixian is also probably represented in the "schistes lustrés" of Piedmont.

### 3. EPEIROGENESIS - SYNSEDIMENTARY TECTONICS

Important tectonic movements started in the Upper Lotharingian. They continued in the Carixian and were at the origin of the deposition of crinoid limestones indicative of high energy on the Cévennes border. They also induced transgressions on the swells (Figeac) and the filling of the zones tectonically depressed (Morvan). Locally (Larzac threshold, Poitou threshold), hardly consolidated Carixian deposits underwent erosion locally.

To the W and the SW, the borders of the Armorican Massif showed a distensive cratonic behavior (M. Rioult). Synsedimentary movements were also known NW of Digne.

### 4. PROBLEMS TO BE SOLVED

These are the amplitude of the transgression on the Massif Central and the importance of communications that might have existed between the Paris Basin, the Aquitaine and the Grand Causses in the Carixian.

# PLIENSBACHIAN

## Domerian Sub-stage

Coordinated by : A. LEFAVRAIS-RAYMOND.

With the collaboration of ; D. CONTINI, R. MOUTERDE and M. RIOULT.

### 1. BOUNDARIES

The Domerian lower boundary is sometimes difficult to trace, owing to a similarity of facies between the Upper Carixian (Figulinum Sub-zone) and the Lower Domerian.

Palaeontologically, it is marked by the disappearance of the Qistoceras and by the appearance of the Amaltheus, locally at the top of the Carixian. A horizon containing "Procanavaria" nitescens is also frequently found at the base of the Domerian.

### 2. SEDIMENTARY AREAS

A twofold subdivision of the Domerian is traditional : the Lower and Middle Domerian is generally argillaceous ("Margaritatus Marls") ; the Upper Domerian generally consists of limestone. The sub-stage, which is locally very thin, can also reach 200 to 300 m in thickness. The areas of maximum subsidence are the same as in the Carixian ; they are arranged as two roughly parallel lines : one runs obliquely into the Paris Basin, from Lorraine to the Massif Central ; the other goes from the Alps to Camargue.

#### 2.1. The Lower and Middle Domerian

It corresponds to the deposition of argillaceous sediments that filled in most of the furrows and extended uniformly over most part of the country. Thus, it would have been useless to represent the Lower Domerian on a separate map. Only the areas, in which another type of facies in the Lower Domerian, are shown by a stipple-line (E) on map 5 (Upper Domerian). This is the case on the borders of the emerged zones where the clays are replaced by bioclastic limestones forming a rim around the Armorican Massif, the Verdon swell and the La Mure Dome. In the Pays Basque, the absence of an argillaceous sedimentation in the area S of the Oloron Gave may also be explained by the proximity of an emerged area (?). Bioclastic and sandy limestones, with phosphatic fossils and many hiatuses, exist at the foot of the Cévennes and in Ardèche. Sandy deposits occur SE of the Pelvoux (Aiguille de Morges). The presence of hiatuses has also been shown on the Aquitaine border of the Massif Central, near Terrasson.

Even in areas where the lithology of the Lower and Middle Domerian appears to be very homogeneous, it might be difficult to know whether or not all the zones are represented ; hiatuses frequently occur at the top of the Middle Domerian (Gibbosus Sub-zone).

## 2.2. The Upper Domerian

It is much thinner than the Lower Domerian but its facies are much more varied. Most of the time it consists of limestone, but the argillaceous and marlycalcareous facies of the Lower Domerian persist in the areas where the Carixian was the thicker and the richer in marl (centre and south part of the Paris Basin, SW part of Aquitaine, south part of the Rhône Valley) as well as in the Grands Causses and in eastern Jura. However, the Upper Domerian is very slightly subsident and now here is thicker than 20 to 50 m.

An intermediate facies consists of bioclastic limestones containing argillaceous layers. In place limited to the base of the Upper Domerian (Solare Sub-zone) it may also occur in the whole Upper Domerian.

However, most of the time, the Upper Domerian exists under the form of "Banc de roc", so-called by Norman geologists and recalling the English "Marlstone". This facies is found mainly in all the W and in the NW of France : the Pays de Bray, Normandy, Armorican Border. It also exists on the Aquitaine border, in the Pyrenees, in Jura and in Burgundy ("limestone with giant Gryphaeas"). This rock is a bioclastic limestone containing many gryphaeas, belemnites and pectens ; it frequently contains quartz grains and, sometimes, ferruginous oolites.

The resumption of an active erosional phase is marked by the presence of conglomerates and sandstones on the borders of emerged areas such as the Armorican "land", the Poitou threshold, the Cevennes border (Bondons area to the N ; Vigan area to the SE). On the Ardennes border, the ferruginous limestones (40 m) contain layers with ferruginous oolites which were exploited in the past. To the W, the conglomerates stop near Hirson and thus, are not so widespread as in the Lower Domerian.

