

Analyse de la transgression cénomaniennne sur la bordure nord-occidentale du Bassin de l'Aquitaine*

Premier congrès français
de stratigraphie
Toulouse, 12-14 septembre 1994

Pierre MOREAU ⁽¹⁾

Analysis of the Cenomanian transgression over the north-western border of the Aquitaine Basin

Géologie de la France, n° 1, 1996, pp. 3-16, 9 fig.

Mots-clés : Transgression, Cénomanien, Biostratigraphie, Sédimentation détritque, Origine, Glauconie, Argiles, Minéraux lourds, Charente, Charente-Maritime.

Key Words: Transgression, Cenomanian, Biostratigraphy, Detrital sedimentation, Provenance, Glauconite, Clay minerals, Heavy minerals, Charente, Charente-Maritime.

Résumé

Le développement de la transgression cénomaniennne est analysé sur la bordure nord-occidentale du Bassin d'Aquitaine (Charentes) à travers la succession de sept unités biolithostratigraphiques, caractérisée chacune par son contenu organique (macro et microfaunes, microfiores), sa lithologie, ses paléoenvironnements. La répartition des ammonites, des rudistes et des principaux foraminifères benthiques est exposée. Les limites de l'étage cénomanien sont précisées et la subdivision en trois sous-étages est justifiée. L'âge du début de la transgression doit être avancé à -96 Ma.

L'identification granulométrique de l'alimentation sableuse, sa distribution spatio-temporelle, les associations minérales des fractions lourdes révèlent une dualité d'origine du matériel terrigène grossier : terminaison méridionale du Massif armoricain (Vendée et plateau sous-marin de Rochebonne) et promontoire nord-ouest du Plateau Central (Limousin, Confolentais). La participation des deux provinces distributrices au fonctionnement des systèmes

sédimentaires détermine deux domaines paléogéographiques distincts, l'un occidental, l'autre oriental. Les cortèges argileux sont à smectite largement prépondérante dans tous les milieux internes. La kaolinite se montre à l'ouest au-dessus de sédiments continentaux infracénomaniens et à l'est en bordure du Massif central. L'illite accompagne l'ouverture marine en fin de période. La répartition et la distribution granulométrique de la glauconie sont évoquées.

La dynamique marine met en jeu plusieurs pulsations transgressives. Au cours de la première et de la troisième (Cénomanienn inférieur et moyen), la mer franchit à deux reprises le Seuil du Poitou en direction du Bassin de Paris. La dernière pulsation qui débute au Cénomanienn terminal est la plus importante.

Pour conclure, l'originalité de la transgression est soulignée par le résumé de ses caractéristiques majeures :

– progression depuis le sud-ouest vers le nord et l'est ;

– dynamique marine saccadée et lente à travers une succession de milieux

néritiques ne s'ouvrant qu'au sommet de l'étage ;

– climats chauds et humides et influences mésogéennes prépondérantes dans les associations fauniques de plate-forme, s'effaçant en fin de période ;

– double alimentation terrigène ;

– subsidence et taux de sédimentation faibles à modérés, croissants vers l'ouest et le sud-ouest ;

– bathymétrie très faible.

English abridged version

After a marine transgression around the end of the middle Portlandian followed by more than 40 Ma of continental evolution, the North Aquitaine margin at Charente was covered by a Cenomanian transgression that advanced unconformably across various Late Jurassic strata and Early Cretaceous terrigenous deposits.

The progress of the Cenomanian transgression on the North Aquitaine margin is analysed from a succession of seven bio-lithostratigraphic units, each

* Communication orale lors du Premier Congrès Français de Stratigraphie, Toulouse, 12-14 septembre 1994. Manuscrit reçu le 20 octobre 1994, accepté définitivement le 19 septembre 1995.

(1) Laboratoire de Géobiologie et Biochronologie, 40 avenue Recteur Pineau, 86022 Poitiers Cedex.

characterized by its organic content (macro- and microfauna, microflora), its lithology and its paleoenvironments. These units, from the base up, are:

A. Sand and laminated lignitic clay in the western domain; thin discontinuous clay layer in the eastern domain.

B. Two orbitolinid-rich carbonate formations (B1 and B3) separated by a glauconitic sandy bed (B2) in the western domain; green sandstone in the eastern domain.

C. Bedded limestone with rudists and *Prealveolina* cretacea.

D. Clayey and silty limestone in the western domain; marl and oyster lumachelle in the eastern domain.

E. Sandstone and sand with *Pycnodonta biauriculata*.

F. Upper limestone with *Ichthyosarcolithes*.

G. Limestone and clayey limestone with *Calyoceras naviculare* and *Arca tailleburgensis*.

The distribution of ammonites, rudists and major benthic foraminifera is discussed. The boundaries of the Cenomanian stage are considered and a subdivision into three substages is justified. The transgression is considered to have begun at -96 Ma.

Identification of the sand source through particle-size analysis, its spatio-temporal distribution and heavy-mineral associations reveal a double origin for the coarse terrigenous material: the southern end of the Armorican Massif (Vendée and the Rochebonne continental shelf) and the north-western part of the Massif Central (Limousin, Confolentais). The participation of both source provinces in the active sedimentary systems determines two paleogeographic domains — the one in the west and the other in the east. In all the inner and fairly restricted environments, smectite is largely dominant among the clay minerals; kaolinite is found in the west overlying Early Cretaceous continental deposits and in the east at the edge of the Massif Central; illite is associated with the open-sea conditions at the end of the

period. The grain size and distribution of glauconite are discussed.

The marine dynamics caused several transgressive pulses. During the first pulse (early Cenomanian) the sea crossed the Poitou Sill towards the Paris Basin for the first time. The Paris Basin was again penetrated during the third pulse (early part of the middle Cenomanian); the transgression extended northward into the Vendée with a terrigenous littoral sedimentation. During the late part of the middle Cenomanian, a regional tectonic event caused the upthrust of the northern border of the North Aquitaine platform. The last pulse (latest Cenomanian - early/middle Turonian) was the most extensive, lasting for 2 Ma in a tectonically stable context and more temperate climatic conditions. It saw the opening of the Lower Loire Strait and the deposition of ammonite-bearing limestone in the Vendée.

To conclude, the originality of the transgression is revealed by a summary of the main characteristics:

– an advance from the southwest (Iberia) towards the north and east by overstep and onlap;

– a slow, jerky marine dynamics through a succession of neritic paleoenvironments only giving way to open sea at the end of the stage;

– warm and humid climates with a Tethyan influence dominating the association of shelf fauna and disappearing at the end of the period;

– a low sedimentation rate, increasing westwards and south-westwards (10/20 m/Ma);

– two terrigenous sources;

– a moderate subsidence broadly counter-balanced by sedimentary infill with little bathymetric variation (between about 20 m and scarcely over 100 m).

The Cenomanian transgression over the North Aquitaine margin formed part of a general positive eustatic movement within the framework of the mobility of the Northern Atlantic, with the opening of the Gulf of Gascogne (110-80 Ma).

Introduction

Objet et démarche

Le Cénomanien constitue en Charentes deux bandes d'affleurements d'orientation sud-armoricaine, conditionnées par la tectonique (fig. 1) :

– la bande méridionale est au coeur de l'anticlinal de Jonzac ;

– la bande septentrionale appartient au flanc nord du synclinal de Saintes et à un pli monoclinale, une flexure faillée dans la région de Cognac.

L'analyse de la transgression céno-manienne porte plus particulièrement sur cette bande septentrionale qui est aussi une limite d'érosion. Elle fait appel aux données de la cartographie, de la biostratigraphie, de la lithostratigraphie, de la sédimentologie et de la paléogéographie.

La cartographie a fourni le cadre pour déterminer la géométrie des dépôts.

La biostratigraphie a permis l'établissement des zonations et des corrélations à partir de la macrofaune (ammonites, rudistes, lamellibranches, échinides, brachiopodes), de la microfaune (foraminifères benthiques, ostracodes) et de la microflore. La lithostratigraphie est étayée par la description des faciès et microfaciès, banc par banc, pour chaque formation. La sédimentologie précise le contenu sédimentaire pour la nature, la distribution et l'origine des éléments terrigènes et de la glauconie, à l'intérieur du cadre chronostratigraphique défini.

La paléogéographie vise ensuite à restituer l'organisation de cette bordure du bassin, l'enchaînement des environnements, le fonctionnement des systèmes sédimentaires dans un cadre régional élargi, structural et tectonique, aux différents moments de la dynamique transgressive.

La stratigraphie est alors conçue comme une discipline fondamentale, unitaire (Rat, 1980), une démarche d'abord analytique, puis synthétique par l'interprétation et la confrontation d'approches diverses pour mieux appréhender les événements dans leurs dimensions espace/temps.

Historique abrégé des travaux antérieurs sur le Cénomanien des Charentes.

