

Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du nord du bassin d'Aquitaine*

Jean-Pierre PLATEL ⁽¹⁾

Stratigraphy, sedimentology and geodynamic evolution of the Late Cretaceous carbonate platform on the northern margin of the Aquitaine Basin

Géologie de la France, n° 4, 1996, pp. 33-58, 19 fig.

Mots-clés : Plate-forme carbonatée, Crétacé supérieur, Biostratigraphie, Faune ammonite, Faune rudiste, Faune foraminifère, Flore coccolithe, Sédimentologie, Paléoenvironnement, Stratigraphie séquentielle, Stratotype, Tectonique, Bassin aquitain.

Key words: Carbonate platforms, Upper Cretaceous, Biostratigraphy, Ammonites, Rudists, Foraminifers, Coccoliths, Sedimentology, Palaeoenvironment, Sequence stratigraphy, Stratotypes, Tectonics, Aquitaine basin

Résumé

Réalisées à l'occasion de la cartographie géologique récente du nord du bassin d'Aquitaine, l'acquisition moderne et la révision des données lithostratigraphiques et biostratigraphiques sur les formations du Crétacé supérieur ont abouti à une nouvelle synthèse des connaissances sur ces séries qui n'avaient pas fait l'objet d'une étude complète depuis le siècle dernier. Elle précise notamment les conceptions et les définitions actuelles des stratotypes du Coniacien, du Santonien et du Campanien, localisés dans les Charentes.

Cette étude synthétique retrace l'évolution d'une plate-forme crétacée aux environnements contrastés, depuis ses bordures littorales situées au nord des Charentes et à l'est du Périgord Noir jusqu'au talus qui la séparait du domaine de bassin au sud-ouest dans le secteur d'Arcachon-Parentis.

Sur cette plate-forme, la sédimentation s'organise au Crétacé supérieur en

deux grands cycles transgression/régression (séquences de 2^e ordre) : le premier au Coniacien jusqu'au Maastrichtien. Les terrains qui les constituent, dont la puissance totale peut atteindre 700 m (Libournais), sont séparés par une discontinuité majeure, correspondant à une période d'émersion locale pendant la fin du Turonien, par suite d'une très forte chute eustatique à laquelle se surajoutent des événements tectoniques.

Dans ce cadre a été abordée l'évolution géodynamique de la marge passive du nord du bassin d'Aquitaine pendant la phase d'accrétion océanique du golfe de Gascogne. Il a ainsi été distingué une quinzaine de séquences de 3^e ordre, jalonnées de six principaux événements tectoniques.

La reconstitution des paléoenvironnements par analyse sédimentologique a conduit à représenter sur treize cartes successives l'évolution latérale des séries de cette plate-forme mésogénée,

où les arrivées de matériaux silicoclastiques, provenant principalement du Massif central, ont souvent perturbé le développement des environnements "récifaux" à rudistes ; ce fut notamment le cas au Cénomaniens inférieur et supérieur, au Turonien supérieur ainsi qu'au Santonien supérieur.

Un nouveau cadre structural de la zone Crétacé-Tertiaire de la plate-forme nord-aquitaine est par ailleurs présenté, montrant sa complexité qui résulte à la fois des effets d'une tectonique distensive avec jeu de grandes failles normales et de blocs basculés depuis le Crétacé inférieur et probablement jusqu'au moins le Coniacien-Santonien, puis d'une tectonique compressive en relation avec l'orogénèse pyrénéenne mise en place peu à peu pendant la fin du Crétacé supérieur jusqu'au paroxysme éocène. Des effets de la phase alpine sont également vraisemblables. Ces dernières se traduisent par un style de tectonique de couverture qui résulte apparemment du jeu en décrochement horizontal de grandes failles affectant le bâti her-

* Communication orale lors du Colloque "Le bassin d'Aquitaine", Toulouse 15-20 septembre 1995.
Manuscrit reçu le 7 novembre 1995, accepté définitivement le 23 avril 1996.

(1) BRGM-SGN/Service Géologique Régional Aquitaine, Avenue du Dr Schweitzer, 33600 Pessac (France).

cynien profond avec plissement de la couverture sédimentaire en de nombreux anticlinaux.

English abridged version

Study of the Late Cretaceous formations in the northern Aquitaine region has made it possible to trace the evolution of a carbonate platform with contrasted environments ranging from the littoral borders in the northern and eastern areas (Périgord) up to the slope which separates it from the basin-type domain in the southwestern area (South Bordelais and Arcachonnais). From a review of the lithologic and biostratigraphic data ranging from the Cenomanian formations to the Maastrichtian formations it has been possible to present a new regional synthesis of these Cretaceous formations, which had not been studied in detail since last century. The Coniacian, Santonian and Campanian stratotypes, located in the Charentes area, have been revised on the basis of new conceptions and present-day definitions.

The geodynamic evolution of the northern Aquitaine Basin's passive margin is considered during the phase of oceanic accretion of the Gulf of Gascogne. The total thickness of Late Cretaceous shelf formations ranges from 300 to 700 m (Libourne). Sequence stratigraphy has brought to light the effect of subsidence (most active during the Coniacian-Santonian) and the organization of the sedimentation into two 2nd order sequences or "transgression-regression" cycles: the first being Cenomanian-Turonian in age, the second ranging from Coniacian to Maastrichtian. They are separated by a major discontinuity with local emergence during the latest Turonian and unconformities across the whole platform. This discontinuity corresponds to the sequence boundary at -89 Ma of the Gradstein et al. chart (1994), which began with the major sea-level fall during the end of the Turonian. Incised valleys discovered in Charentes area (close to Saintes) are filled with glauconitic sands, which were deposited in a shelf margin wedge.

Fifteen 3rd-order sequences have been distinguished ranging from 0.5 to

4 Ma in age. The transgressive system tracts, including glauconitic sandstones, widespread oyster coquinas, as well as marls and marly chalk with ammonites, are generally shorter and thinner than the highstand system tracts; the Turonian one includes calcarenitic limestone in Charentes area, sandy limestone and sands in the Périgord Noir area and chalky to micritic facies rich in rudist biostromes over the Périgord Blanc area.

The Late Cretaceous transgression shows step-by-step onlap over Jurassic and Early Cretaceous rocks from the western oceanic area to the eastern landward part of the northern Aquitaine platform. It began during early Cenomanian times with the CA, CB, CC, CD and CE sequences. However the Périgord Noir was not onlapped before deposition of the late Cenomanian lignitiferous formation. The maximum flooding surface of this first 2nd-order sequence is located at the top of the early Turonian green marl (TA sequence).

After the rapid early Coniacian transgression, the chalky to marly facies extended over nearly the whole shelf during the Santonian and early Campanian with the SA, SB, SC, SD and SE sequences. Within the Campanian, the middle part of which corresponds to the maximum flooding surface of the second 2nd-order sequence, ammonites, foraminifera and nannofossils are very abundant, leading to refined biozonations, proving that the Aubeterre series in the southern Charentes area is older than the Maastricht formation in the Limbourg region. Final regression took place as early as the late Campanian when Orbitoid-rich series were deposited, but the northern part of the platform was completely emerged in the latest Campanian-early Maastrichtian shortly after the development of Hippurites *radius* biostromes.

Palaeoenvironmental reconstructions have enabled 13 successive palaeogeographic maps to be presented, of this Mesogean platform, where siliciclastic inputs at seven periods perturbed the development of rudist reef environments; this was particularly the case

during the early and late Cenomanian, the late Turonian and late Santonian.

However four major periods of rudist development succeeded each other within favourable palaeoenvironments (inner shelves or coastal biotopes, sea-level highstand prograding wedges, regressive conditions). They occurred during middle Cenomanian, middle to late Turonian, late Santonian, and latest Campanian to Maastrichtian.

Moreover six major tectonic events have been distinguished within Late Cretaceous times and a new structural setting of the Cretaceous-Tertiary terrane is proposed; its complexity results on the one hand, from the extensional tectonism with large normal faults and tilted blocks located in the Bordeaux-Arcachon region, active from the Early Cretaceous up to the probable Coniacian-Santonian, then on the other hand, from the compressional tectonism related to the Pyrenean orogeny, leading step-by-step during the Latest Cretaceous to the Eocene paroxysm. This last tectonism gave rise to a superficial structuring with more than 40 anticlines and flexures, arching the whole platform, apparently resulting from the displacement of large strike-slip faults in the crystalline basement folding the sedimentary cover along their alignments. Involvement of Miocene Alpine phases effects is probable to explain the twisting of the anticlines along the NNE-SSW Dronne Fault alignment; a right-lateral displacement is then deduced for this strike-slip fault. Westwards, the large NW-SE Jonzac Anticline could be related to a left-lateral strike-slip fault.

Introduction

Dans la région nord-aquitaine, le Crétacé supérieur affleure de façon continue sur 250 km de longueur pour une largeur de 50 km environ. Ce champ d'observation directe se prolonge de façon discontinue sous la couverture tertiaire sur plus de 80 km vers le sud-ouest. C'est donc, pour la connaissance générale du Crétacé en domaine méso-géen, une vaste unité géologique qui offre à l'étude tous les aspects de l'évolution d'une plate-forme mixte carbona-

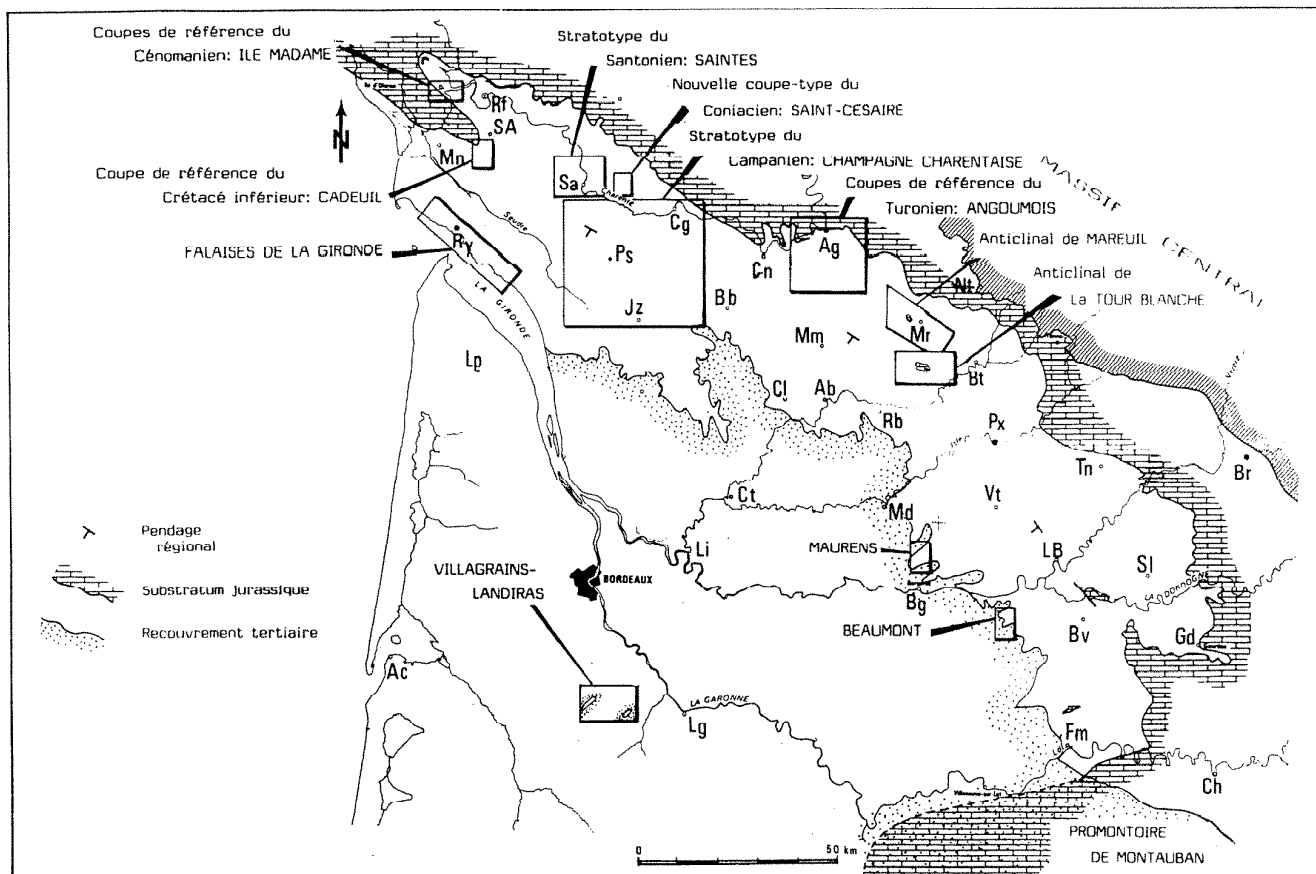


Fig. 1. – Situation des affleurements crétacés de la plate-forme nord-aquitaine.

Fig. 1. – Location map of the Cretaceous outcrops on the northern Aquitaine platform.

Ab : Aubeterre - Ag : Angoulême - Ac : Arcachon - Bb : Barbezieux - Bg : Bergerac - Bt : Brantôme - Bv : Belvès - Br : Brive - Cg : Cognac - Ch : Cahors - Cl : Chalais - Cn : Châteauneuf/Charente - Ct : Coutras - Gd : Gourdon - Fm : Fumol - Jz : Jonzac - Lg : Langon - LB : Le Bugue - Li : Libourne - Lp : Lesparre - Md : Mussidan - Mm : Montmoreau - Mn : Marennes - Mr : Mareuil - Mt : Montendre - Nt : Nontron - Ps : Pons - Px : Périgueux - Rb : Ribérac - Rf : Rochefort - Ry : Royan - Sa : Saintes - SA : Saint-Aignan - Sl : Sarlat - Tn : Thenon - Vt : Vergt

tée et silicoclastique, d'autant que les stratotypes des étages Coniacien, Santonien et Campanien ont été définis dans les Charentes conférant ainsi un intérêt tout particulier à une révision de la géologie de cette région (fig. 1).

Une nouvelle synthèse sur le Crétacé supérieur de la plate-forme nord-aquitaine (PFNA) a été réalisée à partir de très nombreuses données, anciennes et modernes (Platel, 1987), dont une part importante a été recueillie depuis les vingt dernières années à l'occasion de la réalisation du programme de cartographie géologique à 1/50 000. Divers problèmes ont ainsi été soulevés ou éclairés sous un jour nouveau ; certains ont à présent trouvé des réponses satisfaisantes ; d'autres, sinon résolus, ont le mérite d'être plus clairement posés. Depuis dix ans des informations complémentaires,

l'évolution des concepts sédimentologiques et l'évolution des échelles biostratigraphiques et des chartes chronologiques nécessitent à nouveau de remettre à jour cette synthèse.

Les trois principales contributions apportées par l'étude de ces formations crétacées sont d'ordre :

- **biostratigraphique**, en individualisant les principales associations d'organismes et en dégagant leur intérêt chronostratigraphique, conduisant ainsi à préciser la valeur des stratotypes charentais ;
- **sédimentologique**, en présentant l'organisation séquentielle et la répartition des environnements ayant régi la sédimentation sur cette plate-forme assez stable où les vasières carbonatées étaient régulièrement envahies par les épandages silicoclastiques ; des cartes de

paléoenvironnements illustrent cette évolution sédimentaire ;

- **géodynamique**, par la connaissance plus précise de l'évolution crétacée de cette marge passive du bassin d'Aquitaine en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne qui se prolonge par l'orogénèse pyrénéenne pour aboutir au contexte structural actuel.

Synthèse des données biostratigraphiques

Les principales espèces de céphalopodes, rudistes, foraminifères et nannofossiles sont rassemblées dans trois tableaux (fig. 2, 3, 4), donnant leur répartition dans le Crétacé supérieur de la plate-forme du nord de l'Aquitaine.

		Céphalopodes	Rudistes		Foraminifères benthiques	Foram. planctoniques	Autres fossiles	
Turonien	Supérieur	TB ₂		V. rouselli				
		TB ₁		Vaccinites patricornialis				
	Moyen	TA ₄	Romaniceras aff. kallesi Collignoniceras peramolum	Vaccinites propateticornensis Hypurites reserui				
		TA ₃	Stantonoceras quadratum	Vaccinites inferus?	Durania cornuastoria Bicardiolites lambicollis Sphaeriolites patera Praeradiolites ponai Radiolites			
			Lecointeroceras fleurbaui Collignoniceras woolgari Spathites combei Spathites revelierianum					
Cénomanien	Inférieur	TA ₂	Mammites nodosoides					
	Supérieur	G ₂	Metoiceras gestinianum Calyoceras naviculare Calyoceras naviculare borgesii					
		G ₁	Neolobites vibrayeanus					
		F E D	Laiyoceras sp. Thomelites cf. lattense					
	Moyen	C ₂	Calyoceras cenomanense					
		C ₁	Acanthoceras sp.					
			Acanthoceras pseudorenevieri					
	Inférieur	B ₃						
		B ₂						
		B ₁						
		A						

Fig. 2. – Répartition des organismes caractéristiques du Cénomanien et du Turonien nord aquitain.

Fig. 2. – Distribution of the characteristic Cenomanian and Turonian fossils of northern Aquitaine.

Céphalopodes

L'ensemble de la série est assez régulièrement jalonné par des niveaux à céphalopodes, à part quelques unités qui en sont presque dépourvues (Cénomanien inférieur, Turonien supérieur, Maastrichtien). Leur diversité spécifique est grande avec près de 130 espèces sans compter les nautes. Les récoltes sont par ailleurs très suffisantes depuis le siècle dernier pour permettre de proposer une zonation régionale qui a très largement bénéficié des révisions récentes de Kennedy (1984, 1986, 1987, et in Moreau *et al.*, 1983).

C'est le Campanien qui présente la plus grande diversité spécifique avec plus de 40 espèces, puis le Coniacien et le Turonien avec environ 30 formes chacun, les sous-étages les plus riches en nombre d'espèces étant le Campanien supérieur, le Coniacien moyen et le Turonien moyen. Tous les autres sous-étages sont par contre assez pauvres en céphalopodes avec moins de 10 espèces chacun.