In Lorraine, the "medio-Liassic sandstones" (argillaceous and calcareous siltstone) are linked to the erosion of an old massif located to the NE. Near Langres, they progressively change into the Burgundian limestones with giant gryphaeas.

In the Alps, the Upper Domerian is generally more calcareous than the Lower Domerian and forms ridges in the topography. It consists either of a compact marly limestone or of alternations of silty marly limestones and calcareous marls (Digne, La Grave), or, still, of a crinoid limestone (Barles, Castellane, La Mure, north border of the Pelvoux...). Hiatuses, erosions and synsedimentary movements are frequent in the areas of reduced sedimentation, NE of Digne, near Castellane and in the Tinée Valley.

In Subbriannonnais, the Domerian facies are similar to the Carixian ones : bioclastic limestone to the N, fossiliferous hard-ground to the S (Perron des Encombres). The Domerian is also probably represented in the schistes lustrés" in the Piedmont.

## 3. EPEIROGENESIS - SYNSEDIMENTARY TECTONICS

A general erosional phase occurred at the end of the Domerian, marked by one or several perforated surfaces, by the frequent ablation of the terminal sub-zone (Hawskerense Sub-zone) and,

sometimes, by a hiatus of the Tenuicostatum Zone (Lowermost Toarcian). The regressive tendency in the Upper Domerian is also marked in the faunal associations where the brachiopods replace the cephalopods (H. Tintant).

To the SE (Ardèche, Cévennes border, Provençal Alps) the palaeogeographic différentiations were accelerated in the Domerian : synsedimentary faulting, rapid changes of facies and of thicknesses, local disconformities at the Domerian-Toarcian boundary (S. Elmi ; A. Coadou et B. Beaudoin ; G. Dardeau).

#### 4. PROBLEMS TO BE SOLVED

The passage from the marly facies (Lower and Middle Domerian) to the calcareous facies is certainly not synchronous and should be precised in each locality. The same remark can be expressed for the synsedimentary movements.

The origin of the fine clastic material (silt) occuring in Lorraine, in the Alps and elsewhere, is still unknown.

## TOARCIA N

Coordinated by : Jean GABILLY and René MOUTERDE.

With the collaboration of : A. LEFAVRAIS-RAYMOND, M. RIOULT, R. M. SERONIE-VIVIEN and H. TINTANT.

The facies distribution is shown on two maps : one corresponding to the Lower and Middle Toarcian (Withbian), the other corresponding to the Upper Toarcian (Yeovilian). However, only global isopachs are given for the whole stage. For practical reasons they are shown on the Upper Toarcian map. Separate isopachs for the "cardboard schists" ("schistes carton") are shown on the Lower and Middle Toarcian map.

### 1. BOUNDARIES

After the regressive phase of the Lower Domerian, the Toarcian is characterized by the preponderance of argillaceous material in the basin centre as well as on its margins where sedimentation often started occurring again somewhat belatedly. Hiatuses are thus frequent at the base of the stage lengthening the periods of non-sedimentation and of erosion that often affected the uppermost Domerian. Thus, Domerian and Toarcian are generally easily separated although the facies of the basal Toarcian (Tenuicostatum Zone) is frequently similar to the facies of the Upper Domerian.

The end of the first sedimentary sequence occur in various ways in the Variabilis zone : interruption of sedimentation, sandy beds, phosphatic beds, ferruginous oolites and, in general, a greater variety of facies. Thus is justified the division of the Toarcian into two maps, each one corresponding to a sedimentary sequence.

The end of the stage is marked at the same time by a decrease in the sedimentation rate, the progressive development of carbonates or of fine clastic deposits and the frequent presence of hiatuses accompanied with local emersion. The stage is thus well defined between two sedimentary discontinuities.

### 2. SEDIMENTARY AREAS

They easily communicated the one with the others, the Poitou threshold being widely open and Morvan, the Vosges and the Massif Central being totally immersed (for the former two) or in majority immersed (for the latter).

However one can distinguish : the Paris Basin, the Basin of Aquitaine, that probably extended widely southwards on the actual emplacement of the Pyrenees, and also, the Alpine Province and its borders.

### 2.1. The Paris Basin

Its disposition is asymmetric, the main zones of subsidence are lined up on its eastern part in a NE-SW direction. This direction bents slightly near Morvan. These zones are : the Thionville Umbilicus separated from the Champagne (Montmirail) Umbilicus by the St Menehould threshold. To the south is the Chateaurenard-Bourges trough. To the W, an umbilicus of lesser amplitude exists near Rambouillet and to the S, a still more subsident area trending N-S is located west of the Sennely fault.