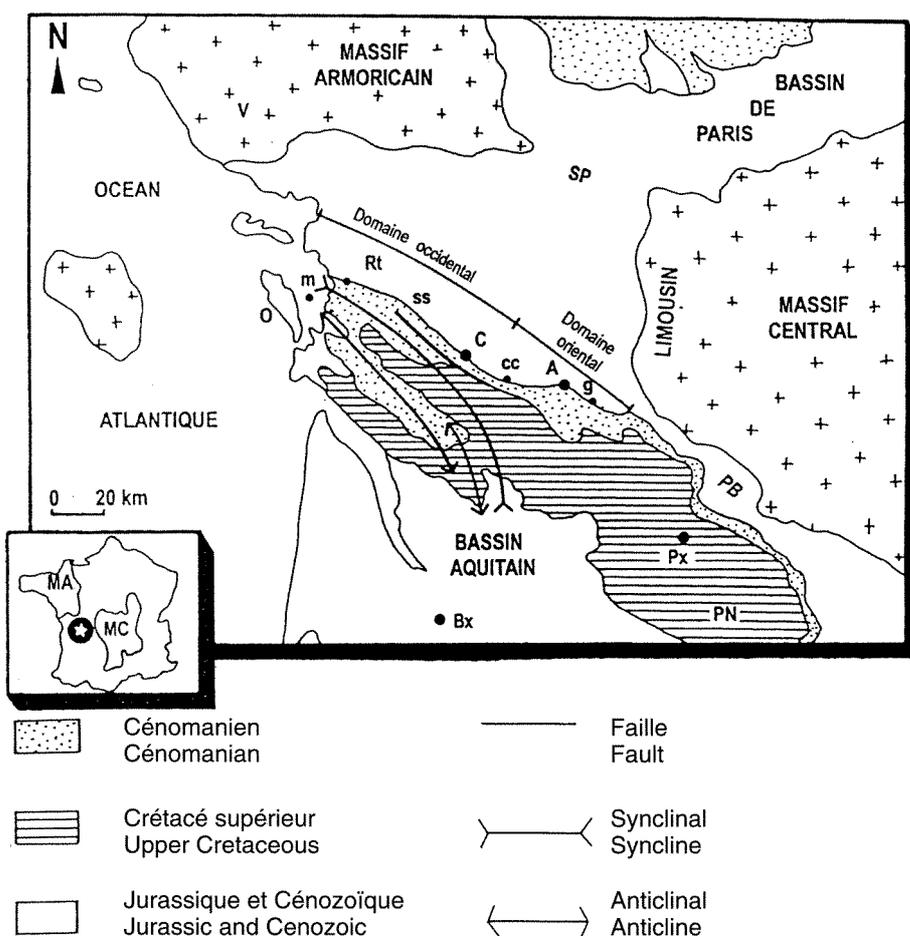
La région charentaise est l'objet de recherches géologiques depuis plus d'un siècle et demi, avec deux périodes principales.

Une période ancienne, dans la seconde moitié du 19^e siècle, est celle de l'établissement de la biostratigraphie et de l'inventaire paléontologique. Une série d'études générales ou régionales fait autorité, signées par J.A. d'Archiac (1851), W. Manès (1853), H. Coquand (1858), H. Arnaud (1877). En paléontologie, l'oeuvre magistrale d'A. d'Orbigny vient d'être publiée. Ce catalogue des invertébrés mésozoïques se réfère largement aux fossiles charentais. Ces oeuvres maîtresses sont accompagnées d'une multitude d'études plus limitées mais de qualité, trop nombreuses pour être citées. Dans le même temps, l'établissement des cartes géologiques à 1/80 000 va permettre les premières synthèses régionales, structurales (Glangéaud) et cartographique avec le 1/320 000 de La Rochelle (Welsch).

Une période moderne, dans la seconde moitié de ce siècle, va produire une série de travaux détaillés, à partir notamment des microfaunes et des matériaux recueillis au cours des levés pour la couverture géologique à 1/50 000 et deux études générales dues à J.P. Platel (1989) et P. Moreau (1993).

Cadre chronostratigraphique : bio-lithostratigraphie

Après une régression marine vers la fin du Portlandien moyen matérialisée par un bassin gypsifère et une évolution continentale durant plus de 40 millions d'années, la mer prend à nouveau possession de la plate-forme nord-aquitaine dans le domaine charentais au début du Cénomanien. Les dépôts de cette époque recouvrent par une discordance cartographique générale différents termes du Jurassique supérieur (Kimmeridgien-Portlandien) et des sédiments terrigènes du Crétacé inférieur.



A : Angoulême - Angoumois. Bx : Bordeaux. cc : Châteauneuf/Charente. O : Ile d'Oléron. g : Garat. m : Ile Madame. PB : Périgord Blanc. PN : Périgord Noir. Px : Périgueux. Rb : Plateau sous-marin de Rochebonne. Rt : Rochefort. ss : Saint-Savinien. SP : Seuil du Poitou. V : Vendée.

Fig. 1. - Cadre géographique et géologique.

Fig. 1. - Geographical and geological setting (cities and regions mentioned in the French text).

Sept unités ont été définies dans le Cénomanien, reconnaissables sur toute la bordure nord-aquitaine. Pour la partie occidentale où les sédiments sont plus dilatés, des sous-unités à valeur plus locale ont été distinguées (Moreau, 1976, 1977, 1987b, 1993, vol. I) (fig. 2).

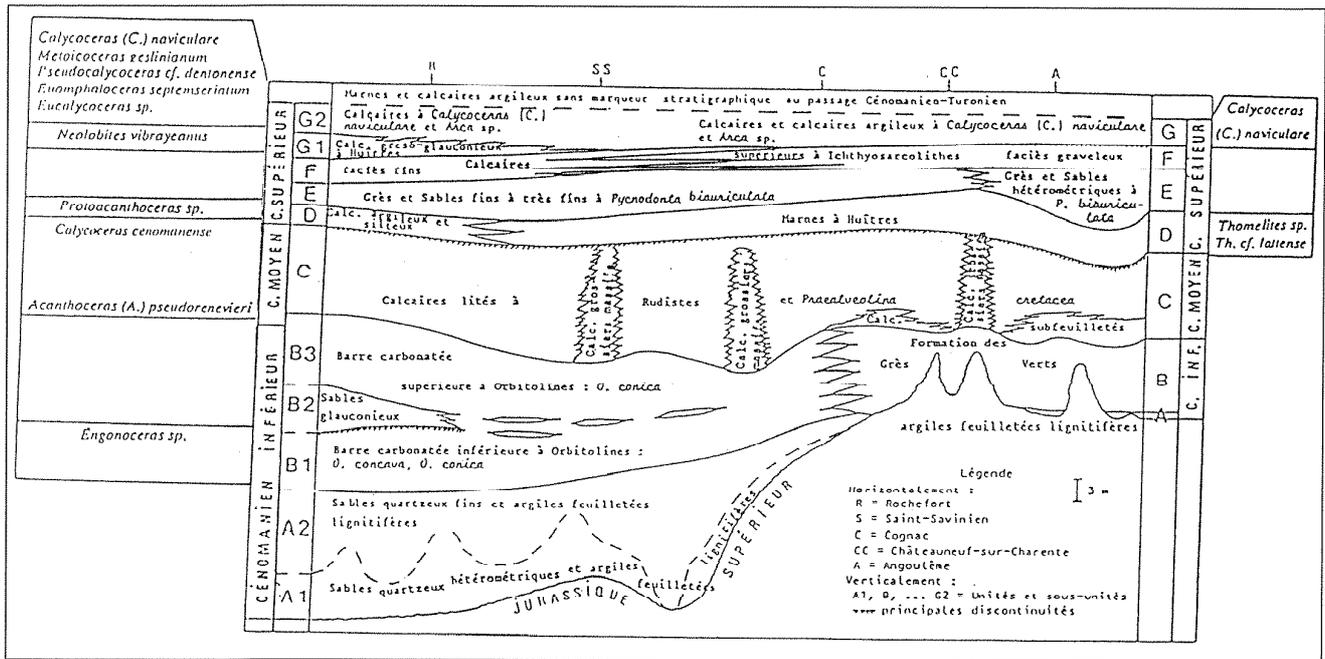
Unité A

Un complexe terrigène représente l'unité basale, avec une puissance décroissante depuis la côte atlantique (15 m) jusqu'à Cognac (8-10 m) et relayé en Angoumois par un niveau mince et discontinu (< 1 m) d'argile laminée. A l'ouest, la granulométrie du quartz permet de distinguer deux ensembles : A1 regroupe des sables hétérométriques à trois modes, associés en corps lenticulaires peu étendus avec des argiles feuilletées lignitifères ; A2 réunit des sables fins homométriques (150 µ,

interstratifiés avec des argiles laminées, en dépôts souvent rythmiques.

Les argiles renferment des microflores de spores de plantes de lagune et de fougères, de pollens de conifères (*Classopollis*, *Disaccates*) et d'angiospermes, et une très faible part de microplancton (< 5 %) avec *Tenua*, *Gonyaulax*, *Hystricosphaeridium*.

L'attribution stratigraphique au Cénomanien basal est fondée sur l'importance et la différenciation des angiospermes, l'abondance des *Tenua* et *Hystrichosphaeridium*, et une petite association de foraminifères planctoniques dans un biotope aquatique à spores d'algues près d'Angoulême : *Guembelitra harrisi* Tappan, *Globigerinelloides* cf. *aegelfordensis* (Moreman) et *Hedbergella planispira* (Tappan) (Moreau, 1977).



Horizontalement : *Horizontally* : A = Angoulême ; C = Cognac ; CC = Châteauneuf/Charente ; R = Rochefort ; S = Saint-Savinien.
 Verticalement : *Vertically* : A1, B, G2 = unités et sous-unités ; *units and subunits* // principales discontinuités ; *major discontinuities*.

Fig. 2. – Transgression cénomanienne nord-aquitaine : succession des unités et sous-unités biolithostratigraphiques, corrélations ouest-est entre les principales formations et éléments significatifs du contenu ammonitique.