Presque toutes les formes-index de zones ont été identifiées sur la PFNA. Cependant deux points sont importants à souligner. D'une part des lacunes de dépôt sont presque certaines pendant le Cénomanien terminal et le Turonien basal, car les zones à *Juddii* et à *Coloradoense* n'ont pas été reconnues ; il en est de même pendant la fin du Turonien supérieur (absence ou érosion de la zone à *Neptuni*). D'autre part la limite entre le Campanien terminal et le Maastrichtien doit être maintenant placée très haut dans la série à cause de la présence de *Nostoceras hyatti* dans la base des tuffeaux de Maurens, en référence à la nouvelle succession standard des biochronozones d'ammonites (Kennedy *et al.*, 1992 ; Kennedy, Cobban, 1993, Gradstein *et al.*, 1994 - voir ci-après) ; l'existence d'assises du Maastrichtien inférieur dans le nord de la PFNA est donc assez restreinte, mais cependant prouvée par la présence de *Brahmites brahma* et de nombreux *Baculites* dans les alentours de Mussidan (Kennedy, 1986).

Rudistes

Des environnements favorables à la prolifération des rudistes ont régné à quatre grandes périodes sur la plate-forme nord-aquitaine ; ce sont successivement : le Cénomanien moyen, le Turonien moyen/supérieur, le Santonien supérieur et le Campanien supérieur et terminal. Les communautés "récifales" ont chaque fois bénéficié de conditions régressives pour s'installer dans des prisms de haut niveau marin (Platel, 1987), comme c'est aussi le cas dans les Corbières (Bilotte, 1985) et en Provence (Philip, 1974).

C'est au Turonien moyen/supérieur que l'optimum "récifal" s'est produit dans le nord de l'Aquitaine, cette région correspondant alors à la limite septentrionale des latitudes où des communautés de rudistes pouvaient s'installer durablement. Il est vrai qu'à cette époque, toutes les conditions se sont trouvées réunies en Angoumois et en Périgord

		Céphalopodes	Rudistes	Foraminifères benthiques	Foram. planctoniques	Nanno- flore	Autres fossiles
SANTONNIEN	SUPÉRIEUR	Placenticeras paraplanum Eulophoceras austriacae	? ? Vaccinites letus Hippurites turgida Hipp. praeradiolites Hipp. renensis Hippuriteles carezi Hippuriteles moutrei	Goupillaudina leointrei Mississippina birkhaugii	Marginotruncana coronata		
	MOYEN						
	INFÉRIEUR	Placenticeras polyopsis Texanites gallicus	Hippurites sublaevis Vaccinites dentatus Praeradiolites coquandi Praeradiolites sinuatus Praeradiolites bradiolites coquandi	Sirtina orbiculiformis Annelina crassisepta		Bransonella enormis Amphizigus minimus Bipartitobolus tessellatus Eufalthis eximius	Cerastostreon pliciferum spinosa Cerastostreon matheroni Pycnodonte vesicularis (petite forme) Inoceramus cf. buettneri
CONIACIEN	SUPÉRIEUR	Paratexanites serrato-marginatus		Nannofabulites cratellus Goupillaudina leointrei Goupillaudina daguini	Marginotruncana cf. sinuosa Marginotruncana cf. linnei		
	MOYEN	Gauthiericeras margae Peroniceras tridorsatum		Gavelinella gr. levis-crataea		Phanulites obscurus Quadrus gartneri	
	INFÉRIEUR	Forresteria petrocariensis	Biradiolites mauldei	Gavelinella cf. moniliformis			Cerastostreon pliciferum auriculatis

Fig. 3. — Répartition des organismes caractéristiques du Coniacien et du Santonien nord-aquitain.

Fig. 3. — Distribution of the characteristic Coniacian and Santonian fossils of northern Aquitaine.

Blanc pour favoriser le développement des biostromes à radiolitidés (*Distefanella lumbricalis*, *Durania cornupastoris*) mais également à hippuritidés (*Hippurites requieni*) : isolement par une barrière d'une vaste plate-forme interne (100 km de long sur 30 km de large environ), phase régressive continue, zone à subsidence modérée compensant les effets de l'abaissement du niveau marin et des apports sédimentaires.

Des associations beaucoup moins riches, composées d'espèces pionnières aux exigences écologiques moins contraignantes, ont toujours précédé la phase extensive et l'optimum des peuplements. Ce sont des formes à longue durée d'occurrence, présentant de ce fait un intérêt stratigraphique très réduit. C'est notamment le rôle joué par *Ichthyosarcolites triangularis* et *Praeradiolites fleurius* au Cénomaniens inférieur, par *Sphaerulites patera* au Turonien moyen, par *Hippurites sublaevis* et *Praeradiolites coquandi* au Santonien inférieur et par *Praeradiolites hoeninghausi*

et *Biradiolites royanus* au Campanien supérieur.

Il faut également constater la faible représentation des hippuritidés dans les associations nord-aquitaines (quatre espèces au Turonien, huit espèces au Santonien et seulement trois espèces au Campano-Maastrichtien), alors que les radiolitidés sont corrélativement bien mieux représentés. Cette constatation est déjà évidente si l'on compare avec les associations reconnues dans les Corbières, région en étroite relation avec la marge nord-aquitaine (Bilotte, 1985), et encore plus flagrante si l'on se tourne vers les faunes de Provence et de la province méditerranéenne centrale et orientale (Philip, 1974, 1985).

Foraminifères

Compte tenu du caractère souvent épinéritique des milieux de dépôts, il y a peu de foraminifères planctoniques. Les formes sont souvent de grande extension et il n'y a donc pas de possibilité de bio-

zonation fine d'autant que la plupart des espèces-index n'ont encore jamais été signalées. Pour le Sénonien-Maastrichtien, par exemple, il faut noter l'absence de *Dicarinella concavata*, *D. asymetrica*, *Globotruncana elevata*, *Globotruncana havanensis*, *Globotruncana aegyptiaca* et de *G. falsostuati*, formes guides des zonations-standard (Robaszynski, 1983 ; Robaszynski, Caron, 1995).

Ainsi *Praeglobotruncana* gr. *stephani*, apparu localement à la fin du Cénomaniens, persiste à la base du Turonien, associée à des *Witheiella*, des *Hedbergella* et *Heterohelix* dans les craies et marnes du maximum transgressif du cycle T/R cémano-turonien. Après la disparition des foraminifères planctoniques durant presque tout le Turonien-Coniacien, la réapparition des faciès crayeux en Périgord Blanc dès le Coniacien supérieur les ramène en faible proportion jusqu'à la fin du Campanien. Ce sont d'abord *Marginotruncana* cf. *sinuosa* et M. cf. *linnei* qui se montrent

CAMPANIEN										MAASTRICHTIEN		
INFÉRIEUR					SUPÉRIEUR					INFÉRIEUR	SUPÉRIEUR	
Camp. 1	Camp. 2	Camp. 3	Camp. 4	Camp. 5	Terminal							
Placentineras bidorsatum	Menabites campariense		Pachydiscus althami									
Menabites delawarensis												
	Goniotheutis quadrata											
Pachydiscus												

Cénomaniens supérieurs *Simplevalveolina simplex* colonise le golfe de Bouriane (Astruc, 1985), alors qu'elle ne dépasse pas la fin du Cénomaniens moyen dans les Charentes. Cette forme, signalée par R. Deloffre (1978) et M. Bilotte (1985) dans le sud du bassin jusqu'à la fin de Cénomaniens, a migré vers le nord-est par un bras de mer sans communication directe avec l'ouest du bassin, le seuil de Montignac-Fumel étant alors émergé.

Ces migrations de grands foraminifères sont aussi très nettes, peut-être dès le sommet du Santonien, mais surtout pendant tout le Campanien. C'est d'abord *Subvalveolina dordonica* et *Orbitoides tissoti* du Campanien inférieur de Belvès. La première forme, qui ne dépasse pas la vallée de l'Isle au nord, correspond à un genre signalé dans le Santonien du sud de l'Aquitaine (Deloffre, 1966) et la deuxième espèce, que l'on retrouve plus rarement dans le sommet du Campanien des Charentes, est connue à la fin du Santonien sur la plate-forme sud pyrénéenne (Bilotte, 1985 ; Neumann, 1987).

C'est également le cas des grands méandropsinidés du Campanien supérieur (*Larrazetia chartacea*, *Meandropsina vidali*) dont les genres apparaissent plus tôt dans le sud du Bassin ou sur les plates-formes espagnoles. L'apparition plus tardive de toutes ces formes en Périgord Noir, alors que les environnements leur étaient déjà favorables depuis le Santonien, et leur implantation de plus en plus tardive vers le nord-ouest témoignent donc de migrations progressives, dont les jalons manquent suite à l'érosion ante-tertiaire au-dessus du Promontoire de Montauban. Elles sont cependant attestées par la présence de *Subvalveolina* et d'*Orbitoides tissoti* dans des forages du Marmandais.

Nannoflore

Caractéristiques des faciès crayo-marneux, les coccolithes abondent dans les Charentes mais se raréfient progressivement jusqu'en Périgord Blanc et Bergeracois pour disparaître dans les faciès bioclastiques du Périgord Noir.

Après la période Cénomaniens-Coniaciens moyen presque totalement stérile, la première association significative appa-

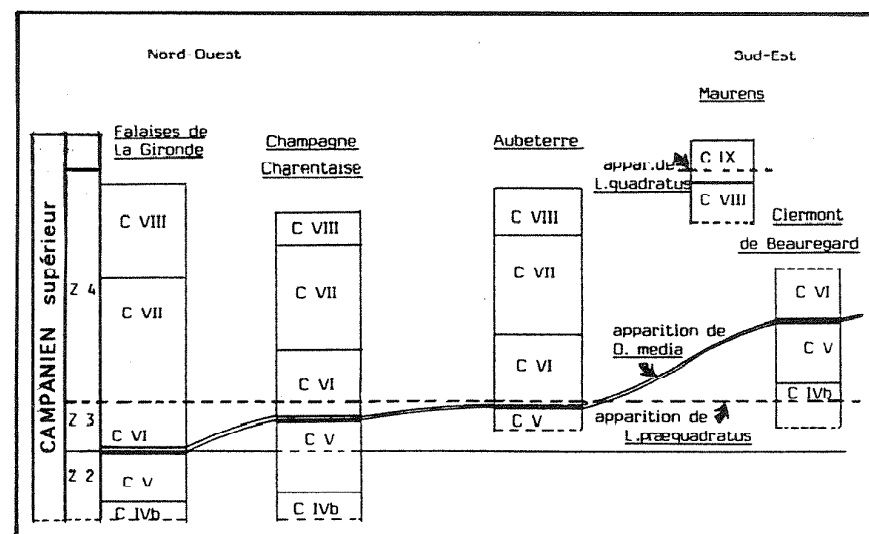


Fig. 5. – Diachronisme de l'apparition d'*Orbitoides media* dans le nord de l'Aquitaine.

Fig. 5. – Diachronic first appearance of *Orbitoides media* along the northern Aquitaine margin.

raît dans les Charentes au Coniacien supérieur (Lambert in Séronie-Vivien et al., 1985). Elle se caractérise par l'apparition de *Phanulites obscurus* et de *Quadrum gartneri*. Au Santonien la nannoflore devient très vite abondante (plus de 50 espèces) avec des formes caractéristiques dont *Broinsonia enormis* (Lambert, 1980, 1981).

Quatre biozones sont distinguées dans le Campanien-Maastrichtien, la première avec l'apparition de *Broinsonia parca* juste au-dessus de la base du Campanien datée par *Placenticeras bidorsatum* ; la dernière avec l'apparition de *Lithraphidites praequadratus* revêt une importance toute particulière car elle se situe vers la moitié du Campanien supérieur (Camp. 4/5). En admettant que les apparitions de Coccolithes sont plus synchrones dans un même bassin que celles des foraminifères benthiques, très sujets aux variations de biotope, la première occurrence de cette espèce prouve un diachronisme très net dans l'avènement d'*Orbitoides media*, plus précoce vers l'ouest (fin du Campanien 3 sur la Gironde et base du Campanien 4 dans la Champagne), et n'atteignant le Bergeracois que durant le Campanien 4, puis enfin l'est du Périgord Noir que de manière encore plus tardive (fig. 5).

L'autre espèce importante est *Lithraphidites quadratus*, découverte dans les tuffeaux de Maurens juste au-dessus du biostrome à *Hippurites radiosus* (Neu-

mann et al., 1984), dans la première assise tuffoïde à *Nostoceras hyatti* (Platel, 1987). Son avènement dans le nord de l'Aquitaine se produirait donc dès le Campanien terminal, ce qui serait en accord avec son apparition dans la coupe tunisienne du Kef près du Jebel Fguira Salah (Salaj et Maamouri, 1983 ; Lambert, 1981), postérieure à celle de *Globotruncana falsostuarta*, elle-même contemporaine de l'extinction de *G. calcarata*.

Principaux repères sur les stratotypes charentais

Les stratotypes du Coniacien, du Santonien et du Campanien ont été définis par H. Coquand entre 1857 et 1860 sur des bases paléontologiques jugées valables à l'époque, mais sur des données lithologiques quelquefois très douteuses et souvent incomplètes. Dès 1862 et pendant 30 ans, ces étages ont bénéficié des études de H. Arnaud (1877, 1892) dont les conclusions ont elles-mêmes été reprises, confirmées ou corrigées, par les travaux de A. De Grossouvre (1901) en particulier.

Plus tard, le besoin de zonations standards pour étayer les corrélations entre bassins ont fait naître l'intérêt de révision utilisant de plus en plus les microfossiles. Ce fut notamment le cas de l'étude de M. Séronie-Vivien (1972) sur le Sénonien nord-aquitain.

Depuis cette période, de nombreux travaux complémentaires ont été réalisés dans le nord de l'Aquitaine dans des secteurs localisés ou sur des régions plus vastes ; des révisions ont été effectuées sur le matériel anciennement récolté, notamment les ammonites (Kennedy, 1984, 1986, 1987) et des approches paléontologiques nouvelles ont été entreprises (Andreieff et Marionnaud, 1973 ; Platel, 1977 ; Lambert, 1981 ; Neumann, Platel *et al.*, 1983 ; Neumann *et al.*, 1984, entre autres).

Les stratotypes du Crétacé charentais présentent d'une part l'intérêt de se succéder au sein d'un même grand cycle T/R et ce dans une même région, dans des paléoenvironnements comparables. Ils sont d'autre part observables dans des conditions assez satisfaisantes. De manière générale, on peut les considérer comme de bonnes références du point de vue paléontologique, ayant été choisis par leur créateur (par hasard ?) dans le secteur le plus marin de la plate-forme. Ils possèdent généralement d'assez larges associations de céphalopodes à renouvellement souvent rapide et une nannoflore abondante. De nombreuses formes benthiques leur sont associées (rudistes, mollusques, échinides, foraminifères, etc.). Toutes ces remarques sont bien sûr à nuancer en fonction des étages.

Coniacien

Initialement décrit à Cognac et dans ses faubourgs, les coupes de référence initiales sont soit inaccessibles, soit très incomplètes. Une nouvelle coupe-type du Coniacien paraît aujourd'hui nécessaire et les carrières de Saint-Césaire à 15 km à l'ouest de Cognac, où elle est en continuité totale, offrent une succession favorable. La base de l'étage, légèrement discordante sur le Turonien, y semble complète. Son épaisseur totale y est de 25 m et il est surmonté par le Santonien.

Quatre zones d'extension totale d'ammonites se succèdent dans la série charentaise d'après les révisions de W.J. Kennedy (1984) (fig. 3) :

- Coniacien inférieur à *Forresteria petrocoriensis*,
- Coniacien moyen à *Peroniceras tridorsatum*,
- Coniacien supérieur à *Gauthiericeras margae*,

puis *Paratexanites serratomarginatus*

Dans les Corbières, W.J. Kennedy *et al.* (1995) ont retrouvé la même zonation.

Les foraminifères planctoniques en sont absents, sauf à l'extrême sommet où *Marginotruncana* cf. *sinuosa* et M. cf. *linneiana* sont présents. Les échinides sont très abondants et les brachiopodes caractéristiques sont *Rhynchonella petrocoriensis* à la base, relayée par *R. baugasi* dans la partie moyenne et *R. gr. vespertilio* au sommet. Les lamelibranches sont dominés par l'huître *Cerastostreon pliciferum* v. *auricularis*.

Santonien

L'observation de la série-type, décrite à Saintes et dans ses environs, est toujours possible, d'autant que de nouvelles tranchées autoroutières ont créé de nombreux sites faciles d'accès. Reposant en continuité sur le Coniacien, la base de l'étage est cependant mieux visible à Ecurat, Saint-Césaire, Javrezac et Pons. L'épaisseur totale de la série-type du Santonien, reconstituée à partir de deux à trois coupes, est de 60 m environ.

Une seule zone d'ammonites le caractérise : *Platoniceras polyopsis* (extension totale). Cependant, dans le Santonien inférieur apparaît *Texanites gallicus* et dans le Santonien supérieur *Platoniceras paraplanum* (fig. 3).

De nombreux foraminifères planctoniques non caractéristiques y existent. Pour les foraminifères benthiques, l'association *Sirtina orbitoidiformis*, *Anomalina crassisepta*, *Goupillaudina lecointrei* est typique. La forme la plus caractéristique de la nannoflore est *Broinsonia enormis*. Le brachiopode le plus fréquent du Santonien est *Rhynchonella* gr. *vespertilio*, qui apparaît déjà au Coniacien supérieur ; il est très abondant dans la partie inférieure de l'étage.