Towards the Armorican border, thicknesses are progressively lessening as indicated by the spacing of the isopachs. These isopachs are much tighter to the north near the Ardennes.

The Lower Toarcian. Everywhere it shows a facies similar to the Upper Domerian. It consists either of sandstone, or of marl or limestone, depending on the regions.

The "cardboard" schists" facies that corresponds mainly to the Serpentinum Zone is widely developed within the whole basin and its present borders, except near the Ardennes, near the Armorican Basin and, locally, near the Massif Central. The maximum thicknesses are found on the northern half of the basin, mainly in Lorraine, Champagne and, to a lesser extent, in the Pays de Bray.

The Middle Toarcian consists mostly of marl but many intercalations of argillaceous limestone, ferruginous oolites (NE of Havre, Poitou), or sandstone (SE of Poitou, Ardennes) exist near the borders ; partial hiatuses are known, mainly near the reefs of Normandy, Airvault and Thouars...

The Variabilis Zone shows many indications of instability or of regression. It is partly absent (Poitou, Normandy, Ardennes...) or even totally lacking in some areas. Sand deposits are known at Roumazière on the Limousin border, on the Morvan western border and in the Ardennes, as well as in the Gloucester area in England (Cotteswold sand, Gabilly, 1976, p. 196) ; ferruginous oolites are present on the Morvan western border (Lurcy-le-Bourg).

The Upper Toarcian. The sedimentation first uniformly consists of marl and of thin layers of interbedded argillaceous limestone. Then indications of a regression are increasing on the basin borders : a complete hiatus exists in Perche, Maine (between Falaise and Loué), on the Ardennes border and in the NE of Morvan ; partial hiatuses are abundant mainly on the Burgundian promontory and in Normandy ; there, ferruginous oolites are abundant, not only in the well-known oolitic ironstone of Lorraine but also in many places on the Norman border, in Poitou, in Nivernais and even in the basin centre.

The Toarcian was also to be met with in bore-holes near Boulogne-sur-Mer. Its upper part consists of continental deposits and its lower part of marine deposits which may have been connected to the sediments of the Douvres Basin and of Kent in England.

### 2.2. The Basin of Aquitaine

In the Toarcian, the Basin of Aquitaine was an area of complex sedimentation where owing to subsidence, three umbilici are to be distinguished : the Charentes trough to the NW, the

Adour Basin to the SW, the Quercy-Comminges Basin to the east. These three subsident zones surrounded a complex swell where the Armorican and the Variscian directions interfered and where the oil-geologists recognize the "Gironde Mole", the Mont-de-Marsan swell and, further south, the Armagnac swell.

The basins were filled with monotonous and comparatively thick marly or marly-calcareous sediments (40 to 150 m). But near the Poitou shelf and the Gironde Mole, thinner deposits (10 to 15 m) with ferruginous oolites (mainly from the Middle Toarcian) are known. These ferruginous oolites also exist near the Rodez Channel (Middle and Upper Toarcian). In the Upper Toarcian, a wide zone of non-sedimentation extended from the Bordelais to the N of Périgueux.

The "cardboard schists" crop out on the SW border of the Vendean Massif and in Quercy (2 m at Figeac). They have not been mentioned in bore-holes.

East of the Rodez Channel, the small Causses Basin was more or less isolated in the Toarcian. Marginal facies have been mentioned east, SW and temporarily south of it (with ferruginous oolites, partial hiatuses, reduced deposits) and synsedimentary tectonic movements are at present under study. There is some uncertainty about communications to the south and to the west. However communication to the north may have existed towards the Paris Basin. This is confirmed by the presence of cherts, bearing ammonite imprints, known in the Monastier area, south of Le Puy.

In the Basin itself, subsidence was important : bituminous schists widely develop in the Serpentinum Zone ; a thick succession of marl with pyritic ammonites was deposited in the Middle and Upper Toarcian ; a few limestone intercalations emphasize the regressive tendency at the top of the Middle Toarcian. A thickness of 150 to 200 metres is reached for the whole stage.

### 2.3. The Alpine Province and its borders

In the zone of active sedimentation of the "Dauphiné Lias" situated on the present emplacement of the external Alpine Province, fairly monotonous marly limestones accumulated between Chamonix and Gap or Digne. They are several hundred of metres thick. These marly limestones extend towards the SSW along the Cévennes faults system, down to the Montelimar area and Camargue with thicknesses locally reaching a thousand metres and more, that is the maximum thickness known in France (for this stage). This active umbilicus already seemed to prefigure the Vocontian trough.