Fig. 2. – North Aquitaine Cenomanian transgression: succession of biolithostratigraphic units and sub-units, West-East correlations between the main formations and significant elements ammonite the contents.

L'association végétale traduit un environnement de lagune en bordure de continent boisé, un climat chaud et humide, un milieu confiné (rareté des *Hystricosphaera*). Au cours de cette première étape, la transgression n'a pas entièrement submergé l'auréole de terrains jurassiques autour du Plateau Central.

Unité B : Domaine occidental : couches à orbitolines

Ce sont deux formations carbonatées, séparées par un épisode de sables glauconieux.

La formation inférieure (sous-unité B1), épaisse de 1,50 m à 7 m, montre la succession suivante : sables calcaireux, grès calcaires, parfois oolithiques, calcaires détritiques, puis bioclastiques et noduleux, avec intercalations lenticulaires de marnes et d'argiles.

Des sables glauconieux fins à très fins, indurés au sommet, forment ensuite la sous-unité B2.

La formation supérieure (sous-unité B3), puissante de 5,50 m à 15 m comprend d'abord une suite de séquences élémentaires, à terme inférieur mince et terrigène à huîtres, à terme supérieur carbonaté à rudistes, plus épais (métrique) et limité par une surface durcie. Au-dessus viennent des assises minces de micrites bioclastiques, argileuses au sommet.

Les microorganismes (fig. 4) sont *Orbitolina concava* (Lmk) marqueur de B1, *O. conica* (d'Arch.), *Praealveolina (Simplalveolina) simplex* (Reichel) et des petites formes benthiques (textulariidés, miliolidés), plusieurs trocholines en B3, des algues codiacées et dasycladacées et dans les faciès argileux ou marneux des microbes riches en microplancton (25/60 %) et quelques ostracodes.

La macrofaune réunit des rudistes, *Ichthyosarcolithes triangularis* Desm. (B1), associé à *Sphaerulites foliaceus* Lmk. (B3), des huîtres, *Exogyra columba* (Desh.) formes *minor* à *media* et des bivalves (*Panopea semistriata* d'Orb. en B1), des échinides nombreux et diversi-

fiés (Néraudeau et Moreau, 1989), des bryozoaires abondants. B3 renferme en outre des térébratules biplissées, *Angulithes triangularis* Montf. et dans plusieurs faciès marneux localisés au sommet, *Acanthoceras (Acanthoceras) pseudorenevieri* (Spath, 1926) du Cénomaniens moyen basal (Moreau et al., 1983).

Après l'établissement rapide du régime marin à la base de B1, des environnements littoraux et de plate-forme interne carbonatée à rudistes se succèdent, ces derniers s'affirmant à la partie supérieure de B3.

Domaine oriental : formation des Grès Verts*

C'est un complexe de dépôts lenticulaires à terrigènes de 8 à 10 m d'épaisseur : grès grossiers à débris d'huîtres, grès fins glauconieux, sables, argiles, marnes, calcaires détritiques, parfois oolithiques, formations à galets intrafor-

* nom donné par H. Coquand.

milieu confiné, à Préalvéolines aplaties et débris ligneux (2/3 m).

Le milieu devient ensuite plus proximal dans la moitié supérieure du sous-étage, avec la disparition de certains groupes (échinides, térébratules, nautilus) et une forte réduction de la diversité pour les autres. Les rudistes fournissent des exemples de groupements, bancs à caprines, biostromes à radioliti-dés, bioherme à *Durania*, à côté de formes isolées. Ils sont associés à des gastéropodes, des stromatopores (*Actinostromaria stellata* Deh.) et la sous-famille des sauvagesinés prend une place importante.

Au sommet, la raréfaction de tous les organismes et le retour de terrigènes silteux annoncent le comblement de la plate-forme, limitée par une discontinuité polymorphe (surface structurale, hard-ground), visible aussi sur le versant sud-ouest du Bassin de Paris.

Unité D : marnes à huîtres ; calcaires argileux et silteux

Cinq mètres de marnes à intercalations gréseuses dans le domaine oriental et 1,70 m de calcaires argileux et silteux dans le domaine occidental représentent cette unité qui débute le Cénomaniens supérieur.

La macrofaune fournit en Angoumois : *Thomelites* cf. *luttense* (Thomel) (rare), des lumachelles à huîtres avec *Exogyra columba major* (Desh.) et *Cerastostreon flabellatum* (d'Orb.), "*Sellythyris*" (*Terebratula*) *phaseolina* (Lmk.), et sur la côte atlantique : *Protoacanthoceras* (rare), des nautilus oxycones, des échinides avec *Goniopygus*, *Nucleotites*, *Catopygus*, *Pseudodiadema*, *Coenholectypus*, *Hemiaster*, *Periaster* (Néraudeau et Moreau, 1989), des restes d'ophidiens marins et de sélaciens. La microfaune réunit des populations riches et diversifiées d'ostracodes (une quarantaine de formes), des petits foraminifères benthiques (*Flabellamina*, *Daxia*, *Haplophragmoides*, *Ammobaculites*) et quelques planctoniques (*Guembelitra*, *Hedbergella*, *Praeglobotruncana*). Les microbios sont à microplancton dominant (60 %) avec plusieurs espèces d'*Hystricosphaera* et d'*Hystricosphaeridium*.

Les milieux margino-littoraux montrent à la fois des indices de communication marine (microplancton, foraminifères planctoniques, importance de l'illite à l'ouest), et à l'est d'Angoulême, la proximité continentalc (quartz, micas blancs, kaolinite) et des influences saumâtres localisées (gypse, population monospécifique d'ostracodes lisses associés à *Discorbis minimus* Vieaux et à des foraminifères à tests agglutinés).

Unité E : grès et sables à Pycnodonta biauriculata

Des grès et sables quartzeux constituent la seconde unité du Cénomaniens supérieur avec des épandages très dissemblables à l'ouest et à l'est : des sables fins à très fins, à forte usure marine et un peu glauconieux (2-11 %) dans le premier cas (2,50 à 5 m), des sables hétérométriques et grossiers (cinq modes) dans le second (2 à 8 m), sans glauconie.

Les peuplements à huîtres dominent cet environnement terrigène avec *Pycnodonta biauriculata* (Lmk.) comme marqueur, associé aux deux espèces de l'unité précédente. On rencontre encore *Terebratella carantonensis* d'Orb. et des figures stromatolithiques en Angoumois, des ostracodes semblables à ceux de D à la base de la formation à l'île Madame et pour l'ensemble, une microfaune restreinte et de petite taille avec en particulier *Daxia cenomana* Cuv. et Szak. et *Pseudocyclamina rugosa* d'Orb.

Unité F : calcaires supérieurs à Ichthyosarcolithes

Dans la région de Rochefort, des calcaires fins abritent un paléomilieu, à rudistes (*Ichthyosarcolithes*, *Praeradiolites*), petites huîtres (*Ex. columba*), gastéropodes (*Nerinea*, *Natica*, *Pterodonta*, *Strombus*), bryozoaires, coelentérés, échinides (*Cidaris*, *Hemiaster*, *Phymosoma*, *Pseudodiadema*), foraminifères benthiques (*P. cretacea*, *Daxia*, *Dicyclina*, *Cuneolina*, *Dictyopsella*) et algues calcaires (*Boueina*).

En Angoumois, des calcaires graveleux correspondent à des conditions subrécifales d'énergie plus élevée, avec

une association plus restreinte de rudistes, gastéropodes et coelentérés. A la limite orientale des affleurements de Charente, des calcaires fins réapparaissent, à éléments planctoniques (*hedbergelles*, *pithonelles*, *Heterohelix*, *Praeglobotruncana*).

L'épaisseur de la formation est d'environ 3 m à l'ouest comme à l'est.

Unité G : calcaires et calcaires argileux à Calyoceras naviculare

Sur la côte atlantique, deux sous-unités ont été distinguées :

G1 (3 m) formée de grès et calcaires détritiques, glauconieux à la base, abrite quatre horizons lumachelliques à *Ex. columba* (Desh.) et *Rastellum carinatum* (Lmk.) en association avec des pectinidés et *Ditrupa* ;

Un exemplaire de *Neolobites vibrayenus* (d'Orb.) de Port-des-Barques (ex collection Hébert) suggère par sa conservation le sommet de la sous-unité G1 (Moreau *et al.* 1983).

G2 (3,50 m) au-dessus, est carbonatée et caractérisée par *Calyoceras* (*C.*) *naviculare* (Mantell) et encore *Metoicoceras geslinianum* d'Orb., *Pseudocalyoceras* cf. *dentonense* (Moreman), *Eucalyoceras* (Moreau *et al.*, 1983), *Arca* cf. *tailleburgensis* d'Orb. Un spécimen incomplet recueilli sur l'estran de Port-des-Barques par D. Néraudeau a été rapporté à l'espèce *Euomphaloceras* (*Kanabicerus*) *septemseriatum* (Cragin) par P. Courville.

Les deux sous-unités sont séparées par un mince niveau marneux qui livre des brachiopodes (*T. carantonensis* d'Orb. et "*Sellythyris*" (*T.*) *phaseolina* Lmk.) et une échinofaune en majorité renouvelée avec des espèces des genres *Holaster*, *Anorthopygus*, *Globator*, *Hemiaster*, *Discoidea* et *Orthopsis* (Néraudeau et Moreau, 1989). Les foraminifères sont peu nombreux et de taille réduite et comprennent quelques planctoniques (*Globotruncana*, *Praeglobotruncana*).