Campanien

De loin l'étage le plus étudié depuis les définitions entachées d'erreurs multiples dans les travaux de H. Coquand et de H. Arnaud, c'est malheureusement la série la plus difficile à observer. Atteignant une puissance de plus de 200 mètres dans la Champagne charentaise,

coeur de la région stratotypique, il est impossible de l'étudier sur une coupe unique. Cependant, les affleurements et coupes ponctuelles ont pu être reliés grâce à une cartographie détaillée et à des sondages stratigraphiques carottés (Neumann, Platel *et al.*, 1983). Toute la série campanienne existe en continuité entre la dépression occupée par le Santonien au nord de Gimeux et le coeur du synclinal de Barbezieux près de Baignes et de Saint-Maigrin ; des régions voisines complètent l'étude du stratotype, telles :

- les falaises de la Gironde, à cause des bonnes conditions d'observation, mais avec des faciès quelquefois différents ;
- la coupe d'Aubeterre et ses environs, montrant bien les 60 derniers mètres conservés de la série campanienne ;
- les coupes autour de Montmoreau, à cause du grand nombre de céphalopodes récoltés au siècle dernier ;
- les grandes coupes récemment exposées en Périgord Blanc (sud-ouest de Périgueux et sud de Verteillac) ;
- les coupes de Maurens, présentant en continuité le probable passage au Maastrichtien basal.

Depuis vingt ans (Platel, 1977, 1987 ; Neumann, Platel *et al.*, 1983), la série-type a été divisée en : Campanien inférieur (Campanien 1 et 2) et Campanien supérieur (Campanien 3, 4 et 5), séparés par une importante discontinuité, probablement une surface d'inondation maximale. Mais les récentes études sur la biostratigraphie des ammonites découvertes en Amérique du Nord et les révisions qui en découlent sur celle des céphalopodes de l'Europe nord-occidentale (Kennedy *et al.*, 1992a, 1992b ; Kennedy, Cobban, 1993) et sur la chronologie des temps mésozoïques (Gradstein *et al.*, 1994) conduisent à présent à créer une unité terminale de l'étage (Campanien 6) pour les assises peu épaisses jusqu'alors attribuées au Maastrichtien basal (Neumann *et al.*, 1984 ; Kennedy, 1986 ; Platel, 1987).

À l'inverse des autres étages et stratotypes nord-aquitains, il peut sembler difficile de dégager une zonation simple des céphalopodes dans le Campanien malgré l'abondance des formes. Suite

aux révisions par W.J. Kennedy (1986) des collections anciennes d'ammonites de H. Arnaud et de A. de Grossouvre, dont les localisations ont été vérifiées par étude micropaléontologique (Platel, 1987), on peut retenir la succession des espèces-index suivantes (fig. 4) :

– **Campanien inférieur** : *Placenticerus bidorsatum* (extension partielle), associée à *Goniotheutis quadrata* ;

– **Campanien supérieur**

Zone basale à *Hoplitoplacenticerus marroti* (extension partielle), associée à *Trachyscaphtes spiniger* et à de nombreux *Scaphites*.

Zone moyenne à *Pachydiscus oldhami*, associée à *P. colligatus*, *Belemnites mucronata* et *Nostoceras polyplacum*, puis *N. archiacianum* (extension totale pour chacune des espèces).

Zone supérieure à *Sphenodiscus ubaghsi* (extension partielle).

Zone terminale à *Nostoceras hyatti* et *Baculites leopoliensis*.

Parmi les **fossiles planctoniques**, la base du Campanien inférieur est caractérisée par l'avènement de *Globotruncana arca*, *G. stuartiformis* et *Broinsonia parca* ; peu après le début du Campanien supérieur (Campanien 3) apparaissent *Ceratolithoides aculeus* et *Bolivinites decoratus* et au Campanien 4 et 5, *Globotruncana caliciformis*, *Bolivinites draco miliaris* et *Lithraphidites praequadratus*. Le Campanien terminal (Campanien 6) est marqué par l'apparition de *Lithraphidites quadratus*, forme caractéristique des tuffeaux de Maurens. Parmi les **dinoflagellés**, l'apparition de *Exosphaeridium acuminatum* marque la base du Campanien.

Les formes les plus caractéristiques de la biozonation des foraminifères benthiques sont :

– **Campanien inférieur** - apparition de *Gavelinella denticulata*, puis de *Gavelinopsis voltzianus* et de *Goupillaudina debourlei*.

– **Campanien supérieur**

Campanien 3 : apparition de *Siderolites praevitali*, puis de *Gavelinopsis monterelensis* et d'*Arnaudiella grossouvrei*.

Campanien 4 : apparition d'*Orbitoides media*, puis de *Lepidorbitoides campaniense*.

Campanien 5 : apparition de *Fallotia jacquoti*, puis de *Pseudorotalia schaubi*.

Campanien 6 : apparition de *Siderolites praecalitrapoides*.

La base du Maastrichtien serait maintenant restreinte à l'apparition de *Lepidorbitoides minor*, c'est-à-dire aux assises tuffoïdes les plus élevées de la coupe de Maurens, sus-jacentes à l'occurrence de *Nostoceras hyatti*.

Les **rudistes** sont peu représentés dans le Campanien ; *Arnaudia arnaudi* n'existe que dans le Campanien 1 (surtout à l'extrême base) ; les associations du Campanien supérieur (surtout Campanien 5) sont dominées par *Praeradiolites hoeninghausi*, *P. saemanni*, *P. alatus* et *Biradiolites royanus* ; de rares *Bournonia bournoni*, les premiers *Lapeirousia crateriformis* et *L. jouanneti* existent dans les faciès plus bioclastiques. En association avec ce dernier, *Hippurites radiosus* a constitué des biostromes localisés à Lamérac, à Maine-Roy et notamment à Maurens sous les tuffeaux du Campanien terminal à *N. hyatti*. Auparavant attribués au Maastrichtien basal, *H. radiosus* marquerait donc maintenant le sommet du Campanien 5.

Parmi les autres fossiles caractérisant le Campanien stratotypique, il faut citer : *Rhynchonella globata*, présente dès la base, *Isocrania ignabergensis* et abondantes *Pycnodonte vesicularis* dans le Campanien supérieur.

Rappelons à nouveau que les deux conceptions du Dordonien "auct." sont à abandonner en tant qu'entité stratigraphique à cause des confusions introduites par leurs auteurs respectifs, par suite du caractère diachronique soutenu dans leurs définitions. C'est le consensus qui se dégage des diverses études de ces dernières années sur le sujet (Neumann, Platel *et al.*, 1983 ; Philip et Bilotte, 1983 ; Neumann *et al.*, 1984 ; Platel, 1987)

• Le "Dordonien" *sensu* Coquand (1857, 1858) = assise B d'Aubeterre (qui en réalité n'affleure pas dans la coupe d'Aubeterre, mais plus au nord par faille

(Platel, à paraître), contenant les biostromes à *Hippurites radiosus* et les microfaune et nannoflore des couches de Maurens serait l'équivalent du sommet du Campanien 5 et du Campanien 6. Mais par rapport à la définition initiale, il est évident qu'il faut y inclure les couches latérales aux biostromes et celles situées au-dessus de ceux-ci, ce que n'avait pas bien compris Coquand.

• Le "Dordonien" *sensu* Arnaud (1877, 1887) = "Maastrichtien" n'a pas plus de raison d'exister à cause :

– de la règle d'antériorité de la création de "l'étage", même si cet auteur a reconnu les erreurs de H. Coquand (passages latéraux de faciès) ;

– de l'apparition diachrone d'*Orbitoides media*, dont A. Arnaud avait fait son fossile-index du "Maastrichtien" (fig. 5) ;

– et surtout de son équivalence avec le Campanien supérieur caractérisé par céphalopodes (*P. oldhami*, *B. mucronata*, *N. polyplacum*, *N. hyatti*) et par coccolithes entre autres.

On peut tout au plus parler de "faciès dordoniens" pour qualifier les couches de caractère régressif du Campanien supérieur nord-aquitain, mais il ne faut en aucun cas maintenir des termes stratigraphiques à présent reconnus comme obsolètes par tous les auteurs.

Evolution sédimentologique

Evolution séquentielle du Crétacé supérieur nord-aquitain

L'évolution verticale des dépôts s'organise en **deux séquences de 2ème ordre**, ou grands cycles sédimentaires transgression/régression, séparées par une discontinuité régionale majeure correspondant à une nette émergence sur le nord de la plate-forme avec lacune du Turonien terminal (zones à *Subprionocyclus neptuni* et *Vaccinites giganteus*). La séquence 1 débute dès le Cénomanién basal et se termine au Turonien supérieur basal ; la séquence 2 recouvre tout le Sénonien et le Maastrichtien (fig. 6 et 7).

Ces deux cycles peuvent être découpés au total en **quinze séquences de 3ème ordre**, qui témoignent de l'évolu-

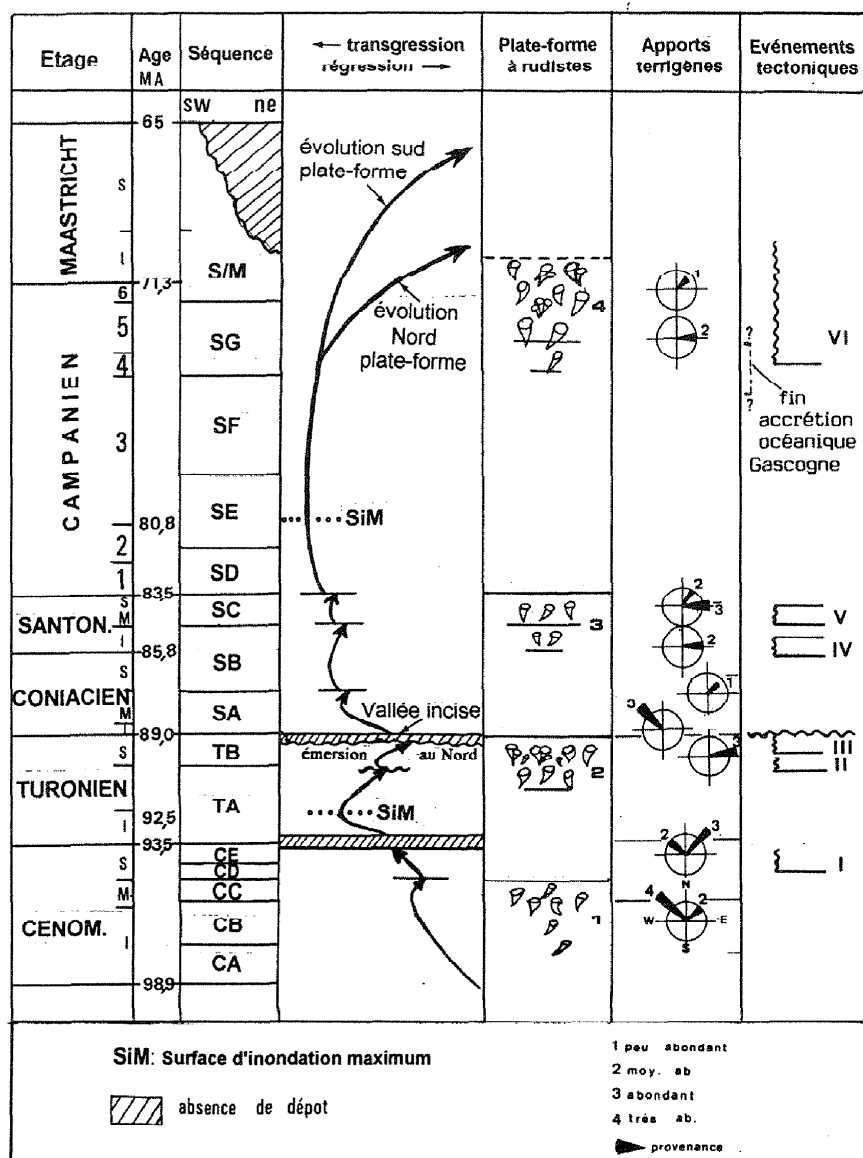


Fig. 6. – Evolution générale et événements dans le nord de l'Aquitaine pendant le Crétacé supérieur.

Fig. 6. – General evolution and major events of the northern Aquitaine margin during the Late Cretaceous.

tion du bassin. Le présent travail affine l'analyse séquentielle établie auparavant par l'auteur (Platel, 1987) en modifiant légèrement la position de quelques limites et en proposant des âges probables pour les principales limites et discontinuités en référence à ceux de l'échelle de F.M. Gradstein *et al.* (1994).

La grande séquence T/R cénomano-turonienne

D'une durée d'un peu moins de 9 Ma^(*), elle est dissymétrique avec une

(*) Tous les âges, durées et coefficients proposés ont été calculés à partir de l'échelle des âges mésozoïques de F.M. Gradstein *et al.* (1994).

longue phase transgressive de 5 Ma environ pendant presque tout le Cénomane, une phase d'apparente stabilité de 1,5 Ma seulement durant le Turonien inférieur/moyen basal et une rapide phase régressive de moins de 2 Ma au Turonien moyen/supérieur. Elle comprend 7 séquences et, à part la séquence TA longue de 2,5 Ma environ, les autres ne durent que 1 à 0,5 Ma, quelquefois moins.

La phase de transgression se fait par débordements successifs en *onlap* sur les terrains antérieurs (fig. 8) ; elle est rythmée par les séquences rétrogradantes CA, CB, CD et CE avec une courte phase de stagnation par progradation durant le

Cénomane moyen (séquence CC). Les séquences, séparées par des discontinuités D1 à D5 bien marquées par des hard-grounds (Hg), présentent le plus souvent des cortèges sédimentaires d'intervalle transgressif (IT) peu épais, à faciès silicoclastiques argileux ou/et glauconieux, avec ammonites et niveaux étendus de lumachelles à huîtres (*C. flabellatum*, *R. suborbiculatum*, *P. biauriculata*). Les dépôts silicoclastiques grossiers à corps argileux et lentilles de lignite des unités A1-A2, (fig. 8) correspondant à la base de la séquence CA, peuvent s'interpréter comme le prisme de bas niveau marin (PBN) qui comble les vallées incisées de l'Ouest charentais. Des faciès carbonatés à rudistes (*Ichthyosarcodites*, radiolitidés, caprinidés) se sont établis en fin de séquence en formant des prismes de haut niveau marin progradant (PHN), le plus important étant celui de la séquence CC.

Le Périgord Noir n'est atteint par la mer qu'avec le débordement de la séquence Cd au Cénomane supérieur, dont les environnements margino-littoraux riches en tourbières ligniteuses n'ont cependant pas recouvert le nord du secteur ; celui-ci n'a été transgressé qu'au Turonien inférieur au cours de la séquence TA. Des vallées incisées assez profondes, des paléoreliefs et dépressions karstiques ont été mises en évidence (Platel, 1987) dans les calcaires jurassiques du secteur de La Chapelle-Péchaud entre Le Bugue et Belvès (fig. 9).

Le maximum de cette transgression est atteint pendant le Turonien inférieur, la surface d'inondation maximum (SiM) peu marquée étant située entre les marnes vertes et les calcaires argileux de l'unité TA2 ou dans la base de ceux-ci (âge probable : 92,5 Ma).

La régression est saccadée et rapide, le Turonien moyen/supérieur correspondant à deux séquences TA et TB, globalement progradantes marquées par le grand développement des PIIN des unités TA4 et TB2. Ceux-ci s'accompagnent de conditions permettant l'extension des environnements de plate-forme interne où ont proliféré les rudistes en bioconstructions nombreuses et étendues (radiolitidés, sauvagésinés, hippuritidés).

La discontinuité majeure du Turonien terminal

Traduction de la chute eustatique majeure qui s'est produite à partir de

90 Ma environ, associée à un soulèvement généralisé de tout le nord de la plate-forme, cette limite de séquence de type 1 (LS2 - fig. 7) témoigne d'une nette phase d'émersion avec hardground perforé, dissolution karstique et bréchification sur place des calcaires du sommet du Turonien. Le Coniacien inférieur repose donc souvent en légère discordance sur le Turonien, même en dehors des structures positives. Dans les Charentes, des vallées incisées d'une dizaine de mètres de profondeur entaillent le sommet du Turonien (St-Césaire au nord de Saintes).

La grande séquence T/R du Sénonien-Maastrichtien

Beaucoup plus long que le précédent (24 Ma environ, mais les 21 premiers Ma ont seuls été enregistrés dans le nord de la PFNA), ce cycle présente une évolution dissymétrique inverse à celle du précédent cycle T/R, avec une phase transgressive relativement courte (5 Ma environ) pendant tout le Coniacien et le Santonien, puis une période presque stable de 4 Ma environ du Campanien inférieur à supérieur basal ; celle-ci est suivie par une lente phase régressive pendant 12 Ma depuis le Campanien supérieur jusqu'au Maastrichtien supérieur (fig. 7). La durée des séquences est généralement plus longue que lors du premier cycle (4 à 1,2 Ma). Les discontinuités de limite de séquence sont assez peu marquées au sein de ce cycle.

La transgression débute au Coniacien basal par la séquence rétrogradante SA, suivie par deux séquences aggradantes Sb et Sc durant le Coniacien supérieur-Santonien. Un PBN peut être reconnu dans les sables marins inférieurs à chenaux et grandes obliques de mégarides, qui comblent sur plus de 10 m d'épaisseur les vallées incisées de la région charentaise.

Les dépôts des IT sont constitués soit par des grès glauconieux (Coniacien basal), soit par des faciès marneux à lumachelles d'huîtres (*C. pliciferum*, *P. vesicularis*) d'extension régionale (sommet du Coniacien et Santonien moyen), mais aussi par des calcaires crayeux à silex.