NW of this highly subsident area, shelf deposits, generally of limited thickness, with partial hiatuses and ferruginous oolites of the Middle and Upper Toarcian, exist in Jura, in Southern Jura, on the Borders of the Saône Valley (from Burgundy to Beaujolais), on the Vienne-Chamagnieu threshold, down to Valence and on the Ardèche border where the N/110 and N/50 tectonic directions permanently interfered.

However, conditions favourable to the deposition of the "cardboard schists" existed on this shelf area in the Lower Toarcian, at least locally as well in Jura and in Ardèche.

On the Ardèche border, the size and arrangement of detritic material as well as multiple hiatuses are indicative of the proximity of a shore-line. The eastern border of the Massif Central was emerged as least at times.

Those deposits of agitated shelf are interrupted near Alès at the level of the Villefort fault. West of this fault a thick marly sedimentation, similar to the one occurring in the Causses and that seems to extend northward, is to be met with again. It is also known in Languedoc and in the Corbières where it contains pyritic ammonites. In the Corbières, it is capped with a marly limestone, a few

metres thick, containing Gryphaea sublobata.

The SE borders of the Alpine trough also show varied deposits. On both sides of the Arc Valley, from the Madeleine Pass to the Glandon Pass, the Toarcian facies is of the "Dauphiné" type and contained many fine-grained sandy layers. South of St-Jean-de-Maurienne, the "Ultradauphiné" facies consists of marly limestone.

South of Grenoble, on the La Mure Dome, the thin crinoid limestones of the Lower and Middle Toarcian are overlain by marls of the Upper Toarcian.

In the southern part of the "Dauphiné" facies, near Digne, hiatuses become more and more important towards the south until they represent the almost totality of the stage. In the Barles-Turriers Unit, the Toarcian is very thin or even consists of a succession of lenses of different ages, depending on the places. It is nearly as thin as in the sub-autochthonous successions of St-Geniez-Authon-Clamensane.

Near Castellane, there is still no deposits on the Verdon swell, but oncolitic layers and intertidal to supratidal dolomites occur on its NE border. On its southern border (Provence), argillaceous and bioclastic limestones, of the Lower and Middle Toarcian, containing brachiopods of Iberian affinity, are overlain by bioclastic and oolitic limestones of the Upper Toarcian. At Portissol, near Sanary, a coral-reef delimiting a protected area to the south existed at the base of the Toarcian.

In the Tinée, marls and marly limestones, of the Lower and Middle Toarcian, represent a transgressive sequence with local hiatuses.

In Savoie (Subbriançonnais), marly limestones and marls are moderately thick. Further south, sandy and crinoid limestones occur in the Embrunais-Ubaye. No Toarcian exists on the Briançonnais swell but, further south, the Toarcian is certainly present in the comprehensive series of the "schistes lustrés".

### 3. SYNSEDIMENTARY TECTONICS

Synsedimentary tectonics movements were mentioned in the Causses, on the Cévennes border (D. Trümpy), on the Ardeche border (S. Elmi), in the Alps of "Haute Provence" (A. Coadou et B. Beaudoin) and in the Tinée (G. Dardeau).

### 4. PROBLEMS TO BE SOLVED

The origin of the coarse detritic material is frequently local, as in the Ardennes, in Normandy, in Poitou, in Ardeche and in the NE part of the Massif Central (Roumazière). The origin of the clays is generally more distal and not clearly known ; this problem is at present under study especially concerning the relations between the Causses and the Basin of Aquitaine.

THE PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION  
OF FRANCE IN THE LIAS  
(LOWER JURASSIC)

by R. MOUTERDE

The facies maps help to reconstitute the evolution of sedimentation in the Lias. This is illustrated by the interpretative maps.

The progressive marine transgression, coming from the E, clearly appears. The sedimentary basins expand to the detriment of the Hercynian continental areas and the confined facies progressively change into protected facies and then into facies of an open sea type.

It is interesting to follow the evolution of each basin, to emphasize the synchronism of some of the modifications and to note the importance of the emerged areas and of the faunal migrations.

The Paris Basin. In the Lower Lias, it was only a dependency of the Souabe Basin. At the beginning of the Hettangian, the argillaceous sedimentation was restricted to a narrow subsident zone. Progressively, this zone widened while, on its western borders, a protected sedimentation (or even a confined sedimentation in the Norman trough) widely extended to the W and to the S. However, the shore-line did not clearly appear in opposition to the Ardennes where it was well marked.

In the Sinemurian, the confined sedimentation slightly regressed to the W, while the subsident basin widened in the centre and, wide tidal flats (calcareous shelf mud) developed on the borders.