En Angoumois, des micrites plus ou moins argileuses fournissent des éléments fauniques et microfauniques sem-

blables, principalement *C. (C.) naviculare*, *A. tailleburgensis* et des huîtres dans une série plus condensée (3 m).

Le milieu encore littoral et terrigène en G1 s'ouvre ensuite nettement sur le domaine océanique avec des conditions climatiques plus tempérées en G2.

Principaux faits acquis et éléments stratigraphiques majeurs

1) La faune d'ammonites montre la présence de témoins de quatre zones standards du Cénomanien moyen (*Rhotomagense* et *Jukesbrownei*) et supérieur (*Guerangeri* et *Geslinianum*). Ces marqueurs, associés à la répartition et l'occurrence des foraminifères justifie la subdivision de l'étage en trois sous-étages (fig. 2).

2) Le Cénomanien terminal (zone à *Juddii*) et le passage au Turonien (zone à *Coloradoense*) n'ont pas été reconnus. Plusieurs mètres de marnes sans marqueurs, sous les calcaires argileux de la zone à *Nodosoides*, peuvent les représenter.

3) Le rattachement au Cénomanien inférieur de la plus grande part des couches à orbitolines et du complexe terrigène sous-jacent (unité A) permet de penser que l'étage est présent dans les Charentes dès sa base.

4) L'âge du début de la transgression doit en conséquence être avancé par rapport à l'idée de Haug (1911), toujours admise, le situant au Cénomanien supérieur.

5) La répartition des rudistes nord-aquitains (fig. 3) présente des différences notables avec celles de Provence (Philip, 1978) et des Pyrénées (Bilotte, 1985). Le genre *Caprinula* n'est pas confirmé en Charentes et le genre *Radiolites* est absent. *Polyconites operculatus* Roulland est abondant au Cénomanien moyen, ainsi que *Apricardia* avec quatre espèces et les sauvagésinés.

Le groupe s'efface momentanément au sommet de l'étage (zone à *Geslinianum*).

6) A l'exception des orbitolines, la microfaune benthique mésogéenne est liée au milieu de plate-forme carbonatée à rudistes. *Praealveolina cretacea tenuis* Reichel n'a pas atteint le domaine cha-

rentais. Des problèmes demeurent à propos de l'existence éventuelle de *P. iberica* Reichel au Cénomanien inférieur/moyen. *Simpalveolina (P.) simplex* Reichel est absente au Cénomanien supérieur (fig. 4).

7) La correspondance ouest-est des formations dans le cadre chronostratigraphique régional (fig. 2) montre une forte réduction d'épaisseur des dépôts de la série orientale charentaise, pour les parties basale (A), inférieure (B) et sommitale (G) de l'étage.

Comparaison succincte avec le stratotype

Les séries charentaises présentent des différences importantes avec celles de la région-type (Juignet *et al.*, 1978 ; Juignet, 1980). Les affinités fauniques sont surtout marquées au Cénomanien supérieur pour les ammonites.

Cénomanien inférieur

Les sables et argiles lignitifères de l'unité basale (A) et la première formation à Orbitolines (B1 avec *O. concava*) des Charentes occupent une position stratigraphique comparable à celle des Marnes de Ballon de la Sarthe. Au-dessus, la sous-unité carbonatée B3 équivaut sensiblement aux formations sableuses sarthoises (Sables de Lamnay, de la Trugalle, partie inférieure des Sables du Maine). Aucune des nombreuses ammonites du bassin parisien n'est connue en Charentes où seul un exemplaire d'*Engonoceras* sp. a été récolté en B1.

Cénomanien moyen

La plate-forme carbonatée à rudistes charentaise est à mettre en parallèle avec les séries sablo-gréseuses du Maine (pars), du Mans et la Craie de Théligny. A la base du sous-étage, *Acanthoceras (A.) pseudorenevieri* (Spath, 1926) du sommet de B3 est à rapprocher de *Acompsoceras renevieri* (Sharpe) de la Craie de Théligny. Au sommet, *Calyco-ceras cenomanense* (d'Arch.) des Sables du Perche a été aussi signalé en Charentes.

Cénomanien supérieur

Le genre *Thomelites* sp. marque avec des espèces différentes le début du sous-étage dans les deux bassins, au sein de faciès marneux.

L'unité G et la sous-unité G2 des domaines charentais présentent plusieurs espèces communes avec les Sables de Bousse et les Sables à *Catopygus obtusus* de la Sarthe : *Metoicoceras geslinianum* (d'Orb.), *Kanabicerias septemseriatum* (Cragin), *Pseudocalyco-ceras cf. dentonense* (Moreman) et *Calyco-ceras (C.) naviculare* (Mantell) abondant en Charentes avec des taxons très élaborés de la fin du phylum, alors que d'autres formes sont déjà présentes dans les Marnes à *Ostrea biauriculata* de la Sarthe.

La sédimentation terrigène et glauconieuse : nature, distribution, origine

Les diverses analyses ont été conduites séparément dans chaque unité et sous-unité stratigraphique (Moreau, 1993, vol. II).

La sédimentation sableuse (fig. 5)

1. Les venues sableuses ont d'abord été caractérisées du point de vue dimensionnel par l'étude classique des courbes de distribution (Billy, 1954 ; Rivière, 1977) et les populations élémentaires définies par leurs modes et leurs proportions respectives lorsqu'elles participaient à des assemblages (Barusseau, 1973). Ces données ont permis de préciser l'évolution spatio-temporelle des différents apports.

L'analyse a révélé une double origine du matériel :

- occidentale, à partir de la terminaison méridionale du Massif armoricain, au niveau du plateau sous-marin de Rochebonnc ;
- orientale, à partir de la partie nord-ouest du Plateau central (Limousin, Confolentais).

2. La participation de chaque province à chaque étape de la transgression est un élément fondamental du fonctionne-

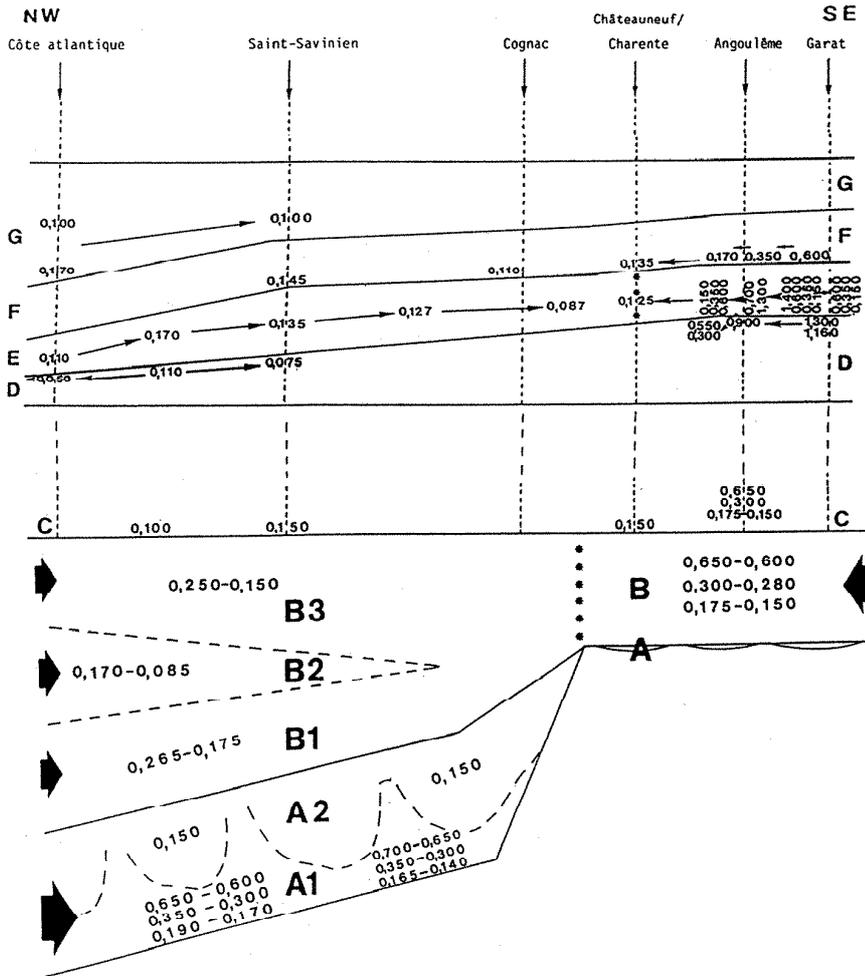


Fig. 5. - Représentation des sables du Cénomanien nord-aquitain (Charentes) par leurs modes caractéristiques avec indication d'origine et schéma des déplacements présumés pour le Cénomanien supérieur.

: Limite des domaines paléogéographiques de l'ouest et de l'est ; ➔ Origine.

Fig. 5. - Graphic representation of North Aquitaine (Charentes) Cenomanian sands, accords to their characteristic modes, with location of origin and sketch of inferred displacements during the Upper Cenomanian.

: Boundary between western and eastern paleogeographic domains; ➔ Origin.

ment des systèmes sédimentaires (Moreau, 1987a).

Au Cénomanien basal, la sédimentation sableuse est uniquement d'origine occidentale et le Massif central peut être considéré comme un relief sénile. Au-dessus, les Grès Verts orientaux enregistrent des apports relativement plus importants que les couches à orbitolines, leurs homologues occidentales. Au Cénomanien supérieur, la reprise de l'érosion est plus active sur la bordure du Massif central que sur le plateau de Rochebonne et libère un matériel plus abondant, plus grossier, plus hétérométrique et beaucoup moins usé que celui de l'ouest.