Bien caractérisés en Périgord Noir, les PHN des trois premières séquences sont tous constitués par les dépôts proxi-

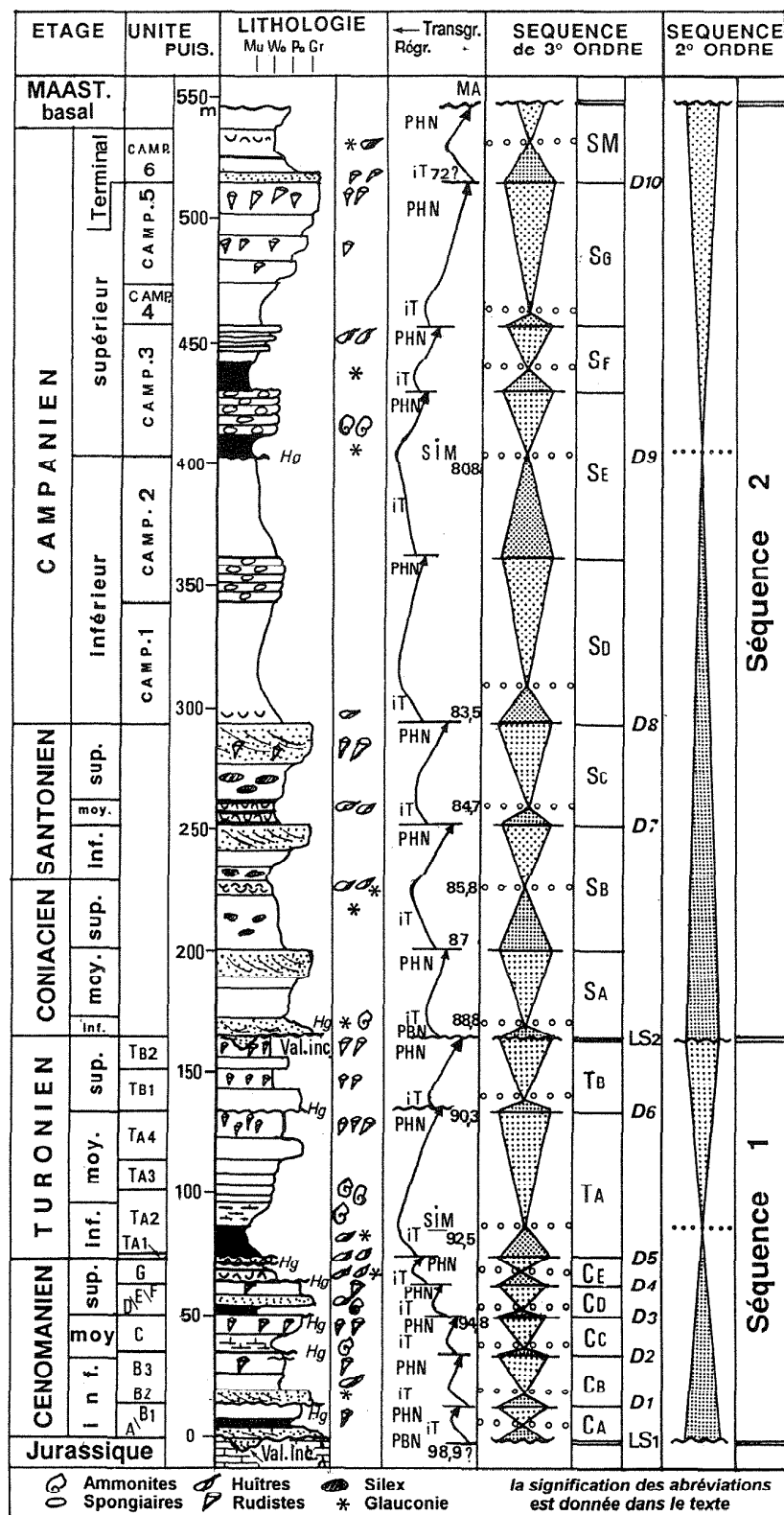


Fig. 7. - Coupe synthétique et stratigraphie séquentielle du Crétacé supérieur nord-aquitain.

Fig. 7. - General composite section and sequence stratigraphy of the Late Cretaceous in northern Aquitaine.

maux à littoraux de grès et sables à chenaux et rides tidales, qui progradent d'est en ouest. Quelques peuplements à

Hippurites et radiolitidés y ont trouvé des conditions favorables au Santonien supérieur. Ces prismes, limités par les

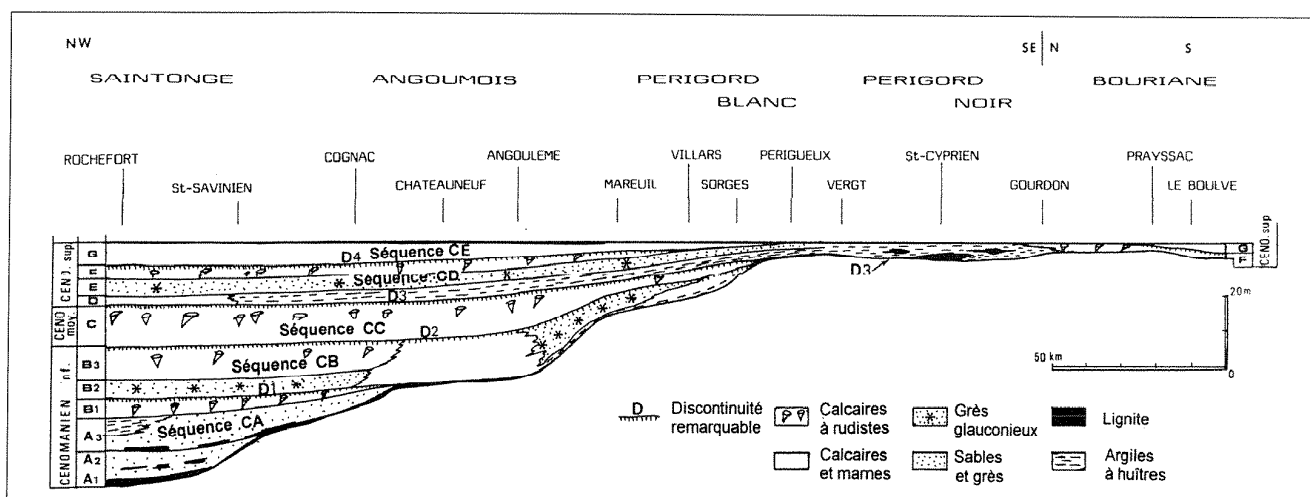


Fig. 8. – Dynamique de la transgression cénomaniennne dans le nord de l'Aquitaine.

Fig. 8. – Cenomanian transgression on the northern Aquitaine margin.

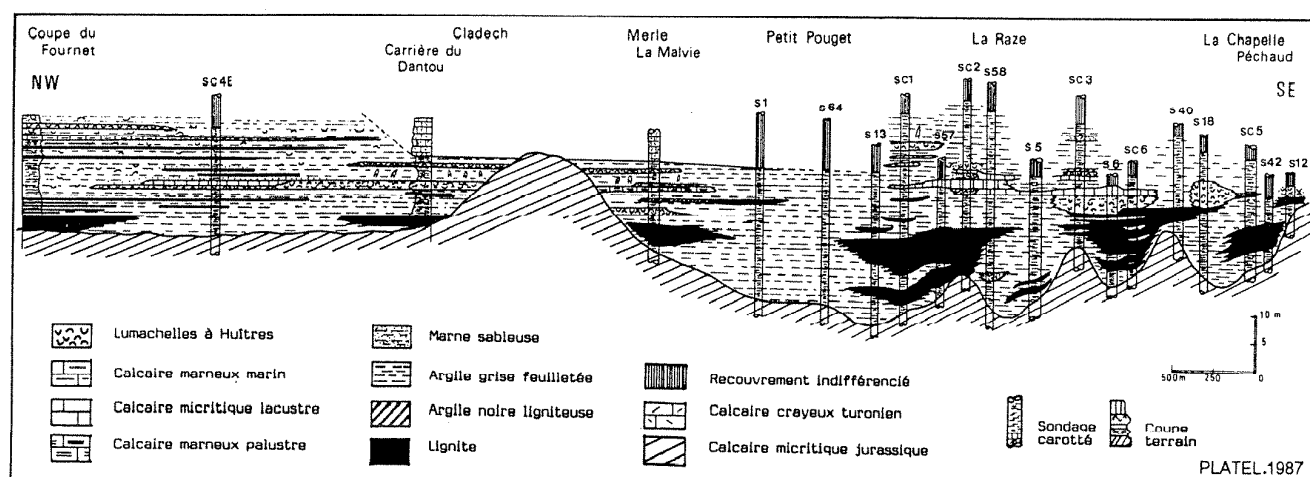


Fig. 9. – Coupe reconstituée des environnements continentaux et lagunaires cénomaniens dans la région entre Le Bugue et Belvès.

Fig. 9. – Cross-section through Cenomanian continental and restricted palaeoenvironments in the Le Bugue and Belvès area.

discontinuités D7 et D8 (fig.7), ne se distinguent plus dans l'ouest de la PFNA où s'étendait le domaine crayeux.

La transgression se stabilise pendant le Campanien inférieur crayeux, correspondant aux grandes séquences aggrégées SD et SE à termes peu différenciés, dont les PHN, constitués de bancs plus alternants, sont riches en spongiaires.

A la limite des formations 2 et 3 du Campanien (limite Campanien inférieur/supérieur) un hard-ground très net (D9) a récemment été identifié dans la région de Périgueux (Platel, Dubreuilh, à paraître), surmonté par l'unité marneuse très riche en glauconie de la base du Campanien 3 ; il serait possible d'y placer la SIM du cycle T/R sénouien ; les

céphalopodes situent cette SIM dans l'extrême base du Campanien supérieur charentais bien daté par *Hoplitoplacenticeras marroti*, *Trachyscaphites spiniger*, *Scaphites haugi* et *S. gibbus* (Kennedy, 1986), certaines de ces ammonites étant connues à la même époque en Ariège (Kennedy *et al.*, 1992b) ; ceci tendrait à la dater vers 80,8 Ma d'après l'échelle de Gradstein *et al.* (1994).

La régression, plus précoce au nord et nord-est de la PFNA, a débuté au Campanien supérieur et s'est finie au Maastrichtien basal, alors qu'elle ne se produisit qu'au Maastrichtien supérieur dans le sud-ouest de la plate-forme. Elle a commencé dans le haut de la séquence SE et s'est poursuivie dans la séquence Sf. Elle s'accéléra avec la séquence Sg

dont le PHN a progradé largement sur toute la plate-forme permettant l'extension des calcaires bioclastiques à *Orbitoides* et radiolitidés et l'installation des biostromes à *Hippurites radiosus*. Enfin au-dessus de la discontinuité D10, la séquence SM marque la fin de la régression dans le nord de la PFNA. Des grès et des tuffeaux glauconieux se sont déposés dans un dernier IT. Des calcaires bioclastiques largement érodés par le Tertiaire terminent la séquence.

Comparaison avec d'autres plates-formes du domaine aquitano-ibérique

Au Crétacé supérieur, le vaste domaine aquitano-ibérique est un bassin péri-

atlantique bordé au nord par les Massifs central et vendéen et au sud par la Meseta ibérique. Deux zones hautes, rarement recouvertes par les transgressions (Promontoire de Montauban-Toulouse et Massif de l'Ebre), forment des avancées du continent dans le bassin en bordant le profond sillon des flyschs, allongé selon l'axe est-ouest alpin des futures Pyrénées.

Plate-forme nord-castillane

Des évolutions très comparables dans la dynamique des plates-formes crétacées sont à souligner entre le nord de l'Aquitaine et la plate-forme nord-castillane, symétrique de l'autre côté du bassin à environ 500 km vers le sud. Grâce à son étude synthétisée par M. Floquet (1991), on peut mettre en évidence des points communs (fig. 10) :

- deux grandes séquences T/R : Cénomanién supérieur-Turonien et Sénonien-Maastrichtien, séparées par une régression généralisée ;
- maximum transgressif au Turonien inférieur pour la première séquence ;
- évolution régressive de comblement et progradation pendant tout le Turonien ;
- grand développement des biotopes à rudistes par extension de plates-formes progradantes au Turonien moyen/supérieur ;
- importante transgression d'âge Coniacien inférieur moyen s'amplifiant au Santonien ;
- importante extension des domaines littoraux sableux au Santonien supérieur ;
- existence de grands accidents d'effondrement profonds contrôlant la répartition des domaines sédimentaires (accident de Losas au nord de la Castille, par exemple) ;
- polarité des faciès du sud (proximal) vers le nord (circalittoral), au Turonien notamment.

Durant la fin de l'ouverture du Golfe de Gascogne (Cénomanién-Santonien), ces deux plates-formes symétriques ont donc réagi de la même façon dans des contextes géodynamiques très proches (Floquet, Platel 1992). Les seules différences résident dans la transgression plus tardive au nord de la Castille (Cénoma-

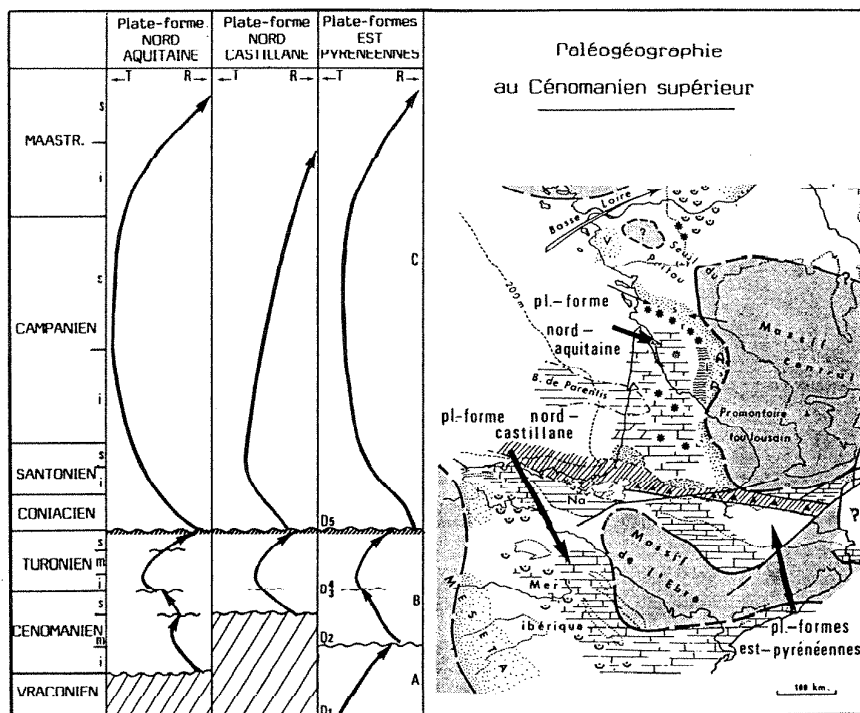


Fig. 10. – Evolutions séquentielles comparées des séries crétacées sur les plates-formes du domaine aquitano-ibérique.

Fig. 10. – Comparative sequence evolution between Cretaceous platform series of the Aquitaine - Spanish domain.

nien supérieur) et dans de moins nombreux épandages terrigènes, le seul existant pendant le Sénonien correspondant au plus important au nord de l'Aquitaine (Santonien supérieur). Les différences entre les évolutions l'emportent à partir du Campanien durant lequel la régression débute sur la plate-forme nord-castillane.

Plates-formes est-pyrénéennes

Le compartimentage d'origine tectonique des plates-formes crétacées est-pyrénéennes rend les comparaisons plus délicates. De l'étude très détaillée de M. Bilotte (1985, 1993), il ressort les principales ressemblances suivantes (fig. 10) :

- deux grandes séquences T/R : Cénomanién moyen-Turonien (B) et Coniacien-Maastrichtien (C), séparées par une grande discontinuité D5, avec vallées incises ;
- maximum de la transgression durant la séquence B au Turonien inférieur ;
- extension de deux plates-formes internes à rudistes au Turonien moyen/supérieur ;

- importants apports silicoclastiques au Turonien terminal ;
- transgression progressive à partir du Coniacien ;
- développement des PHN à rudistes au Santonien supérieur (Montagne des Cornes).

Bilotte constate que durant la séquence C, les événements sédimentaires sont parfois nettement diachrones par suite d'une tectonique active permanente, ce qui entraîne les premières manifestations du comblement dès le Santonien supérieur, notamment sur le Mouthoumet. Les dépôts progradent ensuite d'est en ouest. La régression finale est donc très hétérochrone.

En conclusion, ces trois plates-formes présentent de grandes ressemblances au Cénomano-Turonien et durant le début du Sénonien, bien que des évolutions indépendantes durant le Campano-Maastrichtien les individualisent à cause d'environnements tectoniques fort différents (Floquet, Platel, 1992). Elles sont en effet sous le contrôle du même moteur géodynamique, l'accrétion océanique entraînant subsidence et

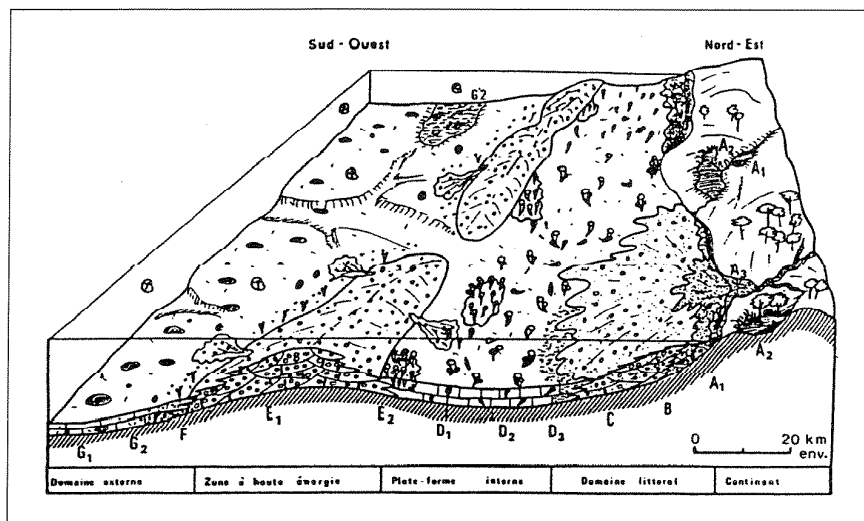


Fig. 11. – Paléoenvironnements de la plate-forme à barrière du Turonien moyen/supérieur.