In the Lotharingian the transgression clearly appeared on the Armorican border and was marked by sandy deposits that also occurred in Picardy and in the Ardennes. In the Pliensbachian the transgression still progressed and progressively covered the Norman reefs except a few of them that subsided up to the Dogger.

To the east, the basin still easily communicated with the Souabe Basin and with the Alpine Sea through a zone of stable shelf (Burgundian promontary, Lorraine shelf, Jura shelf, Vienne-Chamagnieu threshold) on which a thin sedimentation took place and that persisted up to the Carixian although subsidence occurred to the N and to the E as soon as in the Lotharingian. A reduced sedimentation, possibly indicative of more energetic conditions developed in these areas in the Upper Toarcian (oolitic ironstones and ferruginous oolites between Luxembourg, Lorraine and Lyons).

After a slight retrograding sequence in the Upper Domerian, a period of quiescence of the sea, in the Lower Toarcian, favoured the deposition of the "Cardboard schists" (schistes carton) on

most part of the basin (simultaneously to the Jura, the Causses and the Cévennes border).

The maximum marine extension is reached in the Middle Toarcian but, at the end of the stage, breaks in sedimentation or even emergent conditions in many places indicate a regressive tendency.

To the NW, the small Cotentin Gulf is part of the English Basin. It does not communicate with the Paris Basin before the Pliensbachian.

The Basin of Aquitaine : it shows a very different evolution. From the beginning of the Hettangian, slight marine influences coming from the SE are recorded on the borders as well as in the centre of the basin. But very quickly, this basin becomes isolated and thick evaporites start to deposit ; precarious communications still exist with the SE part of the Ariege area and, probably, with the S part of the Rodez strait : the passage through the strait itself opened only later in the Hettangian.

In the Sinemurian, the Basin of Aquitaine is still protected ; however, on the borders, in the Charentes and in the Pays Basque, slight marine influences occur in the Lower Sinemurian ; they become more important in the Upper Lotharingian with the arrival of a few Paltechioceras. In the Carixian, sedimentation is reduced in the northern part of the basin and the Poitou promontary remains nearly completely emerged ; it will not be covered before the Domerian.

Wide communications with the Paris Basin are opened in the Toarcian, they occurred east of the Poitou threshold, through the Massif Central that was then largely underwater. True basin facies are restricted to the SW and to the NE around the Adour and in Quercy, while no sedimentation took place in the Upper Toarcian on the Gironde Mole and in Perigord. Communications with the Causses Basin are arguable (D. Trümpy) ; on the other hand, the sea seemed to be widely opened to the south towards Spain.

The Alpine Basin : it is considered under its present shape which was probably deeply modified by post-Jurassic movements.

The subsident basin general trend in NNE-SSW. It progressively extends to the S, towards Grenoble and Avignon.

In the Hettangian, marls containing pyritic ammonites deposited between Chamonix and the Arc Valley, whereas the calcareous shelf with a cephalopod fauna extends down to Castellane and Alès and is to be found again in the eastern part of the Causses Basin.

The thick marly-calcareous facies extends down to Avignon in the Sinemurian, down to Arles in the Carixian and it reached the Gulf of Lions in the Domerian.

In the Lower Domerian and in the Toarcian, the importance of argillaceous and thinly detritic material together with subsidence result in the formation of thick successions, over a thousand metres in the basin centre (Die, Montelimar, Istres).

In the Hettangian, thick evaporitic sediments were deposited in Languedoc. They extend to the E, in Provence, towards the Verdon swell and the Maures, thus totally closing the basin to the south. They progressively change vertically into bioclastic rocks deposited on a shelf outer zone ; they are well developed in the Lotharingian, in Languedoc, in the eastern part of the Causses and round Toulon (Portissol). In many places as in Aquitaine, it is the Echioceratidae that mark the marine progression that occurred in the Upper Lotharingian.

A certain symmetry appears between deposits of the Ardèche border and deposits of the

Ardeche border and deposits of the Digne area (sub-autochthonous successions and south part of the Digne sheet) : nodular limestones and Gryphaea limestones in the Hettangian-Sinemurian ; cherty limestones in the Lotharingian-Carixian ; hiatuses and crinoidal limestones in the Toarcian. However, clearer indications of the proximity of the Massif Central and of marginal faulting exist on the Ardèche border.

Synsedimentary movements have also been recorded in the Domerian and in the Toarcian in the southern Alps, but owing to the small scale of the maps, the modifications and the palaeogeography of this area, strongly affected by younger tangential movements, could not be detailed out.