Les limites géographiques des deux alimentations ont été précisées : quelques kilomètres à l'est de Cognac au Cénomanien inférieur et Châteauneuf-sur-Charente au Cénomanien supérieur (fig. 5).

Enfin, au Cénomanien terminal, d'ultimes décharges sableuses envahissent les assises inférieures des affleurements de la façade atlantique, en s'épuisant très vite vers l'est. Elles n'ont pas d'équivalent dans le domaine oriental charentais.

3. A travers la multitude des actions de sélection dimensionnelle du matériel, la persistance de trois modes a été recon-

nue durant tout le Cénomanien et pour les deux domaines paléogéographiques :

- un mode grossier : 0,600-0,650 mm
- un mode moyen : 0,300-0,350 mm
- un mode fin : 0,150-0,175 mm

La stabilité de ces paramètres dimensionnels est considérée comme une caractéristique originelle du quartz liée à ses sources, c'est-à-dire à la taille des grains dans les différentes roches-mères.

Il faut y adjoindre l'existence localisée d'un mode très fin (0,085 mm) au Cénomanien inférieur (sous-unité B2) et supérieur (unité E) à l'ouest, et d'un mode très grossier (1,300-1,160 mm) à l'est d'Angoulême au Cénomanien supérieur (unité E et sommet de l'unité D).

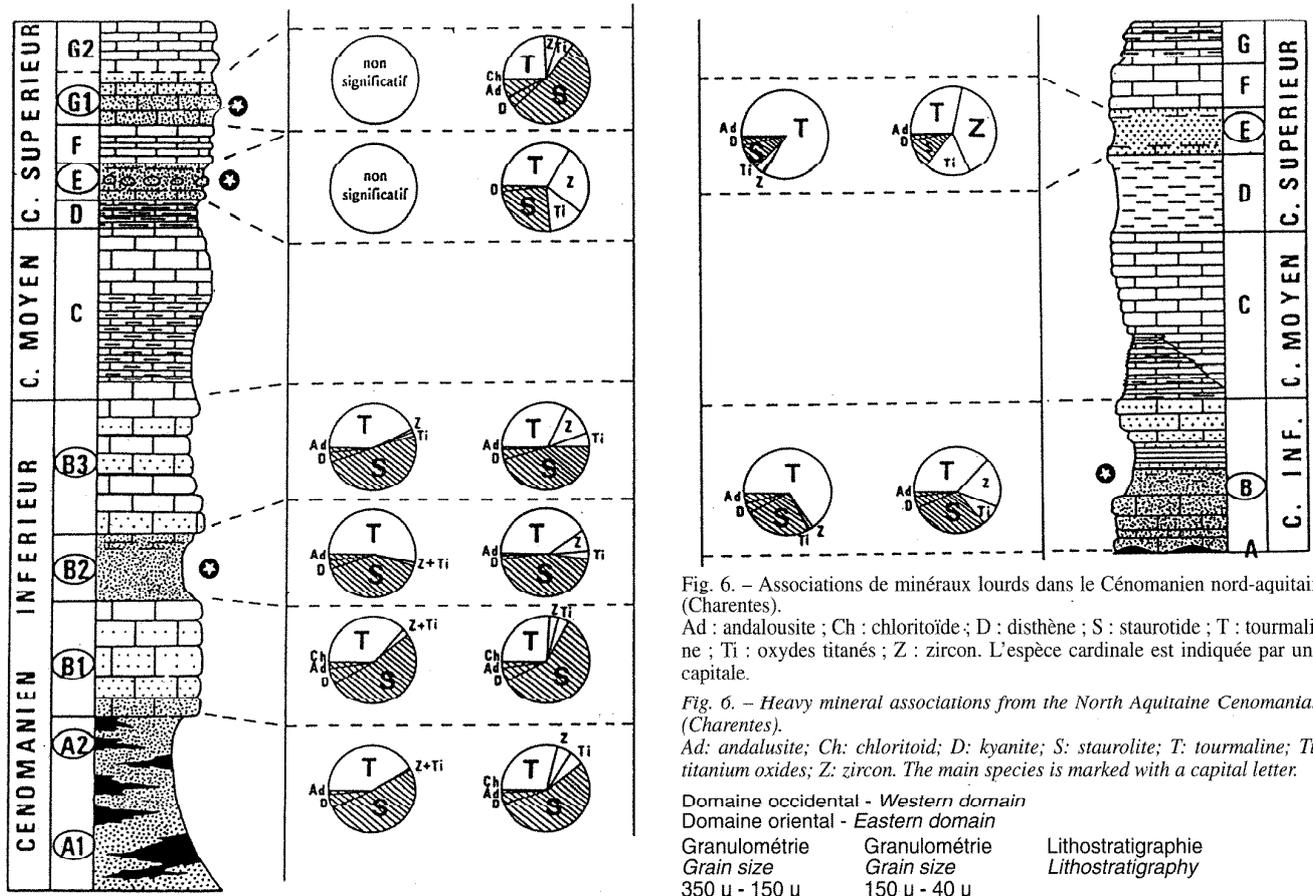
4. La mise en place du matériel suscite plusieurs interprétations et hypothèses.

Au début de l'étage (A1, partie inférieure de l'unité A), un matériel fruste et hétérométrique est amené par chenaux divagants, déposant des mélanges de stocks.

Au-dessus (A2 et jusqu'au début de la sous-unité B1), la chenalisement semble mieux marquée à travers plusieurs zones d'arrivée pour des apports sableux toujours de même type, tandis que latéralement des sélections se développent par diminution de taille et homogénéisation.

Dans les Grès Verts orientaux (unité B), une succession de zones géographiques à détritisme plus ou moins abondant et à matériel plus ou moins sélectionné manifeste la prépondérance des facteurs locaux dans la distribution du sable.

Des dérives littorales sont suggérées par l'évolution géographique des modes au Cénomanien supérieur. Elles sont à progression orientale à l'ouest et à progression occidentale à l'est, dans les unités E et D. Pour l'unité E dans sa partie orientale, le matériel semble provenir d'une zone deltaïque, localisée à quelques kilomètres à l'est d'Angoulême, caractérisée par des modifications sensibles de la granulométrie, de la minéralogie (présence de feldspaths) et de la sédimentation (stratifications



obliques à 45° de feuillets gréseux dans une matrice meuble).

Les fractions minérales lourdes des sables (fig. 6)

1. Le cortège significatif des minéraux lourds transparents s'établit avec neuf espèces seulement :

- cinq éléments ubiquistes : tourmaline avec ses variétés claire, brune, verte et bleue (indicolite), zircon et la trilogie des oxydes titanés, rutile, anatase et brookite ;

- quatre éléments du métamorphisme : staurotide, disthène, andalousite et chloritoïde.

D'autres espèces ont une occurrence seulement occasionnelle. Les éléments ferromagnésiens et le grenat sont absents.

2. Les associations de minéraux lourds confirment la dualité d'origine du matériel sableux et permettent une meilleure identification des provinces pourvoyeuses.

La province occidentale libre d'abord une alimentation à cachet métamorphique dans la première partie du Cénomaniens inférieur (A, B1). Il s'agit d'un métamorphisme de stade modéré à staurotide prépondérante correspondant au contexte hercynien de Vendée (Moreau, 1985).

Le caractère d'origine métamorphique s'affaiblit ensuite dans les sous-unités B2 et B3 et un meilleur équilibre s'établit entre les cortèges d'éléments métamorphiques et ubiquistes.

Puis le cachet résistant l'emporte ensuite nettement au Cénomaniens supérieur.

Pour le plateau de Rochebonne, ce schéma suggère une érosion d'abord privilégiée de l'enveloppe de schistes métamorphiques, attaquant ensuite plus profondément le cœur granitique de la structure, selon le schéma de B. Callame (1965).

D'ultimes décharges terrigènes, limitées à la façade atlantique au Cénomaniens terminal impliquent enfin une sou-

ce particulière par leur caractère métamorphique plus accusé encore qu'au Cénomaniens inférieur. Le chloritoïde est le marqueur de ce dernier apport.

La province orientale fournit une alimentation de type plutonique acide dominée par les espèces résistantes et ce caractère s'accroît du Cénomaniens inférieur au supérieur. La tourmaline et le zircon sont les espèces cardinales selon la granulométrie.

Les apports occidentaux et orientaux se rejoignent dans la région de Cognac, siège d'un certain mélange de sédiments.

3. La forte sélection minéralogique des sables témoigne d'actions climatiques et pédologiques conséquentes qui ont éliminé les éléments ferromagnésiens et le grenat, ainsi que les feldspaths dans les fractions légères. Ces phénomènes se sont exercés au cours des épisodes d'évolution continentale, au Permo-Trias pour les ferromagnésiens, absents dans toute la série mésozoïque et au Crétacé inférieur pour le grenat, élément habituel des cortèges jurassiques.