Fig. 11. – Palaeoenvironments of the rimmed shelf during the middle-late Turonian.

dérive de l'Espagne et sous celui de l'eustatisme qui élève globalement le niveau des mers crétacées jusqu'aux maxima turonien et campanien. Au Turonien terminal-Coniacien basal s'est notamment produit un grand événement dans l'évolution du bassin aquitano-ibérique, en liaison probable avec une série d'effondrements tardifs pendant l'ouverture du Golfe de Gascogne. Les talus liés aux grands accidents bordant les plates-formes connaissent une nouvelle phase d'activité tectonique (rejeu subsident en aval du seuil de l'Ebre pour la plate-forme castillane, migration du talus aquitain par création de la Faille de Bordeaux) et entraînent probablement des basculements de toutes les plates-formes vers le bassin.

Organisation des paléoenvironnements

Deux grands types de plates-formes carbonatées ont existé durant le Crétacé supérieur dans le nord de l'Aquitaine : les plates-formes à barrière plus ou moins continue et les plates-formes de type rampe. Ces dernières ne seront pas décrites en détail, leurs caractères ayant déjà été publiés par ailleurs (Platel, 1987).

Plate-forme à barrière

Ce type n'a eu un certain développement qu'au Cénomanien moyen et surtout au Turonien moyen/supérieur, dont

l'organisation des milieux de dépôts a servi de modèle (Cassoudebat, Platel, 1976). Il correspond approximativement au modèle décrit par J. Philip (1974, 1983), J.P. Masse et J. Philip (1981), J. Philip et M. Bilotte (1984). Toutefois, son originalité déjà soulignée (Platel, 1974, 1982) réside dans les dimensions très vastes de la zone interne de la plate-forme (100 x 30 à 40 km au Turonien moyen/supérieur) et dans l'absence presque totale de bioconstruction à rudistes dans la zone barrière s.s.

La plate-forme à barrière s'organise en quatre grands domaines sédimentaires dont deux zones à haute énergie, l'une au sein de la plate-forme infralittorale, l'autre sur la bordure littorale. Chaque domaine peut passer rapidement à son voisin (fig. 11).

- **La plate-forme externe**, qui s'étend sur le domaine infralittoral distal à circalittoral ne comprend que des environnements à faible énergie où se déposaient des craies à faune pélagique (mudstone à wackestone) ; la trop grande profondeur était défavorable au bon développement des rudistes (faciès G1-G2).

- **La zone barrière** (large de 15 à 35 km), qui correspond toujours à des anomalies positives, structurales ou sédimentaires, du fond dans le domaine infralittoral moyen, brise l'effet de la houle et la forte énergie du milieu permet parfois l'édification de dunes hydrauliques calcarénitiques à grands

sets obliques (Saint-Même près de Cognac). Le plus souvent, ces faciès grainstones (E1) sont vannés sur une zone large de plusieurs dizaines de kilomètres. Les calcarénites envahissent parfois l'avant-barrière à faciès plus fins et silex (Taillebourg près de Saintes) ou au contraire se répandent dans la zone d'arrière-barrière, perturbant momentanément le développement des bioconstructions, dont c'est un site d'expansion privilégié (E2 - Châteauneuf).

- **La plate-forme interne**, plus ou moins vaste et souvent abritée, correspond à des environnements infralittoraux proximaux, à énergie basse ou moyenne, permettant aux rudistes de proliférer. Les substrats peuvent être :

- crayeux et bioclastiques, packstone à wackestone (faciès D1) ; l'agitation modérée y est suffisante pour briser les tests fins (*Distefanella*), tandis qu'elle épargne les coquilles plus résistantes (*Radiolites*, *Sphaerulites*) ; la formation résultante au Turonien moyen, parfois à texture rudstone selon la classification de A.F. Embry et J.E. Klován (1971), est constituée sur 10 mètres en moyenne d'une accumulation presque monospécifique de tests brisés de *D. lumbricalis*, constituant la Pierre d'Angoulême.

- vaseux carbonatés avec très peu de matière argileuse, donnant les micrites wackestone à packstone du Turonien supérieur (faciès D2). L'énergie est encore plus faible et la nature très meuble du fond ne permet que le développement de rudistes isolés (*Vaccinites*, *Sphaerulites*, etc.) formant des réseaux à maille lâche (Philip, 1974) ou des petites bioconstructions à texture bafflestone à framestone (*Durania* et radiolitidés) correspondant aux types "cluster" ou "thicket" de Kauffman et Sohl (1974). Dans ces environnements, nérinées, actéonelles et chaetétidés sont associés ou alternent avec les constructions à rudistes. A proximité des édifices calcarénitiques du domaine littoral plus agité existent également de grands biostromes framestone à radiolitidés et *Durania* (Châteauneuf et Saint-Savinien au Cénomanien moyen, Beaussac près de Mareuil au Turonien supérieur).

- **Le domaine littoral** est de largeur variable (quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres) suivant l'importance et la progradation des faciès silico-

clastiques : sables (B) et grès plus ou moins carbonatés (C) à rides tidales. Ce sont en effet ces faciès qui justifient la séparation de ce domaine sous influence du continent d'avec la plate-forme interne proprement dite. Il s'étend à la fois sur les zones les plus proximales de l'étage infralittoral et sur les étages médio à supralittoral (faciès argilo-ligneux et fluviatiles A).

Des accumulations calcarénitiques de faciès "beach-rock" ceinturent aussi la plate-forme (Cénomanien moyen et Turonien moyen) ou s'édifient sur des îles dans le lagon (Turonien moyen/supérieur en Périgord Blanc). Très peu de rudistes se sont établis dans ces environnements agités et à fort taux de sédimentation. Ils forment généralement des associations de quelques individus, isolés de tout biostrome. Toutefois, dès que la phase détritique grossière diminue en dessous de 15 % environ, les rudistes deviennent plus abondants. Des biostromes d'*Hippurites requieni* groupés en massif serré (cluster et thicket de texture framestone) se sont même installés par endroit au sommet du Turonien en Périgord Noir. Situés en bordure de la côte, ils correspondraient à des "récifs" frangeants, dont la hauteur n'a jamais dépassé 1 mètre.

Plate-forme de type rampe

L'autre grand type de plate-forme, plus classique, établie durant tout le Sénonien et le Maastrichtien correspond plutôt à la rampe carbonatée des auteurs anglo-saxons (Tucker et Wright, 1990), qui possède certes une zonation mais dont les passages latéraux de faciès sont généralement très progressifs. Chaque zone s'étale plus ou moins, parfois sur plus de 100 kilomètres de largeur.

C'est l'épaisseur croissante de la tranche d'eau, se produisant dans une période où les structures positives du centre de la plate-forme ont tendance à s'effacer, qui a donné naissance à ce type de plate-forme. Il n'y a qu'une seule zone à haute énergie qui s'étale plus ou moins largement à partir du domaine littoral. Ces plates-formes, sans distinction nette entre milieux interne et externe, sont moins propices au développement des rudistes.

Evolution paléoenvironnementale

A la lumière des données de terrain, les coupes de plus de 200 grands sondages nord-aquitains ont été réinterprétées afin d'établir des reconstitutions paléoenvironnementales intégrant toute la plate-forme jusqu'aux limites du domaine bassin sud-occidental. Seules quelques périodes seront brièvement exposées, commentant 13 cartes paléogéographiques successives (fig. 12 à 18), dont l'analyse complète et détaillée a déjà été présentée par ailleurs (Platel, 1987).

Reposant en discordance sur tous les étages du Jurassique moyen/supérieur et du Crétacé inférieur, la transgression cénomanienne a progressé en *onlap* depuis l'ouest de la plate-forme jusqu'à une ligne passant par Périgueux et les environs de Bergerac et de Marmande (fig. 8 et fig. 12). Cette transgression s'est poursuivie au Cénomanien supérieur durant lequel un bras de mer en communication avec le sud du Bassin d'Aquitaine a recouvert le golfe de la Bouriane (fig. 13a), alors que le seuil de Montignac-Sarlat-Fumel était le siège d'une sédimentation "tourbeuse" et lacustre dans des marais côtiers établis dans les dépressions et paléovallées du secteur (lignites du Sarladais - fig. 9).

Ce seuil, presque entièrement resté émergé jusqu'à la fin du Cénomanien, fut pour la première fois totalement recouvert par la transgression extensive qui a déposé les craies et marnes du Turonien inférieur (fig. 13b). Au Turonien moyen s'est individualisée une plate-forme interne protégée par une barrière calcarénitique (fig. 14a) ; ce lagon, surtout peuplé de radiolitidés, correspond à l'optimum des conditions "récifales" qu'a connu la PFNA au Crétacé supérieur (isolement, température maximale des eaux, basse énergie sur les fonds). Au Turonien supérieur des épanchages silicoclastiques ont recouvert tout le Périgord Noir (fig. 14b).

Après l'émersion du Turonien terminal, la transgression coniacienne a réinstallé des environnements évoluant de faciès proximaux vers des faciès distaux et circalittoraux par passage progressif (fig. 15). Cette plate-forme correspond à une rampe carbonatée, qui a régi toute

l'organisation des dépôts jusqu'à la fin du Crétacé. Le Sénonien est marqué dès sa base par l'extension des faciès crayeux circalittoraux (fig. 16a). Le maximum des arrivées terrigènes sur le Périgord Noir s'est produit au Sénonien supérieur (fig. 16b).

Avec le Campanien inférieur, qui correspond à l'optimum de la transgression sénonienne, les faciès crayo-marneux s'étendent à nouveau sur toute la PFNA dans des paléoenvironnements circalittoraux (fig. 17). La régression finale s'est produite dès le Campanien supérieur à *Orbitoides* (Campanien 4/5) dans le nord de la plate-forme, où elle n'a été complète qu'après la sédimentation des faciès tuffoïdes du Campanien terminal (à Maastrichtien basal possible - fig. 18). Régression et émersion finales ne se sont produites dans le Bordelais qu'au Maastrichtien supérieur.

Evolution géodynamique de la plate-forme

Le Crétacé supérieur correspond à une tranche de temps particulièrement intéressante dans l'évolution du Bassin d'Aquitaine en liaison avec l'ouverture de l'Océan Atlantique et du Golfe de Gascogne. L'histoire géologique de ces domaines océaniques est maintenant relativement bien connue (Boillot *et al.*, 1984). Durant le Crétacé inférieur jusqu'à l'Aptien supérieur, l'étirement crustal selon une direction NE-SW provoque une phase de "rifting" dans tout le domaine Gascogne-Aquitaine. Le déplacement de la plaque ibérique se serait fait alors de 130 km environ vers le sud-ouest. Le domaine marin était restreint à deux bassins peu profonds, mais fortement subsidents (Parentis et Adour-Mirande), où les dépôts atteignent 3 000 à 6 000 mètres d'épaisseur respectivement. Ensuite commence la phase d'accrétion océanique du Golfe de Gascogne qui a duré depuis l'Aptien terminal jusque pendant le Campanien ; c'est au cours de cette phase que la plaque ibérique aurait migré vers le sud-est. L'amplitude du déplacement est encore sujet à discussions : 400 km environ suivant G. Boillot *et al.* (1984), mais selon des communications récentes de E.J. Debros (1995) ou de G. Zolnai

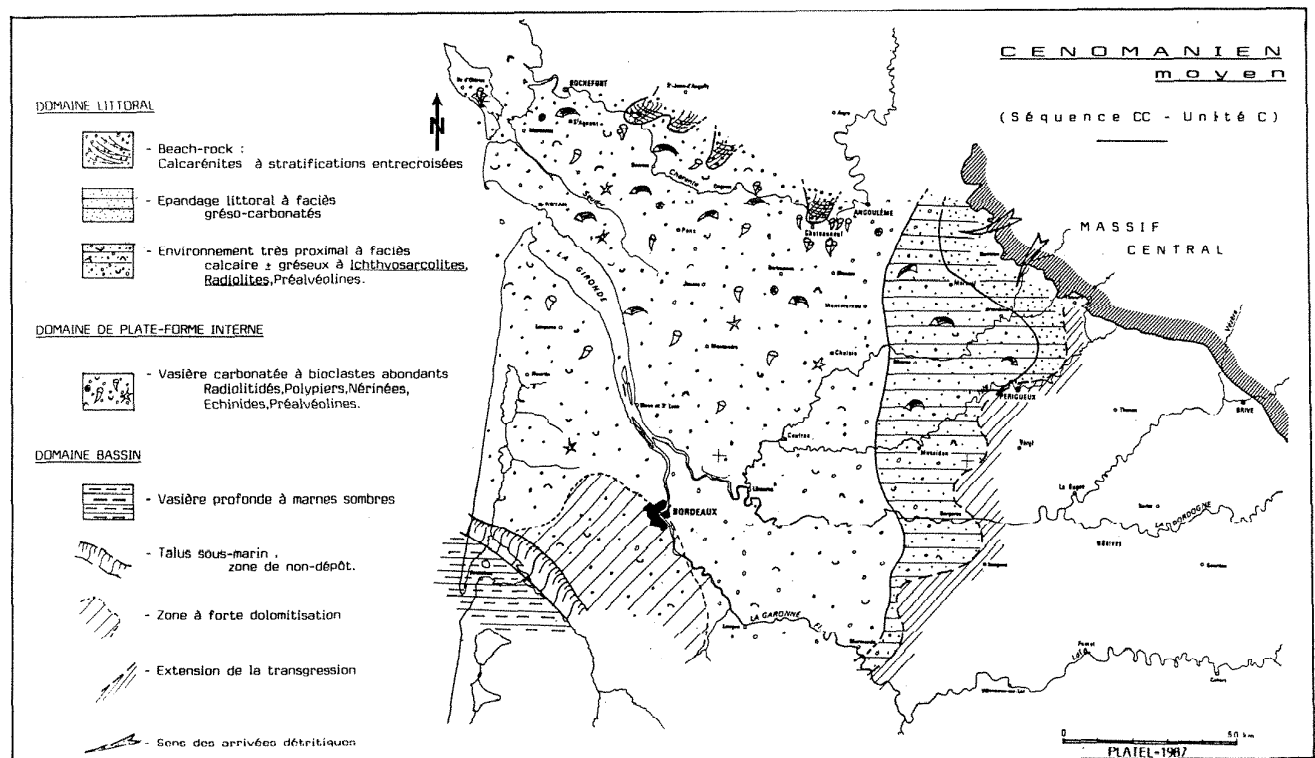
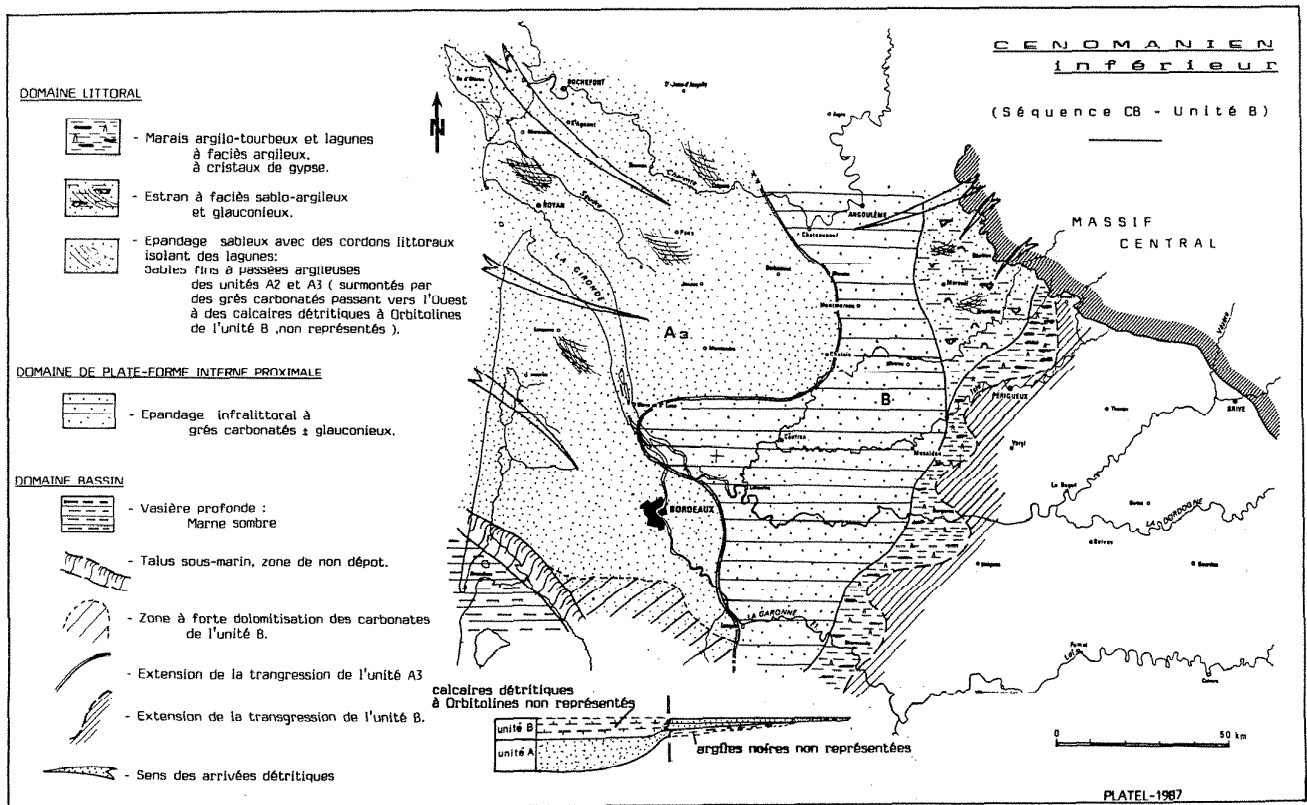


Fig. 12 (a-b). – Paléogéographies et répartition des faciès durant le Cénomanien inférieur et moyen.

Fig. 12 (a-b). – Palaeogeography and facies distribution during the early and the middle Cenomanian.

(1995), un tel déplacement n'est pas nécessaire car un coulisage de quelques dizaines de kilomètres seulement suffirait pour engendrer la création d'un pro-

fond sillon très subsident au droit de la future chaîne pyrénéenne, où se sont déposées les puissantes formations turbiditiques des flyschs pyrénéens.