However, south of Digne, near the Verdon swell, a confined type of sedimentation with many hiatuses and erosional surfaces developed on an unstable shelf. A threshold-basin device complex, trending NW-SE, existed in the north part of the Alpes-Maritimes (G. Dardeau). It more or less clearly protracted the swells occurring to the north, some of them being progressively immersed in the Lower and Middle Lias (Pelvoux, Grand Chatelard near St-Jean-de-Maurienne, La Mure), the others appearing later (Turriers, St-Julien).

East of the subsident area, the thinner and more calcareous Subbriançonnais facies, foreshadowed the "Briançon swell" which, for the most part, was emerged in the Lias.

To complete this palaeogeographic pattern, the evolution of the continental areas should be summarized. Two of them remained well marked in the Lias : the Ardennes to the north, which show a clear southern shore-line and the more levelled Armorican Massif to the W, prolonged to the SE by reefs and promontaries. The other Hercynian continental areas were rapidly immersed. Morvan, already partly underwater in the Hettangian, completely disappeared in the Sinemurian and, detritic deposits were still indicative of the presence of residual emerged areas only near Charolais and Beaujolais. The Massif Central was mostly underwater in the Carixian and, particularly, in the Toarcian. Only on its eastern border, clastic deposits are indicative of the persistence of emerged areas. The Vosges were probably underwater in the whole Lias. The Verdon swell, however, although levelled, probably persisted and was surrounded by confined areas that extended towards the Nice Arc and the Maures.

The faunal distribution and evolution partly depend on this palaeogeography.

The ammonite faunas, which were deeply renewed at the beginning of the Lias, proceeded from the Mesogean or Alpine Province. Their evolution provides a very thin chronologic framework. Successive generations of migrants arrived in France where some settled and underwent an evolution.

In the Hettangian, the ammonites arrived from the Souabe Basin and from the Alpine Sea only occupying part of the Paris Basin, the east part of France and the Rhone Basin ; they did not go beyond an Alès-Castellane line. In the Sinemurian, the faunas evolved on the spot in the Paris Basin and in the Rhone Basin. Echioceras arrived on the borders of the Basin of Aquitaine only at the end of the Lotharingian. This is the first manifestation of exchanges through the Atlantic way. At the same time, some Gemmellaroceras known in Morocco and in Portugal were to be met with in Normandy.

Elsewhere, in the Sinemurian, the first forms representative of the Eoderocerataceae occurred (Microderoceras, Promicroceras, Cruciloboceras...). They constituted most part of the Carixian fauna in the Paris Basin as well as in the Alps or in the Aquitaine Basin. New Mesogean migrants, the Hildocerataceae (Protogrammoceras and Fuciniceras), were known in the Middle Carixian of Provence and in the Upper Carixian of Ariège and of the Causses. They reached Burgundy and Nivernais at the end of the stage. If, in the Domerian, they largely developed in the south of France and in the Causses, they only temporarily invaded the Paris Basin, thus forming good stratigraphic markers within the Amaltheidae of sub-boreal origin. At the top of the stage a few Mesogean Hildoceratidae, the Tauro-

meniceras well known in Morocco and in Portugal, arrived in Normandy through the Atlantic. In the Middle Domerian, pelecypods of the Lithiotis Group arrived through the same way on the Armorican border and other characteristic faunas of pelecypods and of brachiopods also arrived through the Atlantic in the Lower Toarcian.

In the Toarcian, when the different basins widely communicated, the Hildocerataceae definitely settled in the whole country. They were to constitute most part of the fauna (Harpoceras, Hildoceras) in the Lower and Middle Toarcian, together with the Dactylioceras probably issued from Mesogean migrants : Prodactylioceras davoei that invaded the whole country in the Upper Carixian and the Reynesoceras that invaded the SE part of the country only in the Middle Domerian. At the beginning of the Middle Toarcian, during a short Mesogean invasion, Frechiella subcarinata extended up to England, while the Paroniceras remained located in the SE of France.

In the Lower and Middle Toarcian, the Iberian brachiopod faunas reached Ariège and Provence but are not known in the Corbières and in Languedoc.

In the Upper Toarcian, the faunas tended to become uniform over the whole country. However a greater variety of Hammatoceratidae occur in the south of the country and a characteristic fauna with many Osperleioceras-Pseudopolyplectus exists (in the whole stage) in the Causses Basin.

Thus, at the end of the Lias, communication were widely established over the whole country for the nectonic faunas. For the benthic faunas, however (pelecypods, brachiopods) local particularisms remained more clearly marked.

## THE MIDDLE JURASSIC

A period of wide extension of the seas, the Middle Jurassic is marked by the appearance and the development of the calcareous shelves and by the appearance of a new palaeogeographic organisation that will lead to their desagregation and to their disappearance.