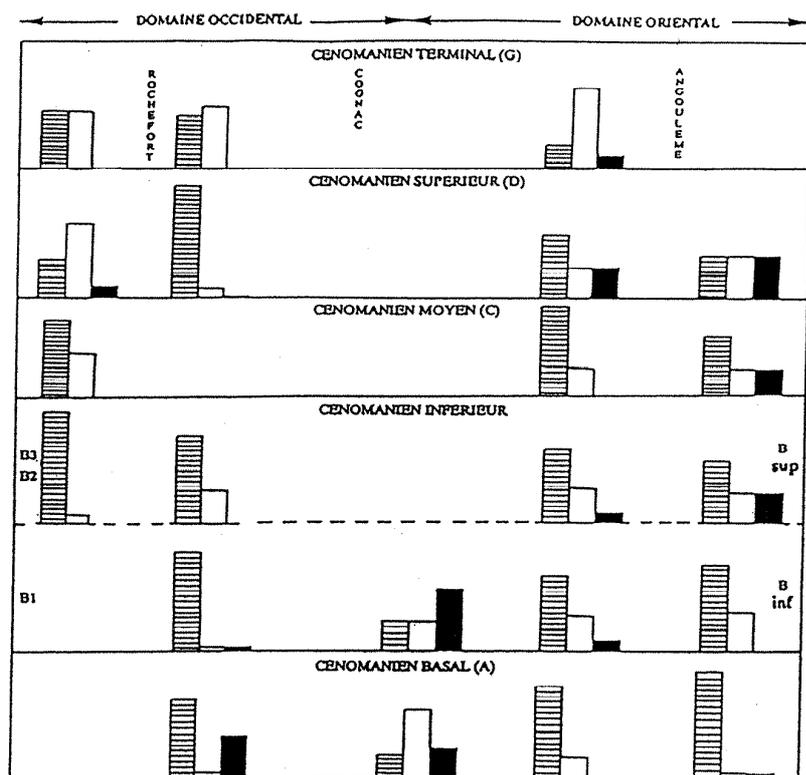


Fig. 7. – Diagramme synthétique de la distribution et de l'importance relative des minéraux argileux dans le Cénomanien nord-aquitain (Charentes).
Kaolinite en noir ; illite en blanc ; smectite en hachures horizontales.

Fig. 7. – Synthetic diagram showing the distribution and relative importance of clay minerals in the North Aquitaine Cenomanian (Charentes).
Kaolinite: black; illite: white; smectite: horizontal stripes.

La fréquence anormalement élevée de l'anatase au Cénomanien supérieur, surtout oriental, sous deux habitus en proportions sensiblement équivalentes, pose le problème d'une dualité d'origine, détritique et authigène. Pour cette dernière, parmi les différentes sources potentielles, la plus probable met en cause une destruction des biotites et amphiboles titanifères des tonalites du Limousin, du Confolentais et de Vendée (Dhoste, 1983).

La sédimentation argileuse (fig. 7)

1. La smectite est le minéral argileux fortement dominant dans les environnements confinés ou à très faibles communications marines, laguno-continentaux, margino-littoraux et de plate-forme interne à rudistes, ceux principalement du Cénomanien basal au moyen mais aussi dans une partie de ceux du début du Cénomanien supérieur (Moreau, 1988).

Son abondance suggère l'éventualité d'une néogénèse. La formation de smectite par agradation (Millot, 1964) est parfaitement concevable dans le cas du Cénomanien nord-aquitain, par absorption sous climat chaud et humide de cations (Ca, Mg, K) accumulés dans le bassin aux différentes étapes de la transgression, à partir de matériel hérité continental (kaolinite) ou marin (illite des bassins marins successifs du Jurassique supérieur).

2. En fin de période cénomanienne, le développement de l'illite accompagne l'ouverture marine au début d'une pulsation transgressive extensive dans des conditions de climat plus tempéré. Le minéral présente une forte cristallinité.

3. La kaolinite est surtout présente au Cénomanien basal dans le domaine occidental et du Cénomanien inférieur élevé au début du supérieur dans le domaine oriental.

Elle est héritée des profils d'altération développés sur les massifs anciens principalement, au cours de l'évolution continentale du Crétacé inférieur, à une époque sans doute contemporaine de celle des phénomènes de bauxitisation du Sud-Est de la France. A l'ouest, la source probable de la kaolinite du Cénomanien basal se situe dans les dépôts continentaux infracénomaniens. Ceux-ci forment un corps sédimentaire lenticulaire, allongé sur plus de 100 km dans le sens NW-SE depuis l'île d'Oléron jusqu'à Jonzac, large d'environ 15 km, avec une puissance maximale reconnue de 176 m, venant combler des paléodépressions de la surface jurassique (Platel, 1989).

Au début du Cénomanien supérieur, l'abondance relative de la kaolinite à proximité du Massif central traduit une reprise de l'érosion, après le mouvement positif de la plate-forme nord-aquitaine sur sa bordure nord, à la fin du Cénomanien moyen.

4. La transformation illite → smectite au sein des interstratifiés (Reynolds, 1985 ; Lanson, 1987) décroît globalement du Cénomanien basal au Cénomanien supérieur selon un mouvement irrégulier.

Distribution de la glauconie (fig. 8)

1. La glauconie accompagne la sédimentation terrigène au Cénomanien inférieur sur l'ensemble de la bordure du bassin et au Cénomanien supérieur (unité E, sous-unité G1) dans le domaine occidental.

D'un point de vue dimensionnel, elle présente :

- des particules silteuses, associées aux argiles laminées de l'unité basale A ;
- des particules fines ($\leq 80 \mu$) au Cénomanien basal (A), inférieur (B2) et supérieur (unité E occidentale) ;
- un spectre granulométrique étalé depuis 300μ jusqu'aux silts dans les couches à Orbitolines et les Grès Verts du Cénomanien inférieur. Dans cet intervalle, les grains lisses et usés présentent un maximum de fréquence pour 150μ qui représente aussi le mode le plus fré-

quent des distributions. C'est donc là que le phénomène de glauconitisation est le plus élaboré, si l'on admet que l'usure de la surface est un critère d'évolution des particules. Ce diamètre peut représenter la plus grande fréquence des supports disponibles ou bien une sélection parmi ceux-ci, en fonction des conditions de micromilieu les plus favorables à la glauconitisation (Odin, 1969 et 1975 ; Odin et Letolle, 1978).

2. La glauconie présente une distribution granulométrique d'allure le plus souvent gaussienne, calquée sur celle du quartz ou décalée légèrement vers les éléments fins. Elle est en général mieux classée que le quartz, avec une grande majorité de distributions unimodales.

Une sujétion de taille et de distribution existe donc de manière générale entre quartz et glauconie. Les deux minéraux se sont déplacés ensemble au cours de la dynamique sédimentaire. Le comportement de la glauconie doit être assimilé à celui d'un élément terrigène au cours de sa mise en place et les milieux de dépôts sont distincts des milieux de genèse.

Un plus grand degré de liberté par rapport au quartz caractérise la distribution de la glauconie dans les sables grossiers et les environnements carbonatés où elle se trouve dispersée.

Dans les unités et sous-unités A, B1, D et G1, la glauconie est généralement modestement présente, bien classée, et de petite taille. En B2 et dans les Grès Verts, elle est souvent abondante, avec un spectre granulométrique plus large, et sa distribution est plus indépendante de celle du quartz. Ces caractères peuvent traduire une plus grande proximité des aires de production.

3. L'origine la plus plausible de la glauconie est une épigénie de clastes carbonatés.

Dynamique transgressive

Elle se développe à travers cinq pulsations principales, cinq séquences positives (fig. 9). La traduction en stratigraphie séquentielle se heurte à la rareté des bons marqueurs et au caractère lenticulaire de nombreux dépôts littoraux. La succession des cortèges de dépôt permet toutefois une comparaison intéressante

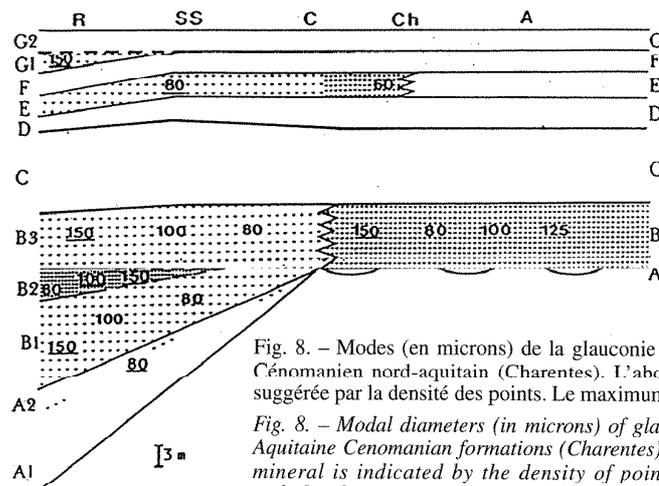


Fig. 8. - Modes (en microns) de la glauconie dans les formations du Cénomanien nord-aquitain (Charentes). L'abondance du minéral est suggérée par la densité des points. Le maximum principal est souligné.

Fig. 8. - Modal diameters (in microns) of glauconite from the North Aquitaine Cenomanian formations (Charentes). The abundance of the mineral is indicated by the density of points. The main mode is underlined.

Horizontalement : Horizontality :

A : Angoulême ; C : Cognac ; Ch : Châteauneuf/Charente ; R : Rochefort ; SS : Saint-Savinien.

Verticalement : Vertically :

A... G2 : unités et sous-unités du Cénomanien.
Cenomanian units and sub-units.

avec les cycles de 3ème ordre des variations eustatiques du niveau marin de la charte de U. Haq *et al.* (1987).