Ces grandes périodes sont calées par la stratigraphie des formations dans les bassins subsidents et la position des anomalies magnétiques dans le domaine

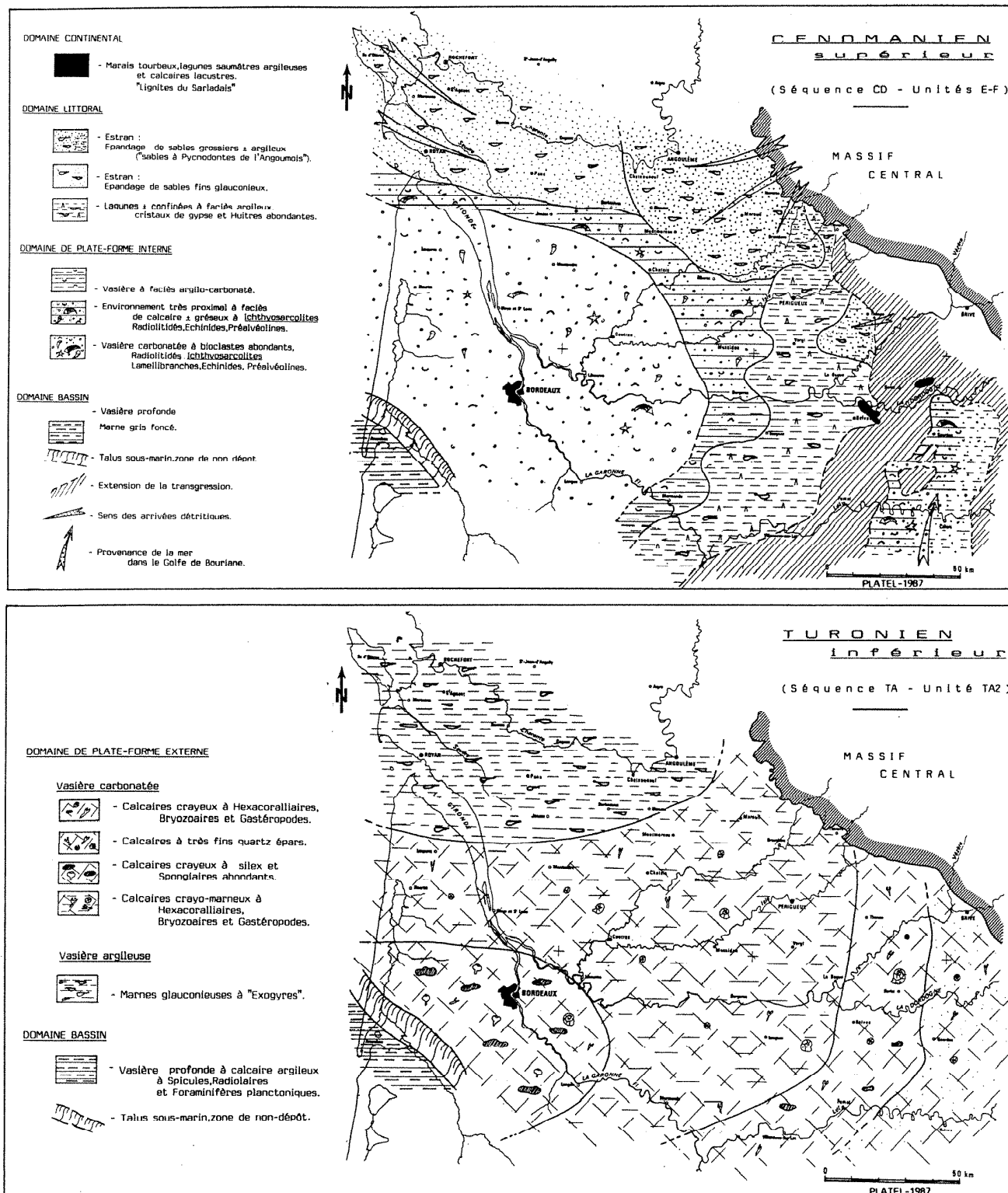


Fig. 13 (a-b). - Paléogéographies et répartition des faciès durant le Cénomanien supérieur et le Turonien inférieur.

Fig. 13 (a-b). - Palaeogeography and facies distribution during the late Cenomanian and the early Turonian.

océanique. Seule l'anomalie 34 datée de -85 Ma (Santonien) pénètre dans le Golfe de Gascogne, alors que l'anomalie 33 à -75 Ma (Campanien supérieur) est uniquement connue dans l'Océan Atlantique.

Deux aspects en relation avec le couple distension-compression peuvent illustrer l'évolution géodynamique de la plate-forme au Crétacé : les effets de la subsidence et les événements tectoniques avec les réponses du continent.

Subsidence sur la plate-forme

Le bassin d'Aquitaine a été soumis durant tout le Crétacé à des phases de distension avec subsidence importante. Les phases les plus fortes correspondent

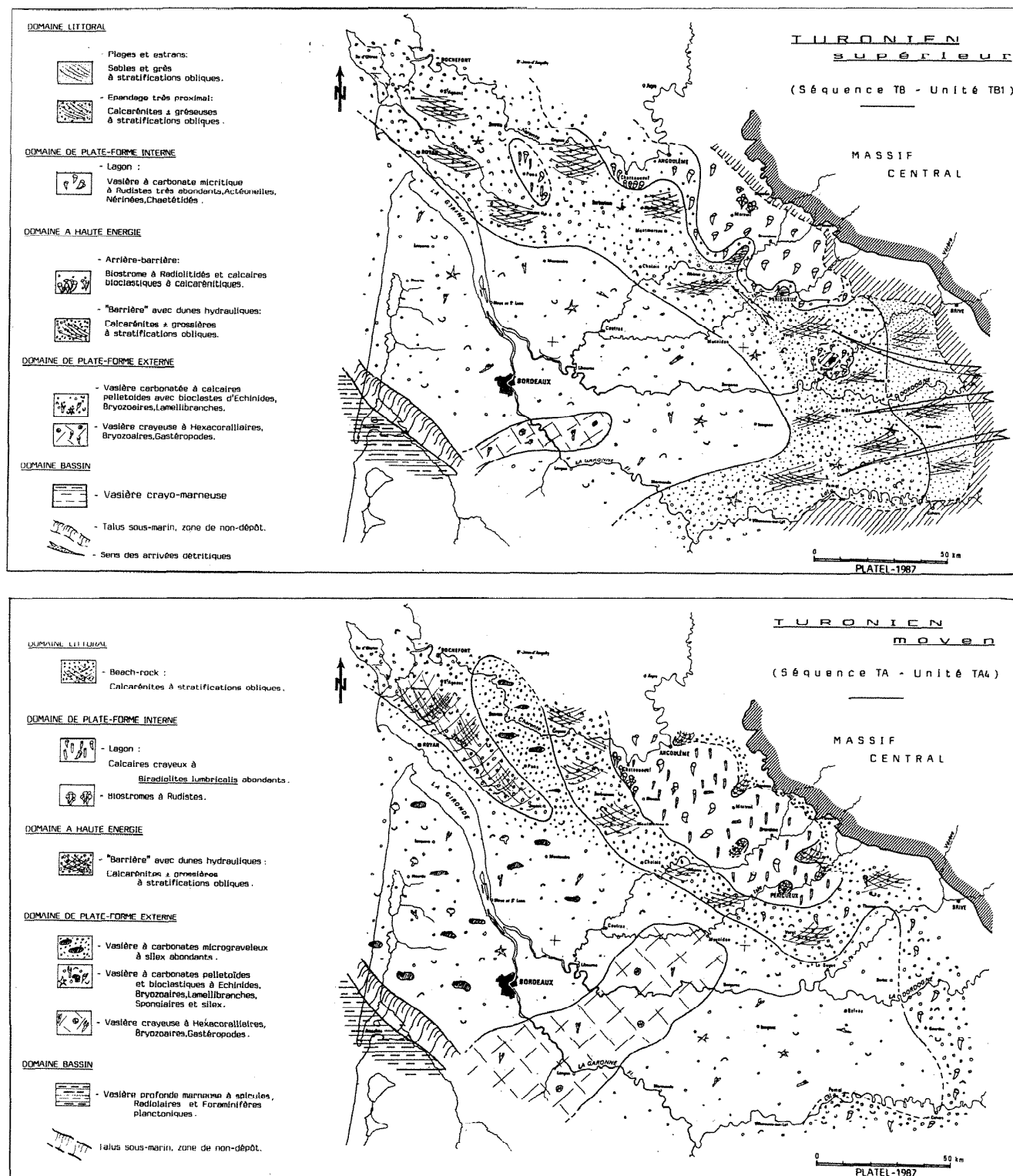


Fig. 14 (a-b). – Paléogéographies et répartition des faciès durant le Turonien moyen et supérieur.

Fig. 14 (a-b). – Palaeogeography and facies distribution during the middle and the late Turonian.

à la période de rifting au cours du Crétacé inférieur et la subsidence thermique a continué de manière plus atténuée durant la majeure partie du Crétacé supérieur jusqu'au Campanien supérieur pendant la phase d'accrétion océanique.

Comme sur la marge sud-armoricaine les dépôts post-rift de la PFNA sont peu épais, de faciès assez homogènes, et l'influence de la surcharge sédimentaire post-crétacée négligeable, on peut comparer l'évolution des taux de sédimenta-

tion moyen par étage, région par région, durant le Crétacé supérieur, à partir de la puissance des terrains non décompactés à l'affleurement et en sondage; l'évolution de la sédimentation dans le nord du

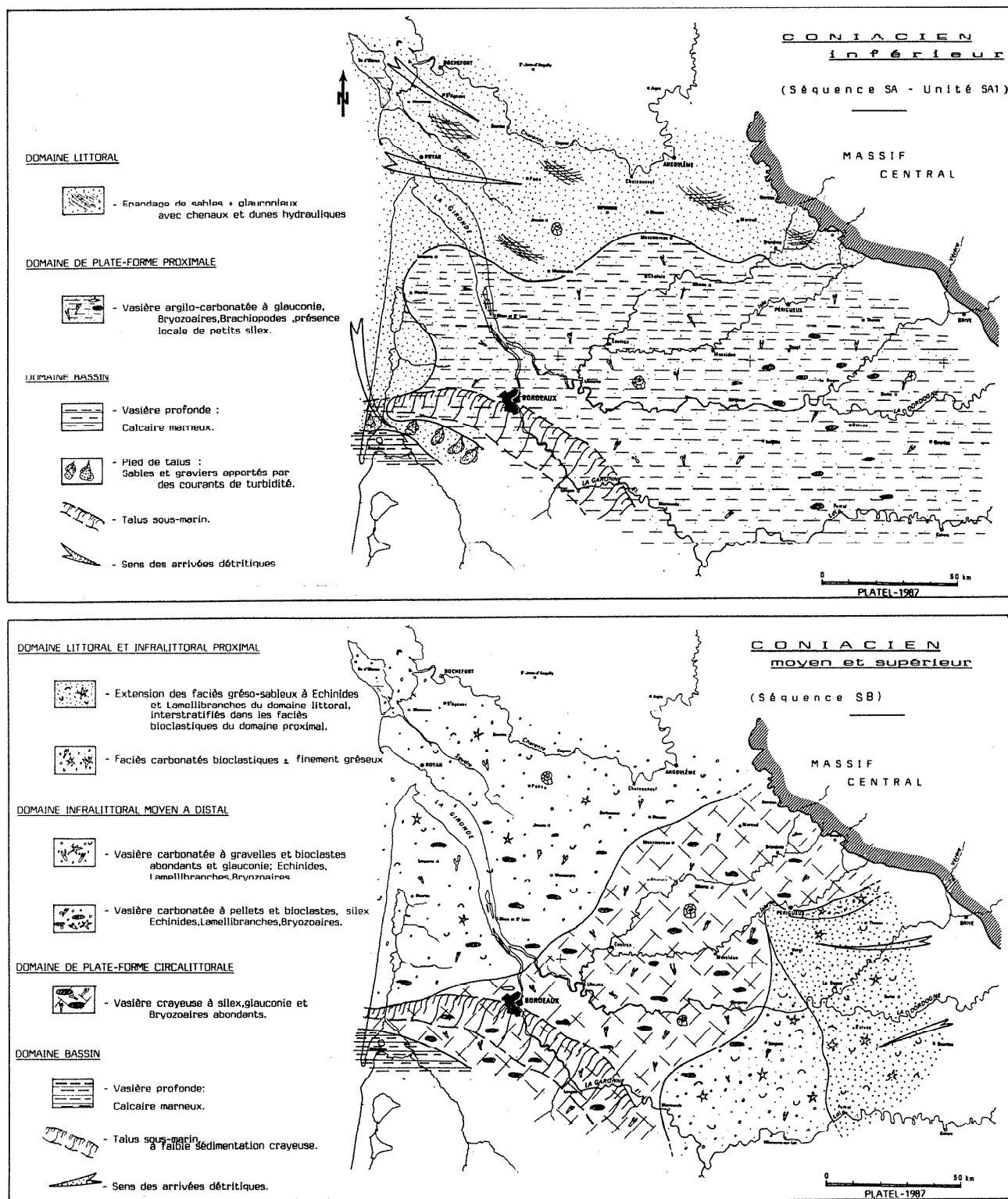


Fig. 15 (a-b). – Paléogéographies et répartition des faciès durant le Coniacien inférieur et moyen/supérieur.

Fig. 15 (a-b). – Palaeogeography and facies distribution during the early and the middle/late Coniacian.

domaine bassin (Arcachonnais) sera évoqué pour comparaison.

A part les grandes différences de puissance induites par les épandages détritiques du Cénomaniens des Cha-

rentes et du Coniacien-Santonien du Sarladais, l'ensemble des taux de sédimentation montre des évolutions assez semblables. Cependant à partir de la base du Coniacien, le domaine bassin devient nettement plus subsident que la plate-

forme. Sur cette dernière, les puissances totales du Crétacé supérieur ne dépassent guère 650 mètres dans les secteurs où les séries sont les plus complètes (Médoc) alors que c'est près de 1100 mètres de dépôts qui se sont accumulés sur le bord

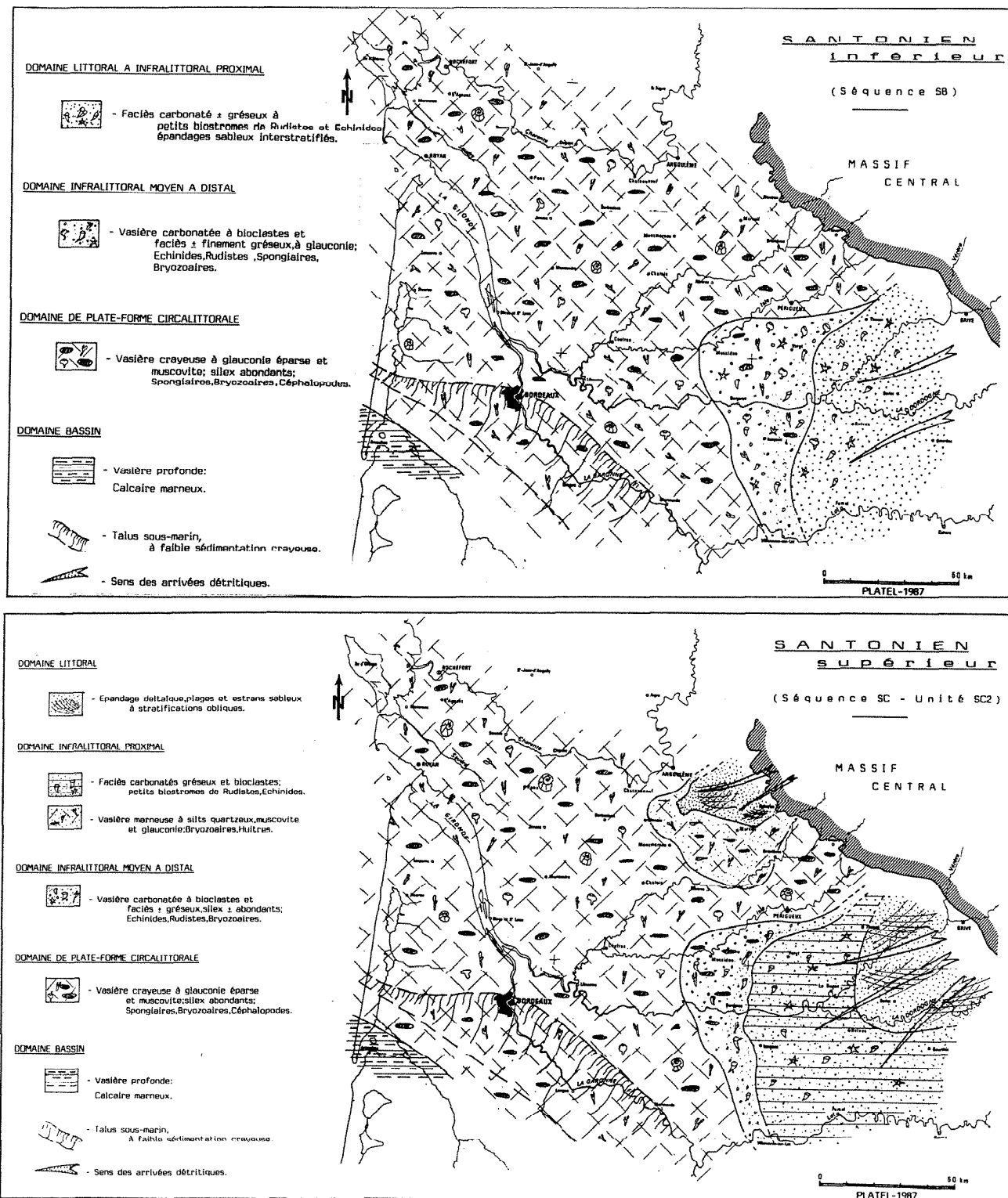


Fig. 16 (a-b). – Paléogéographies et répartition des faciès durant le Santonien inférieur et supérieur.

Fig. 16 (a-b). – Palaeogeography and facies distribution during the early and the late Santonian.

du bassin (Piquey 1). Au sud d'Arca-chon, près de 2 000 mètres de sédi-ments du Crétacé supérieur ont été tra-versés (Saint-Pierre 1, La Grave 1, Le Pila 1).