The Liassic expansion resulted in the nearly total immersion of the Hercynian reliefs except the Armorican Land and the Ardenno-Rhenish Land that remained emerged throughout the Jurassic. The conquered areas were not to undergo any lasting reduction before the Upper Jurassic.

The reduction in subsidence and the conditions of reduced and discontinuous sedimentation with hiatuses, that terminated the Liassic expansion, persisted in the Lower Aalenian. But, from the Middle Aalenian, the calcareous shelves settled down and predominated down to the Lower Callovian. The bioclastic, frequently crinoidic, oolitic oncolitic facies, representative of high-energy conditions, were predominant ; the regressive phase of the Lower Bathonian corresponded to the appearance of facies deposited in a confined environment.

Except in the Dauphiné Basin and on its borders, these shelves rapidly extended and covered most part of France in the Bajocian and in the Bathonian. But the Seine-Loire furrow trough that, at least sporadically, joined the SE basin, thus separating two major shelf provinces, appeared from the Upper Bajocian ; from the Upper Bathonian and in the Callovian, they were in their turn flooded and progressively reduced owing to the recurrence of argillaceous terrigenous sedimentation. Then a new phase of basin expansions started heralding the Oxfordian Palaeogeography.

## A A L E N I A N

Coordinated by : Daniel CONTINI.

With the collaboration of : S. ELMI, J. GABILLY, A. LEFAVRAIS-RAYMOND, J. LORENZ, R. MOUTERDE, M. RIOULT and H. TINTANT.

### 1. BOUNDARIES

The Aalenian corresponds to the Opalinum Zone, the Murchisonae Zone and the Concavum Zone.

#### 1.1. Lower boundary

Due to the absence of palaeontological criteria and of a well-marked discontinuity, the lower boundary is not easily traced. Where the Lower Aalenian is present, it terminates the sedimentary sequence that started in the Upper Toarcian. However, the Opalinum Zone often coincides with the appearance of calcareous facies.

#### 1.2. Upper boundary

The Aalenian is separated from the Bajocian by a major discontinuity accompanied by a more or less important hiatus, locally corresponding to the whole Aalenian and to the Lower Bajocian. Thus the Aalenian is generally composed of the top of the sequence starting in the Upper Toarcian and ending in the Murchisonae Zone and of a sequence corresponding to the Concavum Zone. The latter, however, is well represented only in the basins.

### 2. SEDIMENTARY AREAS

#### 2.1. The Armorican calcareous shelf

In Normandy and in Cotentin, the Opalinum Zone, condensed under the form of ferruginous oolitic beds, reworked the top part of the Toarcian (Aalensis Zone). The calcareous sedimentation settled with the Malière (sandy and glauconitic cherty limestones) in the Murchisonae and in the Concavum Zones.

On the Perche promontary, from Falaise to the south of the Palaeozoic reefs of the bocaine zone, the very thin deposits disappear. Between Mamers and Alençon, microconglomeratic transgressive sands occur in the Middle Aalenian. Clastic discharges and thin shelly limestones were deposited in the Conlie country, while cherty limestones reappear near Sablé.

On the Poitou threshold, the Aalenian is absent between the Loire Valley and Thouars ; a calcareous sequence occurs further south (cherty limestones overlain by oolitic and bioclastic limestones). Near Poitiers, the fairly complete Aalenian sequence consists of argillaceous limestones (Opalinum Zone) ; cherty limestones (Murchisonae Zone) and bioclastic limestones (Concavum Zone).

Between Argenton-sur-Creuse and La Châtre, the Toarcian marls are overlain by cherty limestones of the Middle or Upper Aalenian. In the Cher, the Aalenian is very much smaller in extent or partly represented by bioclastic, crinoidal limestones (encrinites). Further east, the Aalenian is nearly totally absent.

## 2.2. The eastern calcareous shelf

It extended from the Ardennes border and the north of France, where a complete hiatus of the stage occurs, to Burgundy and Jura. The Aalenian is totally absent in the northern and western part of this shelf where it was probably eroded before sedimentation started again in the Bajocian. Only a few patches of bioclastic limestones (Burgundy) and of ferruginous limestones (Lorraine) remained.

The eastern calcareous shelf with deposits of an open shelf type is limited to the NW by the Seine fault zone (the Aalenian is absent near Le Havre and in the bore-holes of Breuillet and of Marchais, south of Paris) and to the W by the Loire fault zone.

## 2.3. The Souabe Basin

The Souabe facies, consisting mainly of sandy marls, are restricted to the Rhenish Trough. They invaded the whole trough in the Opalinum Zone before regressing in the Murchisonae Zone. In the latter zone, sandy limestones followed by bioclastic and oolitic calcareous sands progressed to the NE, from Haute-Saône up to the Strasbourg area.