Séquence 1

Dans le domaine occidental, elle est formée par l'unité terrigène A et la première barre carbonatée à Orbitolines B1, limitée au toit par une surface perforée. C'est un intervalle globalement transgressif s'inscrivant dans le cycle 22 de la charte de U. Haq *et al.*

Séquence 2

Toujours à l'ouest, la seconde séquence regroupe les sous-unités B2 et B3 avec d'abord l'épandage de sables glauconieux assimilables à un bas niveau marin (B2), puis les séquences élémentaires de B3, événements de 4ème ordre avec cortège de bas niveau marin pour le terme inférieur, cortèges transgressif et de haut niveau marin pour le terme supérieur. La partie supérieure de B3, carbonatée et stratodécroissante exprime un début de comblement. Cette séquence occupe la partie inférieure du cycle 23 (23a). Elle est marquée au sommet par *Acanthoceras* (A.) *pseudorenevieri* du Cénomanien moyen basal.

Pour le domaine oriental, les deux premières séquences sont représentées dans les unités A et B, dépôts fortement condensés par rapport à leurs homologues occidentaux.

Séquence 3

La partie inférieure de l'unité C (C1) constitue un nouveau cortège transgressif dans le cycle 23 (23b) après une rupture à la base, discrète à l'ouest sous forme d'une assise à texture graveleuse, plus fortement exprimée à l'est à travers 2/3 m de calcaires en plaquettes à feuilletés, un peu argileux, avec petites préalvéolines aplaties, empreintes ligniteuses et traces oxydées.

Une baisse apparente du niveau marin lié au comblement marque la partie supérieure de l'unité C (C2) assimilé à un cortège de haut niveau marin (cycle 23b).

Episode régressif

Sur la côte atlantique, le cortège précédent fait place au sommet de l'étage à une formation (0,80 m) de calcaires argileux et silteux stratodécroissants, limitée par deux surfaces durcies et oxydées, à huîtres fixées, pouvant représenter un prisme de bas niveau marin. Ailleurs, et notamment dans le domaine oriental, une discontinuité unique et polymorphe limite C2 au sommet : surface structurale, surface durcie, croûte fossilifère.

Cette discontinuité régionale est aussi présente dans l'extrémité sud-ouest du bassin parisien. Elle peut être associée à un événement tectonique, le relèvement de la bordure septentrionale de la plate-forme nord-aquitaine et de ses abords (Moreau, 1993, vol. III) dans un mouvement général de basculement vers le sud (Platel, 1989).

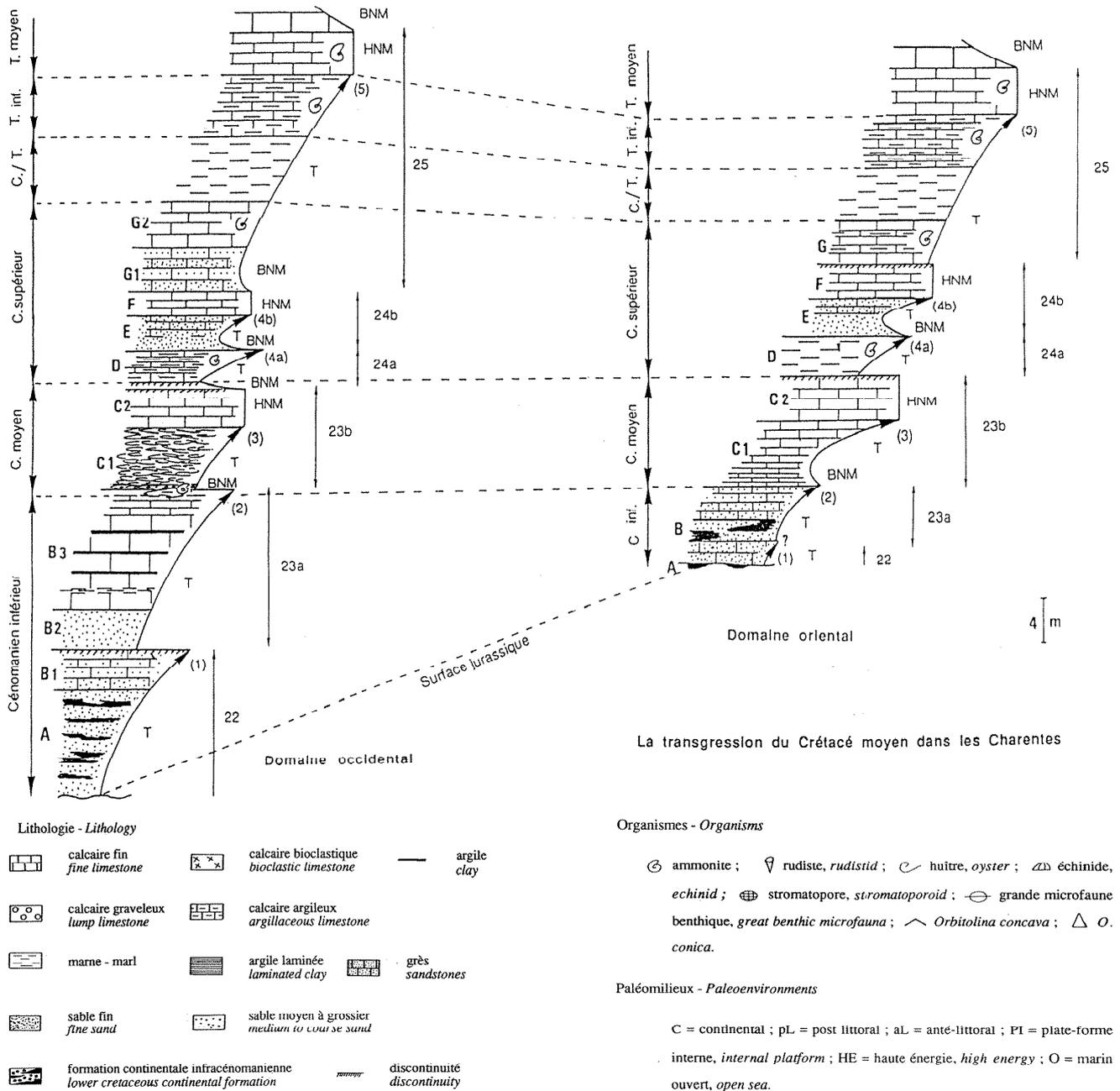


Fig. 9. - Dynamique de la transgression cénomaniennne et interprétation séquentielle des cortèges de dépôts dans le Nord du Bassin de l'Aquitaine (Charentes).
Légende
(1), (2)... pulsations transgressives ; A, B1... unités et sous-unités ; BNM : bas niveau marin ; T : cortège transgressif ; HNM : haut niveau marin ; 22, 23... cycles de la charte de Haq et al.

Fig. 9. - Cenomanian transgression dynamics and sequence stratigraphy in depositional tracts from the North Aquitaine Basin (Charentes).
Legend
(1), (2)... transgressive pulses ; A, B1... units and sub-units ; BNM: lowstand wedge system tract ; T: transgressive system tract ; HNM: highstand system tract ; 22, 23... eustatic cycles (chart from Haq and al.).

Séquence 4a et b

L'unité D, avec les marnes et des calcaires argileux indique par les céphalopodes le début du Céno- manien supérieur et un nouveau cortège transgressif dans la partie inférieure du cycle 24 (24a). La

dynamique marine à nouveau prépondé- rante détermine une reprise de l'érosion (4a). L'unité suivante E est d'abord caractérisée par un transit sableux brutal, considéré comme un cortège de bas niveau marin sous contrôle tectonique, la

remontée du fond effaçant momentanément les effets de la transgression. La progression reprend avec des grès fossilifères (4b), puis la plate-forme carbonatée fonctionne à nouveau dans l'unité F avec un cortège de haut niveau marin. La

dynamique E-F se place dans la partie supérieure du cycle 24 (24b).

Séquence 5

Sur la façade atlantique, la sous-unité G1 débute la cinquième séquence avec des calcaires gréseux à Huîtres, cortège de bas niveau marin situé à la base du cycle 25 (25a). G1 n'est pas représenté dans le domaine oriental où une surface durcie et rubéfiée sépare les unités F et G. Au-dessus, G2 à l'ouest, G à l'est sont un nouveau cortège transgressif (25b) dans la zone à Geslinianum. Celui-ci se développe ensuite jusqu'au Turonien inférieur (zone à *Nodosoides*) et se stabilise en haut niveau marin dans les micrites à Vascocératidés de la zone à Turoniense.

Au cours des première et troisième pulsations, la mer transgresse à deux reprises le Seuil du Poitou et dépose sur son versant parisien d'abord *Orbitolina concava*, puis une partie de la grande microfaune benthique mésogéenne des Charentes (Juignet *et al.*, 1974). Avec la seconde avancée, la mer atteint la Vendée qui reçoit une sédimentation terrigène, contrepartie littorale de la plate-forme carbonatée nord-aquitaine (Louail et Moreau, 1979).

La cinquième pulsation est la plus importante. Elle se développe pendant 2 Ma, dans un contexte de stabilité tectonique et de climat plus tempéré. A la fin du Cénomaniens, elle ouvre le Détroit de Basse Loire et génère en Vendée des car-

bonates dont les céphalopodes présentent d'importantes affinités avec ceux des Charentes. Au Turonien inférieur, les communications sont rétablies entre les bassins aquitain et parisien après interruption depuis le Cénomaniens moyen.

La transgression atteint alors le plus haut niveau des mers crétacées. Ce mouvement eustatique positif général peut se trouver renforcé par la mobilité de l'Atlantique nord et particulièrement l'ouverture du Golfe de Gascogne entre -110 et -80 Ma (Curnelle et Dubois, 1986).