Les évolutions du taux de sédimenta-tion en fonction des étages montrent nette-ment une tendance cyclique avec une plus forte subsidence pendant le Santonien (taux moyen de 39 m/Ma), après des

faibles taux de 12 m/Ma au Cénomani-en, 25 m/Ma au Turonien et 22 m/Ma au Coniacien. L'effet de subsidence diminue à partir du Campanien inférieur (30 m/Ma) jusqu'au Maastrichtien (5 m/Ma).

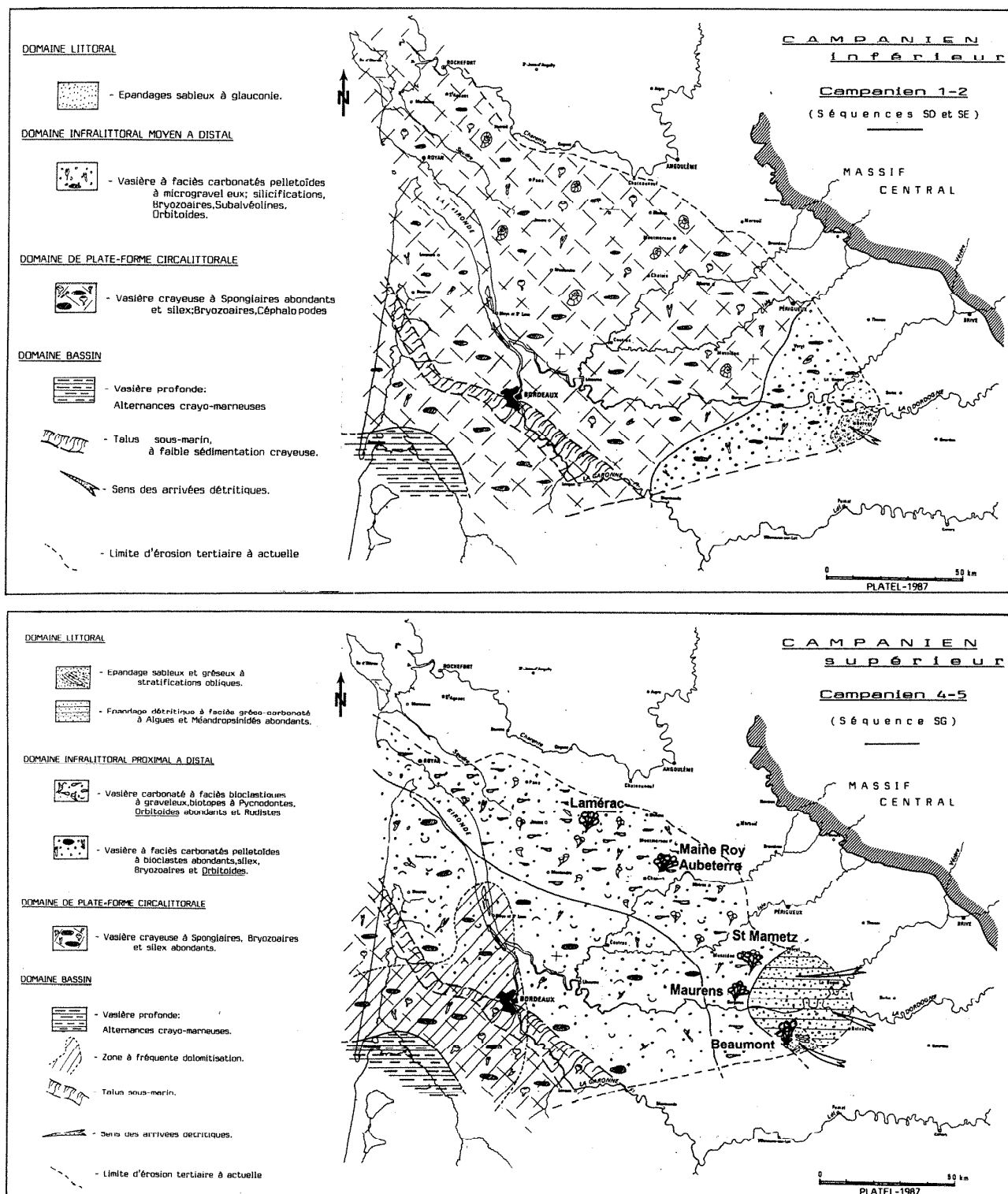


Fig. 17 (a-b). – Paléogéographies et répartition des faciès durant le Campanien inférieur et supérieur.

Fig. 17 (a-b). – Palaeogeography and facies distribution during the early and the late Campanian.

Il faut noter que la subsidence sur la plate-forme, comme dans le bassin peu profond, suit exactement les évolutions des phases de l'accrétion océanique : lorsque la dorsale du Golfe de Gascogne

fonctionnait encore au Santonien supérieur, la subsidence était forte, mais elle s'est par contre très nettement ralentie quand la ride a cessé d'être active au cours du Campanien supérieur.

Plusieurs remarques sont intéressantes à souligner :

– Malgré son épaisseur ce n'est pas durant le Campanien que la subsidence

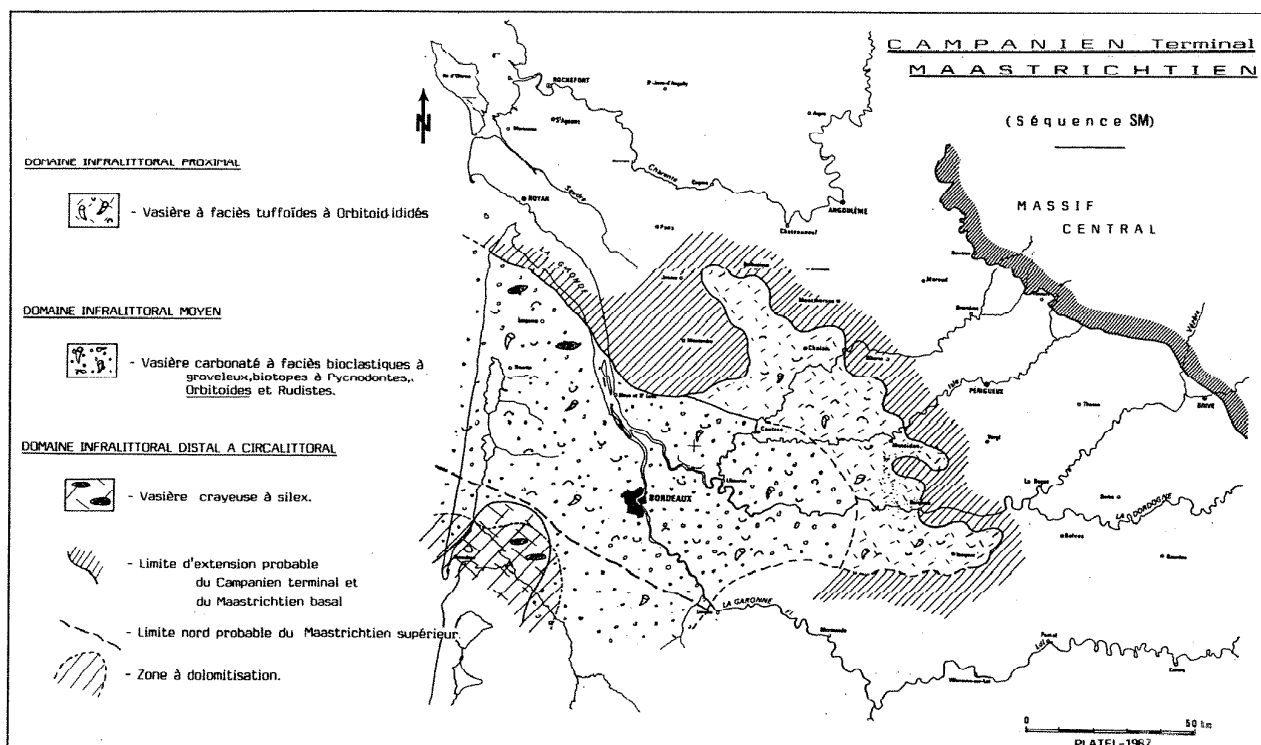


Fig. 18. – Paléogéographie et répartition des faciès durant le Campanien terminal et Maastrichtien.

Fig. 18. – Palaeogeography and facies distributions during the latest Campanian and Maastrichtian.

est la plus forte (environ 2 fois moins qu'au Santonien).

– La plus grande régularité de la subsidence intervient à partir du Campanien (fourchettes de 15 m/Ma environ) alors que durant les phases transgressives, où les épandages terrigènes peuvent prendre une part considérable dans la sédimentation, les fourchettes sont de 25 m/Ma pour le Cénomanién et de 32 m/Ma pour le Coniacien.

– Constance d'une subsidence très modérée en Saintonge (20 m/Ma environ en moyenne) durant l'ensemble du Crétacé supérieur.

– Evolution similaire sur de grands secteurs de la plate-forme : ainsi l'ensemble du Périgord, du Bergeracois et du Marmandais présente de très grandes différences entre les faibles taux du Cénomanién et du Campanien au regard de ceux du Santonien. Le Médoc, les Landes Saintongeaises et le Bordelais, par contre, montrent un taux de subsidence plus homogène.

Dans le domaine du bassin, l'évolution générale est assez semblable et c'est au Santonien que la subsidence est la plus forte avec un taux de 70 m/Ma (Piquet 1).

Événements tectoniques crétacés et réponses du continent

Si la phase paroxysmale de la structuration de la PFNA s'est produite avec la compression pyrénéenne au cours de l'Eocène moyen à supérieur, de nombreux indices déduits de la répartition des environnements ou d'observations tectoniques directes tendent à prouver l'existence de six principaux événements tectoniques au cours du Crétacé supérieur (fig. 6). Durant toute cette période, surtout dominée par un contexte distensif, ils correspondraient aux effets de soulèvements différentiels localisés lors de basculements de grands blocs au sein de la plate-forme ou à des soulèvements plus ou moins généralisés. La coïncidence souvent remarquable de ces manifestations avec l'emprise des futurs anticlinaux de la phase pyrénéenne permet de penser qu'il s'agit d'événements tectoniques précoces, initiant la structuration nord-aquitaine, dont les structures ébauchées seront préférentiellement plissées lors des compressions éocènes.

I : fin du Cénomanién moyen

C'est un soulèvement généralisé du nord de la plate-forme qui se surajoute à

l'évolution régressive de la séquence CC. La réponse du continent s'est produite au début du Cénomanién supérieur avec la décharge détritique d'abord modérée, puis importante, provenant des massifs du Nontronnais (unités D et E - "Sables à Pycnodontes").

II : Turonien moyen

Cet événement correspond aux premières structurations d'une certaine ampleur enregistrés au droit ou à proximité des futurs anticlinaux : se rajoutant à l'évolution régressive de la séquence TA, il se traduit par l'apparition de faciès très granulaires sur les structures de Jonzac, la Tour-Blanche, Périgueux. Il atteint son paroxysme à la fin du Turonien moyen sur l'anticlinal de Mareuil où des discordances angulaires ont été relevées sous le Turonien supérieur.

III : fin du Turonien supérieur

C'est l'événement tectonique majeur intra-Crétacé supérieur et sa fin coïncide avec la limite qui sépare les deux grands cycles T/R. Plusieurs événements se produisent à cette période qui se surajoutent à la très importante baisse eustatique.

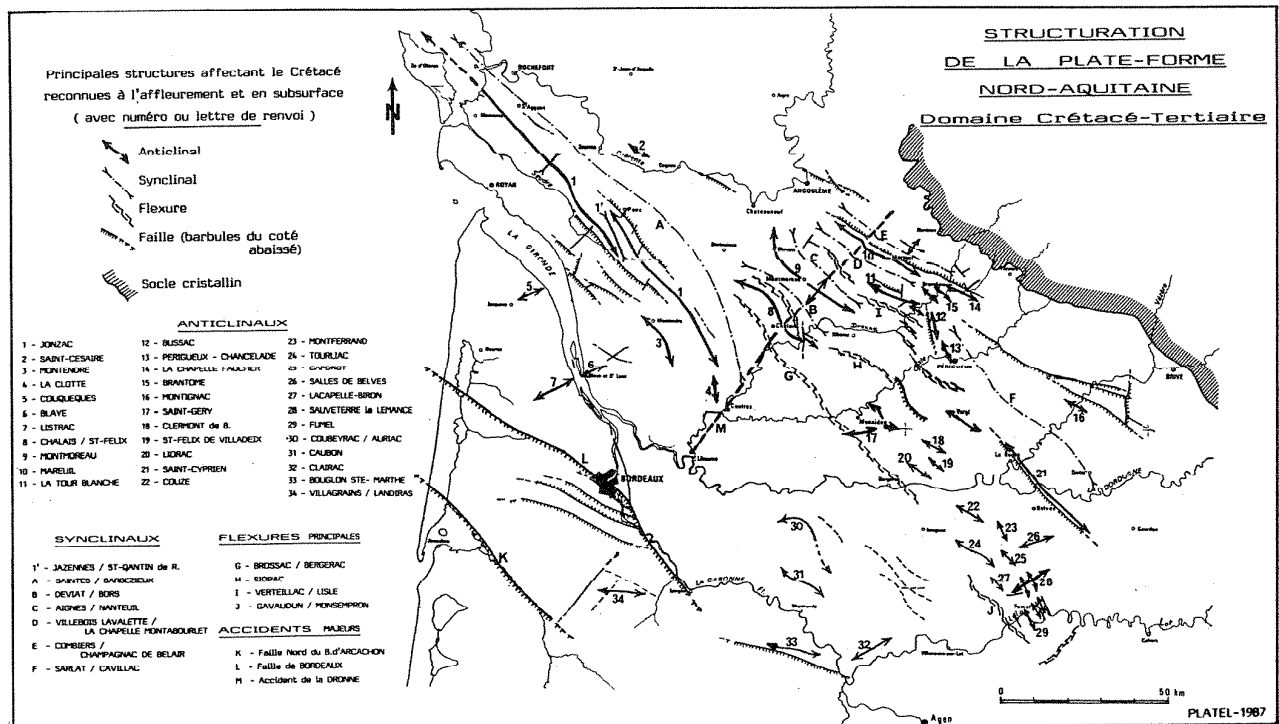


Fig. 19. – Structuration de la plate-forme nord-aquitaine.

Fig. 19. – Tectonic sketch map of the northern Aquitaine platform.

Au cours de tout le Turonien supérieur, un grand soulèvement généralisé affecte l'ensemble de la plate-forme et du socle bordier du Massif central. Sa réponse immédiate est donnée par les vastes épandages détritiques du Périgord Noir sédimentés au cours de la séquence TB.

Sur l'emplacement de tous les futurs grands anticlinaux le soulèvement des têtes de blocs s'ajoutant aux effets de baisse eustatique amène le fond de la mer très près de la surface donnant naissance à de vastes épandages de faciès granulaires sur les structures déjà ébauchées de Jonzac, la Tour-Blanche, Périgueux, et faisant émerger une île sur celle de Saint-Cyprien.

A la fin du Turonien, le soulèvement complet entraîne l'émersion d'au moins tout le nord et l'est de la plate-forme. L'érosion est souvent importante et une discordance angulaire entre les terrains turoniens et coniaciens est fréquente. Cette exondation semble mieux marquée (peut-être plus longue ?) dans le domaine charentais, où des vallées incises remplies de sables du prisme de bas niveau du Coniacien inférieur ont été mis en évidence au nord de Saintes (St-Césaire).

C'est également à la limite Turonien-Coniacien que l'on peut situer la création de la Faille de Bordeaux, l'effondrement progressif du bloc nord-arcachonnais faisant migrer la zone de talus (*by-pass* sédimentaire) à son aplomb à partir du Coniacien inférieur. Il s'agit d'un effondrement relativement "limité" de réajustement de cette partie de la marge pendant la distension océanique, qui présente les caractères d'une faille listrique, bien que la phase "rifting" soit terminée depuis longtemps.

IV : fin du Santonien inférieur

Bien que cet événement soit mal documenté, on peut supposer qu'à la fin du Santonien inférieur, l'est de la plate-forme se soit soulevé légèrement, car l'érosion est assez forte sur l'ouest du Massif central, le Périgord Noir recueillant cet épandage.

V : Santonien supérieur

Au Santonien supérieur s'est produit un nouveau basculement important de la plate-forme, soulevant la partie nord-est et affaissant la partie sud-ouest ; l'érosion du continent est très forte et les épandages détritiques s'avancent large-

ment vers l'ouest. En même temps, une nette manifestation localisée en Périgord Blanc, correspond à une nouvelle phase de soulèvement de la structure de Mareuil ; il se crée une ride formant barrière au fond de la mer et une gouttière se creuse au nord-est, piégeant l'épandage de sables apportés par dérive littorale (Platel et Roger, 1978). Un jeu en basculement vers le sud-ouest est probable le long de la faille bordant l'anticlinal au nord.

VI : Campanien supérieur-Maastrichtien

Il est difficile de dire s'il y a eu plusieurs épisodes tectoniques à la fin du Crétacé, car la traduction des événements peut se trouver masquée ou augmentée par la régression généralisée d'origine eustatique fini-crétacée.

Après une grande période de calme tectonique apparent où la décharge terrigène est très discrète pendant le Campanien inférieur/supérieur basal, les effets d'un soulèvement généralisé du nord et de l'est de la plate-forme, s'ajoutant à l'abaissement global du niveau de la mer, font peu à peu émerger la PFNA de façon précoce dans le nord et l'est (Cam-

panien terminal à Maastrichtien inférieur basal) et plus tardive dans le Bordelais (Maastrichtien supérieur à Paléocène basal). L'érosion du continent a libéré une dernière décharge terrigène importante sur le Périgord Noir. Au début du Maastrichtien, la structure de Jonzac devait être déjà émergée car des zones vadoses à dolomitisation précoce sont connues en plusieurs endroits à son pourtour.