The Concavum Zone corresponded to a new period of subsidence of the basin during which a reduced marly and sandy succession was deposited.

## 2.4. The Dauphiné Basin and its borders

It was separated from the Souabe Basin by "the north Jura swell" on which the Murchisonae and the Concavum Zones are absent or very much smaller in extent. It corresponded to a zone of flexure trending E-W and extending from the Besançon area to the Berne Jura.

The Jura Gulf, located between the "north Jura swell" and the Ile Cremieu promontary, consisted of bioclastic calcareous sandstones : a first sequence (Opalinum and Murchisonae Zones) was deposited on the western border, in Charollais and in Mâconnais ; a second sequence (Murchisonae Zone) covered northern Jura down to Saint-Claude and Bresse. To the SE, the bioclasts disappear and are replaced by an alternation of Cancellophycus limestones and marls.

The Dauphiné Basin was filled with a thick rhythmical succession composed of an alternation of marl and of marly limestone. This alternation is slightly more calcareous in the Murchisonae

Zone except in inner Dauphiné where, on the periphery of the Mont Blanc Massif and of the Belledonne Massif, the sedimentation was solely argillaceous with siliceous nodules.

The Briançon Ridge corresponded to a hiatus zone locally interrupted by lenses of bioclastic and coral limestones.

The Provence calcareous shelf : to the N and to the E, the successions are very condensed, lenticular and frequently dolomitic ; the Aalenian is even frequently totally absent. SW of the shelf, cherty limestones mark the transition with the calcareo-marly facies of the basin. The sharp contrast, between the Provence facies and the facies of a basin type observed in the Digne and Castellane area, is probably due to two main reasons : the presence of synsedimentary faults separating the basin from the shelf and shortening by tectonic compression that originated the overthrusting of the Nappe of Digne over the Provence shelf.

#### 2.5. The central shelf

A zone of nearly complete hiatus of the Aalenian is observed between Valence and Le Vigan and extends towards Lodève. This zone is bordered to the E by a narrow fringe of bioclastic limestones, ferruginous in places, where the Aalenian is incomplete and beyond which the facies of the Dauphiné Basin occur.

In Languedoc, the marly-calcareous successions of the basin become slightly more calcareous (Cancellophycus limestones). The same facies occurs in the Causses although it is separated from Languedoc by an area, at least 30 km-wide, on which no Aalenian is present. For this reason, this hiatus is believed to correspond to an erosion occurring prior to the Bathonian transgression. In the Causse of Rodez, sedimentation became wholly calcareous.

In the Corbières, the Lower and Middle Aalenian (Opalinum and Murchisonae Zones) is certainly represented by the cherty limestones of the eastern units, but the Aalenian is totally absent in the western units.

It also seems to be absent in the Catalan Pyrenees, in the Languedocian Pyrenees and on the Toulouse Mole. Sedimentation that stopped at the top of the Toarcian (lumachelle containing Gryphaea beaumonti) was not resumed before the Bajocian.

In eastern Aquitaine, the Aalenian is absent or very condensed between La Rochelle and Périgueux and, further south, between Figeac and Albi. However, it is represented by bioclastic limestones (5 to 10 m) near Terrasson, Brive and Souillac.

#### 2.6. The Atlantic Basin

Argillaceous "micro-filament" limestones were deposited in the basin situated S of the Armorican Massif. This basin was divided into three separate gulfs by two bioclastic and oolitic salients ; one extending N of Bordeaux and the other S of the Arcachon Basin :

- the Charentes Gulf : the Aalenian is incomplete and contains ferruginous oolites on the S border of the Poitou threshold ; it changes into argillaceous limestones further west ;

- the Parentis Gulf and the Pays Basque Gulf consist of micro-filament limestones changing to the W into an alternation of micro-crystalline limestones and of marls.

### 3. EPEIROGENESIS AND SYNSEDIMENTARY TECTONICS

Subsidence was generally unimportant or absent in the Aalenian, except in the Dauphiné Basin and in its extensions and, possibly in the south Aquitaine Basin.

Sedimentation was controlled by the movements of a mosaic of cratonic blocks which were uplifted, subsided, or tilted ; those blocks were separated by lines trending N-S and ENE-WSW.

In places, the differential movement of those compartments induced the formation of synsedimentary faults along the Cévennes border and the Causses. But, most of the time, the sedimentary cover subdued the movements of the cratonic compartments and the different palaeogeographic units were separated by flexure zones such as the Jura north swell.

### 4. PROBLEMS TO BE SOLVED

The Aalenian has not been recognized in bore-holes of the Paris Basin and of Aquitaine. On the areas of calcareous shelves, the duration of the hiatuses and the age of the bioclastic facies frequently lack precision.