Conclusion : synthèse des caractères de la transgression

Le Crétacé moyen constitue, dans le Nord de l'Aquitaine, un cycle sédimentaire complet. Les séquences cénomaniennes y représentent la plus grande part du message transgressif selon les modalités indiquées précédemment.

Les caractéristiques majeures de la transgression cénomaniens sur la marge nord-aquitaine sont alors (Moreau, 1993, vol. III) :

1. Une progression depuis le sud-ouest en direction du nord et de l'est (Vendée, Bassin de Paris, Massif central) en "overstep" et "onlap".

2. Une dynamique marine saccadée et lente à travers cinq pulsations positives.

3. Une succession de milieux néritiques, littoraux et de plate-forme interne, ne s'ouvrant nettement vers le large qu'à la partie tout à fait supérieure de l'étage.

4. Des climats chauds et humides, devenant plus tempérés en fin de période.

5. Une double alimentation terrigène à partir des Massifs armoricain et central, en compétition constante avec la sédimentation carbonatée.

6. Des influences mésogéennes prédominantes dans les associations fauniques de plate-forme, s'effaçant au sommet de l'étage.

7. Une subsidence faible à modérée, croissante d'est en ouest avec une zone plus subsidente au sud-ouest dans la région de Royan.

8. Un taux de sédimentation également faible, estimé à 10-20 m/million d'années.

9. Un remblaiement biosédimentaire qui compense en grande partie la subsidence et contribue à atténuer les variations des conditions au cours des changements d'environnement.

10. Une bathymétrie maintenue dans d'étroites limites : une vingtaine de mètres à moins de 200, sans doute guère plus d'une centaine.

Références

- ARCHIAC J.A. d' (1851). – Histoire des Progrès de la Géologie. *Soc. géol. Fr. Edit.*, Paris, 600 p., vol. IV, Formation crétacée, pp. 393-462.
- ARNAUD H. (1877). – Mémoire sur le terrain crétacé du Sud-Ouest de la France. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (2), 10, n° 4, pp. 1-106.
- BARUSSEAU J.P. (1975). – Évolution du plateau continental rochelais (Golfe de Gascogne) au cours du Pleistocène terminal et de l'Holocène. Les processus actuels de la sédimentation. Thèse Doct. Etat, Univ. Bordeaux, 363 p, 96 fig., 4 pl. h.t., 4 annexes.
- BILLY G. (1954). – Étude des courbes normales de dispersion. C.D.U. Edit., Paris, 214 p.
- BILOTTE M. (1985). – Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Thèse Doct. Etat, Univ. Toulouse. *Strata*, Toulouse, sér. 2 : *mémoires*, vol. 5, 438 p., 121 fig., 53 tabl.
- CALLAME B. (1965). – Nouvelles observations sur le haut-fond sous-marin de Rochebonne. *Ann. Soc. Sci. Nat. Charente-Maritime*, 4, 6, pp. 8-12.
- COQUAND H. (1858a). – Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente. Dodivers et Cie, Impr., Besançon, tome 1, 542 p., 80 fig.
- COQUAND H. (1858b). – Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente. Barlatier, Feissat et Demochy, Typ.-Lith., Marseille, 2, 420 p., tabl. A-I.
- CURNELLE R., DUBOIS P. (1986). – Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 2, 4, pp. 529-546.

- DHOSTE M. (1983). – Prolongement en Poitou de la ligne Tonalitique Limousine. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **296**, pp. 1659-1662.
- HAUG E. (1911). – *Traité de Géologie*, 2. Les périodes géologiques, n° 2, p. 1242. A. Colin Edit., Paris.
- HAQ U. *et al.* (1987). – Mesozoic-Cenozoic Cycle chart, version 3.1A, January.
- JUIGNET P. (1980). – Cénomaniens in Cavellier C., Roger J. Les étages français et leurs stratotypes. *Mém. B.R.G.M. Fr.*, n° 109, pp. 130-138.
- JUIGNET P., KENNEDY W.J., LEBERT A. (1978). – Le Cénomaniens du Maine : formations sédimentaires et faunes d'Ammonites du stratotype. *Géol. Médit.*, **5**, 1, pp. 87-100.
- JUIGNET P., LOUAIL J., NEUMANN M., POURMOTAMED F. (1974). – Pénétration des foraminifères mésogéens dans le sud-ouest du bassin de Paris au Cénomaniens. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **278**, 3, pp. 2279-2282.
- LANSON B. (1987). – Les interstratifiés illite-smectite. Approche théorique de la forme des spectres. Approche expérimentale de l'évolution de ces minéraux dans les séries sédimentaires. Dipl. Et. Approf. de Géochimie de la Surface, Univ. Poitiers.
- LOUAIL J., MOREAU P. (1979). – La signification des dépôts crétacés vendéens dans la paléogéographie nord-aquitaine. *104^e Congr. Soc. Sav.*, Bordeaux, Sciences, n° 3, pp. 19-30, 4 fig., 1 tabl.
- MANES W. (1853). – Description physique, géologique et minéralogique du département de la Charente-Inférieure. Dupont, Impr., Paris, 270 p., 1 carte géol. à 1/50 000.
- MILLOT G. (1964). – Géologie des argiles. Masson et Cie, Edit., Paris, 500 p., 75 fig.
- MOREAU P. (1976). – Cadre stratigraphique et rythmes sédimentaires dans le Cénomaniens Nord-Aquitain (Région de Rochefort). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **18**, 3, pp. 747-755.
- MOREAU P. (1977). – Les environnements sédimentaires marins dans le Cénomaniens du Nord du Bassin de l'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **19**, 2, pp. 281-288.
- MOREAU P. (1985). – Armorican influence in arenitic terrigenous sedimentation of the North-Western Aquitanian margin during the cenomanian period as revealed by heavy minerals. *6th European regional meeting I.A.S.*, Lleida, Spain, Abstracts, pp. 305-308.
- MOREAU P. (1987a). – Granulométrie et distribution des sables cénomaniens sur la marge nord-aquitaine. *8th European regional meeting I.A.S.*, Tunis, Tunisie 1-3 April. Abstracts, pp. 357-358.
- MOREAU P. (1987b). – La transgression cénomaniens sur la marge nord-aquitaine. Colloque du Groupe Français du Crétacé : transgressions et régressions au Crétacé (France et régions voisines), Dijon, 23-25 septembre 1985. *Mém. géol. Univ. Dijon*, 11, pp. 47-56.
- MOREAU P. (1988). – Abridged succession and paleogeographical significance of clay minerals from the Northern-Aquitain border during the Cenomanian period. *9th European regional meeting I.A.S.*, Leuven. Abstracts, pp. 156-157.
- MOREAU P. (1993). – La transgression cénomaniens sur la marge septentrionale du Bassin de l'Aquitaine (Charentes). Flanc Nord du synclinal de Saintes et Angoumois. Modalités d'une invasion marine. Aspects stratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques. Volume I. Analyse stratigraphique et identification des milieux. 505 p., 65 fig., 15 tabl., 16 pl. photos. Volume II. La sédimentation terrigène et glauconieuse. Caractérisation et distribution des éléments. 672 p., 247 fig., 32 tabl. Volume III. Paléontologie stratigraphique et biochronologie. Paléogéographie et structure. 322 p., 83 fig., 32 tabl., 27 pl. photos. Thèse Doct. Etat, n° 508, Univ. Poitiers 1993.
- MOREAU P., FRANCIS I., KENNEDY W.I. (1983). – Cenomanian Ammonites from Northern Aquitaine. *Cret. Res.*, 4, pp. 317-339, 10 fig. et pl.
- MOREAU P., NEUMANN M., TRONCHETTI G. (1978). – Les principaux Foraminifères benthiques du Cénomaniens de Charente-Maritime et de Provence : répartition comparée. *Géol. Médit.*, **5**, 1, pp. 137-146.
- NERAUDEAU D., MOREAU P. (1989). – Les faunes d'Echinides du Cénomaniens nord-aquitain (Charente-Maritime, France) et leurs relations avec la dynamique transgressive et le contexte sédimentaire. *Geobios*, Lyon, **22**, 3, pp. 293-324, 16 fig.
- ODIN G.S. (1969). – Méthode de séparation des grains de glauconie, intérêt de leur étude morphologique et structurale. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, **11**, 3, pp. 171-176.
- ODIN G.S. (1975). – De glauconiarum : constitutione, origine aetateque. Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI, C.N.R.S., Edit., AO 10611, 250 p., 63 fig.
- ODIN G.S., LETOLLE R. (1978). – La glauconie et ses aspects voisins ou confondus ; signification sédimentologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **20**, 4, pp. 553-558.
- PHILIP J. (1978). – Stratigraphie et Paléoécologie des formations à Rudistes du Cénomaniens : l'exemple de la Provence. *Géol. Médit.*, **5**, 1, pp. 155-168.
- PLATEL J.P. (1989). – Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution dynamique. Thèse Doct. Etat, Univ. Bordeaux. *Documents du BRGM*, 1989, n° 164, 572 p., 100 fig., 21 tabl., 22 cartes.
- RAT P. (1980). – Le temps en géologie : approche stratigraphique. *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, n° 10, pp. 107-118.
- REYNOLDS R.C. (1985). – Description of program Newmod for the calculation of the one-dimensional X-Ray diffraction patterns of mixed layered clays. in B. Lanson (1987) : les interstratifiés illite-smectite. D.E.A. de Géochimie de la surface, Univ. Poitiers, 1987.
- RIVIERE A. (1977). – Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations. Coll. Techniques et méthodes sédimentologiques. Masson et Cie Edit., Paris, 184 p., 12 fig.