Une dernière remarque est enfin à souligner : la provenance nord-occidentale de la phase terrigène grossière qui se dépose à la base des transgressions des deux grandes cycles T/R. En effet les événements majeurs avec émergence durant le Crétacé inférieur et le Turonien terminal ont favorisé une profonde érosion des massifs métamorphiques et cristallins de Vendée et de Bretagne (qui devaient être bien surélevés à ces périodes), alors que toutes les autres périodes de soulèvement tectonique intra-crétacées ont surtout entraîné l'érosion de l'ouest et du nord-ouest du Massif central.

Contexte structural actuel

Les travaux cartographiques réalisés depuis une vingtaine d'années ont permis de modifier nettement le schéma structural traditionnel de toute cette région et de proposer une image beaucoup plus proche de la réalité, bien qu'encore probablement incomplète dans les quelques zones non cartographiées (Platel, 1987).

Il n'y a pas de grandes "rides anticlinales" traversant toute la plate-forme, mais près de quarante anticlinaux d'extension variée (de quelques km jusqu'à 130 km de long), gaufrant l'ensemble de la couverture, ont été identifiés (fig. 19) ; si la majorité des structures, failles et flexures sont orientées NW-SE, certaines présentent une direction orthogonale. Elles résultent toutes d'une tectonique de couverture, mise en place peu à peu par jeux distensifs, puis compressifs, depuis le Crétacé inférieur jusqu'au paroxysme à l'Eocène supérieur.

L'existence de jeu d'effondrement au niveau de grandes failles normales limitant de vastes blocs basculés sur le bord

du rift de Gascogne, a notamment été mise en évidence dans le Bordelais Arcachonnais. Un épisode d'effondrement important provoquant la migration vers le nord du talus bordant la plate-forme est intervenu à la fin du Turonien. Ce talus actif est resté situé sensiblement au droit de la faille de Bordeaux pendant tout le reste du Crétacé. Des rejeux ultérieurs de ces failles sont connus au Paléocène et à l'Eocène moyen. Leurs rejets à la base du Crétacé supérieur varient de 100 m environ pour la faille de Bordeaux à plusieurs centaines de mètres pour la faille nord-arcachonnaise.

Puis la tectonique compressive eocène a été induite par le jeu en décrochement horizontal de grandes failles affectant le socle hercynien, raccourcissant la couverture sur leur tracé : accident dextre de la Dronne par exemple. La grande structure anticlinale de Jonzac répond en partie au même style tectonique. Elle est probablement située au droit d'un important accident sénestre, mais son ampleur est à mettre en relation avec l'existence d'une gouttière orientée NW-SE, où des sédiments détritiques continentaux du Crétacé inférieur ont été conservés et ont formé un "coussin" favorisant le plissement.

Le jeu relatif de ces blocs, entraînant la torsion de l'axe des anticlinaux (déjà plissés par la phase pyrénéenne) sur le tracé de l'accident de la Dronne, laisse supposer une phase compressive tardive E-W, en relation probable avec la phase alpine.

Conclusions

Au Crétacé supérieur la sédimentation dans le nord de l'Aquitaine fut le reflet de l'affrontement constant des environnements d'une plate-forme carbonatée parfois "récifale" et d'épandages silicoclastiques qui l'ont envahi régulièrement en provenance du Massif central ou de Vendée. Avec cette nouvelle synthèse sur les formations crétacées, des apports principaux se dégagent pour proposer une interprétation géodynamique et structurale régionale et pour contribuer à une meilleure connaissance des séries crétacées mésogéennes.

Le maximum de la subsidence thermique s'est produit au Coniacien-Santo-

nien avant la fin de l'accrétion océanique dans le Golfe de Gascogne qui se place avant le Campanien terminal. Des soulèvements précoces au droit des futurs nombreux anticlinaux éocènes se trahissent soit par des discordances intra-Crétacé, soit dans la répartition des faciès sédimentaires crétacés. Cette tectonique distensive se met surtout en place au Turonien moyen/supérieur et au Santonien supérieur. Elle est induite par le jeu de basculement de grands blocs de la plate-forme. Puis la compression éocène se fera le long de grandes failles de décrochement du socle hercynien, raccourcissant la couverture sur leur tracé, comme l'accident dextre de la Dronne ou l'important accident sénestre qui a créé le grand anticlinal de Jonzac.

L'évolution sédimentologique s'organise en deux grandes séquences de 2^e ordre plus ou moins dissymétriques (cycles transgression-régression) séparées par une période d'émergence au Turonien terminal. Quinze séquences de 3^e ordre, de durées comprises entre 0,5 et 4 Ma, rythment le comblement du nord du bassin. Reposant en discordance sur le Jurassique et le Crétacé inférieur, la transgression progresse en "onlap" depuis l'ouest vers l'est de la plate-forme pendant tout le Cénomani.

Quatre périodes d'expansion des plates-formes à rudistes se situent au Cénomani inférieur et moyen, au Turonien moyen/supérieur (optimum des conditions "récifales"), au Santonien supérieur et au Campanien terminal-Maastrichtien ; elles correspondent à l'extension des prismes de haut niveau marin progradant lors des phases régressives.

Sept grands épandages détritiques recouvrent le nord ou l'est de la plate-forme, le maximum des arrivées terrigènes s'étant produit au Santonien supérieur. Lors des transgressions (Cénomani inférieur et Coniacien), les matériaux provenaient du nord-ouest, alors que généralement ils arrivaient plutôt du Massif central (Nontronnais, Rouergue, Ségala).

Des migrations de grands foraminifères ont été mises en évidence notamment au Cénomani avec des faunes se propageant en Périgord Noir en provenance du sud de l'Aquitaine. A l'inverse

au cours du Campanien terminal, *Orbitoides media* migre depuis l'ouest jusqu'à l'est de la plate-forme.

Avec le Campanien, dont la partie moyenne correspond au maximum de la transgression sénonienne, les céphalopodes, foraminifères et coccolithes deviennent très abondants, permettant l'établissement de zonations qui prou-

vent notamment l'antériorité de la série d'Aubeterre par rapport à celle de Maastricht. La régression finale se produit dès le Campanien supérieur à *Orbitoides* dans le nord de la plate-forme où elle sera complète dès le Campanien terminal-Maastrichtien inférieur. Régression et émergence finales ne se sont produites dans le Bordelais qu'au Maastrichtien supérieur.

Remerciements

Je tiens à exprimer mes plus vifs remerciements à Michel Bilotte et à Francis Robaszynski pour leur lecture attentive de cette note synthétique et pour les remarques constructives qu'ils ont bien voulu lui apporter.

Références

- ANDREIEFF P., MARIONNAUD J.M. (1973). – Le Sénonien supérieur des falaises de la Gironde. Exemple d'appui de la micropaléontologie à la cartographie régionale. *Bull. B.R.G.M.* (2), n° 1, pp. 39-44.
- ARNAUD H. (1877). – Mémoire sur le terrain crétacé du sud-ouest de la France. *Mém. Soc. géol. Fr.* (2), **10**, n° 14, 110 p. Paris.
- ARNAUD H. (1887). – Résumé général des observations sur la craie du sud-ouest. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), **15**, pp. 884-911.
- ARNAUD H. (1892). – Profil géologique du chemin de fer d'Angoulême à Marmande. Région crétacée. *Actes Soc. linn. Bordeaux*, (5), **5**, **45**, pp. 11-43.
- ASTRUC J.G. (1985) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Puy-l'Évêque (856) et notice explicative, 38 p., Edit. BRGM.
- BILLOTTE M. (1985). – Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Thèse Doctorat d'Etat ès-Sciences, Toulouse. *Strata Toulouse*, (2), **5**, 438 p.
- BILLOTTE M. (1993). – Late Cretaceous reefal platform development in the northeastern Pyrénées, France. in *Cretaceous Carbonate Platform*. (Simo T.J.A., Scott R.W. et Masse J.P. Edits.), *A.A.P.G.*, Memoir 56, pp. 353-362.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B. (1984). – Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Edit. Masson, 342 p.
- CASSOUDEBAT M., PLATEL J.P. (1976). – Sédimentologie et paléogéographie du Turonien de la bordure septentrionale du Bassin aquitain. *Bull. BRGM Fr.*, (2), section I, n° 2, pp. 85-102.
- COQUAND H. (1857). – Sur la Craie supérieure de l'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), **14**, pp. 743-745.
- COQUAND H. (1858-1860). – Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente. Tome I : De Dodivers et Cie, Besançon, 542 p. ; Tome II : Barlatier, Feyssat et Demonchy, Marseille, 420 p.
- DEBROAS E.J. (1995). – Flysch noir et rifting oblique albo-cénomane sur la marge aquitaine de la partie centrale du sillon nord-pyrénéen (Hautes-Pyrénées, Ariège). Abstract du Colloque "Le Bassin d'Aquitaine", Toulouse, Septembre 1995, *Strata*, 1, 7, pp. 21-23.
- DELOFFRE R. (1966). – Etude géologique du flysch crétacé supérieur entre les vallées de l'Ouzom et du Gave de Mauléon (B.P.). Thèse Doctorat d'Etat ès-Sciences, Paris, 265 p., Bière imprimeur, Bordeaux.
- DELOFFRE R. (1978). – Histoire géologique du Crétacé moyen en Aquitaine (France, S.W.). *Géologie méditerranéenne*, **V**, n° 1, pp. 79-86.
- EMBRY A.F., KLOVAN J.E. (1971). – A Late Devonian reef tract on the northeastern banks island, N.W.T. *Bull. Canadian Petrol. Geol.*, **19**, n° 4, pp. 730-781.
- FLOQUET M. (1991). – La plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique. Sédimentation et vie. Thèse Doctorat d'Etat ès-Sciences, Dijon. *Mém. géol. Université Dijon*, n° 14, 2 tomes, 925 p.
- FLOQUET M., PLATEL J.P. (1992). – Comparative sequence stratigraphy of the northern Aquitaine and Castilian platform series on the margins of the Rift of Biscay during the Late Cretaceous (SW France and N Spain). International Symposium on *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European basins*. Abstracts volume, pp. 194-195.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J., HUANG Z. (1994). – A Mesozoic time scale. *J. Geophys. Research*, **99**, n° B12, pp. 24,051-24,074.
- GROSSOUVRE A. de (1901). – Recherches sur la craie supérieure - I - Stratigraphie générale. *Mém. Serv. Carte Géol. Dét. Fr.*, 1013 p.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, pp. 1156-1167, Washington.
- KAUFFMAN E.G., SOHL N.F. (1974). – Structure and evolution of Antillean Cretaceous rudist frameworks. *Verhandl. Naturh. Ges. Basel*, **84**, pp. 399-467.
- KENNEDY W.J. (1984). – Systematic palaeontology and stratigraphic distribution of the ammonite faunas of the French Coniacian. *Spec. Pap. Pal.*, n° 31, pp. 1-160.
- KENNEDY W.J. (1986). – Campanian and maastrichtian ammonites from northern Aquitaine, France. *Spec. Pap. Pal.*, n° 36, pp. 1-145.
- KENNEDY W.J. (1987). – Ammonites of the type Santonian and adjacent parts of northern Aquitaine (western France). *Palaeontology*, **30**, part 4, pp. 765-782.
- KENNEDY W.J., BILLOTTE M., MELCHIOR P. (1995). – Ammonite faunas, biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Coniacian-Santonian of the Corbières (NE Pyrénées). *Bull. Centres Rech. Explor. prod. Elf-Aquitaine*, 19, 2, pp. 377-499.

- KENNEDY W.J., COBBAN W.A., SCOTT G.R. (1992a). – Ammonite correlation of the uppermost Campanian of Western Europe, the U.S. Gulf Coast, Atlantic Seaboard and Western Interior, and the numerical age of the base of the Maastrichtian. *Geol. Mag.*, **129**, (4), pp. 497-500.
- KENNEDY W.J., HANSOTTE M., BILOTTE M., BURNETT J. (1992b). – Ammonites and nanofossils from the Campanian of Nalzen (Ariège, France). *Geobios*, n° 25, n° 2, pp. 263-278.
- KENNEDY W.J., COBBAN W.A. (1993). – Ammonites from the Saratoga Chalk (Upper Cretaceous), Arkansas. *J. Paleontology*, **67**, n° 3, pp. 404-434.
- LAMBERT B. (1981). – Etude systématique des nanofossiles calcaires du Crétacé supérieur stratotypique (Coniacien, Santonien, Campanien). Répartition stratigraphique et biozonations. Thèse 3^e cycle, univ. Paris VI., 291 p.
- MASSE J.P., PHILIP J. (1981). – Cretaceous coral-buildups of France. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, n° 30, pp. 399-426.
- MOREAU P. (1993). – La transgression cénomaniennne 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. Thèse Doctorat d'Etat ès-Sciences, Poitiers, 3 tomes, 1499 p.
- MOREAU P., FRANCIS I.H., KENNEDY W.J. (1983). – Cenomanian Ammonites from Northern Aquitaine. *Cretaceous Research*, n° 4, pp. 317-339.
- MOREAU P., NEUMANN M., TRONCHETTI G. (1978). – Les principaux foraminifères benthiques du Cénoomanien de Charente-Maritime et de Provence : répartition comparée. *Géologie méditerranéenne*, **5**, n° 1, pp. 137-146.
- NEUMANN M. (1987). – Le genre *Orbitoides* -1- Réflexions sur les espèces primitives attribuées à ce genre. *Rev. Micropal.*, **29**, n° 4, pp. 220-261.
- NEUMANN M., ANDREIEFF P., LAMBERT B., PLATEL J.P. (1984). – Un exemple précis du passage Campanien-Maastrichtien en faciès néritique : la région de Maurens, Dordogne (France). *C.R. Acad.Sci., Fr.*, **298**, (2), n° 19, pp. 845-850.
- NEUMANN M., PLATEL J.P. coordonnateurs., ANDREIEFF P., BELLIER J.P., DAMOTTE R., LAMBERT B., MAZURE E., MONCIARDINI C. (1983). – Le Campanien stratotypique : étude lithologique et micropaléontologique. *Géologie méditerranéenne*, **10**, n° 3-4, pp. 41-57.
- PHILIP J. (1974). – Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien : stratigraphie et paléogéographie. *Bull. BRGM Fr.*, (2), section I, n° 3, pp. 107-151.
- PHILIP J. (1983). – Réflexion sur l'approche géologique du phénomène récifal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **25**, pp. 543-546.
- PHILIP J. (1985). – Sur les relations des marges téthysiennes au Campanien et au Maastrichtien déduites de la distribution des Rudistes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **1**, pp. 723-731.
- PHILIP J., BILOTTE M. (1983). – Les Rudistes du Sénonien de France. Précisions stratigraphiques sur le Dordonien. *Géologie méditerranéenne*, **10**, n° 3-4, pp. 183-192.
- PHILIP J., BILOTTE M. (1984). – Plates-formes carbonatées et bioconstructions à rudistes. (in Debrand-Passard S. - Synthèse géologique du Sud-Est de la France). *Mém. BRGM*, n° 125, pp. 378-379.
- PLATEL J.P. (1974). – Un modèle d'organisation des biotopes à Rudistes : l'Angoumien de l'Aquitaine septentrionale. *Bull. Soc. Linn. Bordeaux*, **4**, n° 1, pp. 3-13.
- PLATEL J.P. (1977). – Le Campanien stratotypique dans le synclinal de Saintes (Charentes) : lithostratigraphie, géomorphologie et biozonation. *Bull. BRGM Fr.*, (2), sect. I, n° 4, pp. 261-275.
- PLATEL J.P. (1982). – Les formations à Rudistes du Turonien moyen et supérieur de la plate-forme nord-aquitaine. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, série C, **49**, pp. 91-96.
- PLATEL J.P. (1987). – Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution géodynamique. Thèse Doctorat d'Etat ès-Sciences, Bordeaux III, 573 p. avec atlas. Documents BRGM, n° 164 (1989).
- PLATEL J.P., (à paraître). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Ribérac (757) et notice explicative. Edit. BRGM.
- PLATEL J.P., DUBREUILH J. (à paraître). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Mussidan (782) et notice explicative. Edit. BRGM.
- PLATEL J.P., ROGER P. (1978). – Mise en évidence d'une formation sableuse marine littorale dans le Santonien supérieur du Nontronnais. Relations entre tectonique et sédimentation. *Bull. BRGM Fr.*, (2), section I, n° 1, pp. 65-68.
- ROBAZSYNSKI F. (1983). – Foraminifères planctoniques in Conclusions au Colloque sur les étages Coniacien à Maastrichtien : échelles biostratigraphiques. *Géologie méditerranéenne*, **10**, n° 3-4, pp. 414-417.
- ROBAZSYNSKI F., CARON M. (1995). – Foraminifères planctoniques du Crétacé : commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **166**, pp. 681-692.
- SALAJ J., MAAMOURI A.L. (1983). – Campanian-Maastrichtian boundary in the Tethyan region based on planktonic foraminifers (Kat ez Zerbia - El Haria and Djebel Fguira Salah, Tunisia). *Symposium on Cretaceous Stage Boundaries*, Copenhagen, Abstracts, pp. 178-181.
- SERONIE-VIVIEN M. (1972). – Contribution à l'étude du Sénonien en Aquitaine septentrionale. Ses stratotypes : Coniacien, Santonien, Campanien. Les stratotypes français, vol. II, 195 p., édit. CNRS.
- SERONIE-VIVIEN M., COLIN J.P., FREUDENTHAL T., MOREAU P., REY J. (1985). – Le Crétacé supérieur de l'Autoroute A 10. Historique de l'étude et synthèse des résultats. *Cretaceous Research*, n° 6, pp. 3-14.
- TUCKER M.E., WRIGHT V.P. (1990). – Carbonate sedimentology. Blackwells, Oxford, 482 p.
- TUCKER M.E. (1990). – Sedimentary petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwells Oxford 482 p.
- ZOLNAÏ G. (1995). – Essai de quantification des mouvements survenus dans les domaines nord-pyrénéen et aquitain, du Permien au présent. Abstract du Colloque "Le Bassin d'Aquitaine", Toulouse, Septembre 1995, *Strata*, **1**, 7, pp. 72-74.