
Le Paléocène et l'Ilerdien (p.p.) du Bassin sud-aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle*

Károly SZTRÁKOS ⁽¹⁾
Jean-Pierre GÉLY ⁽²⁾
Alphonse BLONDEAU ⁽³⁾
Carla MÜLLER ⁽⁴⁾

*Paleocene and Ilerdian (p.p.) of the South Aquitaine Basin:
lithostratigraphy, biostratigraphy and sequence stratigraphy*

Géologie de la France, n°4, 1997, pp. 27-54, 18 fig.

Mots-clés : Paléocène, Ilerdien, Biostratigraphie, Lithostratigraphie, Stratigraphie séquentielle, Aquitaine.

Key words: Paleocene, Ilerdian, Biostratigraphy, Lithostratigraphy, Sequence stratigraphy, Aquitaine.

Résumé

La lithostratigraphie et la biostratigraphie du Bassin de l'Adour, entre le Plateau du Lannemezan et l'Océan Atlantique ont été revues à partir des affleurements et des forages profonds. Quatre formations ont été retenues : Formation de Lasseube (calcaires pélagiques, Danien à Thanétien moyen), Formation de Pont-Labau (succession de sédiments détritiques et carbonatés, Thanétien moyen à Yprésien inférieur), Formation d'Arcet (calcaires et dolomies de plate-forme, Danien à Thanétien supérieur) et Formation de Meilhan (calcaires à nummulites et alvéolines de l'Ilerdien). Les trois dernières formations ont été subdivisées en membres, dont plusieurs sont nouvellement décrits. Ainsi, la Formation de Pont-Labau est formée des membres suivants : Sables de Guillempau à la base, puis Marnes de Latapy, Couches de Nééz, Couches de Libaros, Marnes de Cassoua, Couches du Pillardou et Marnes d'Artigueloutan au sommet ; celle d'Arcet est subdivisée en deux membres : Couches de Buane à la

base et Couches de Houns au sommet ; enfin, la Formation de Meilhan comprend les Calcaires de Meilhan inférieur et supérieur, séparés par les Sables de Louer. Les onze séquences de dépôt décrites dans le Bassin de l'Adour, ont été retrouvées dans tout le Bassin sud-aquitain jusqu'au Languedoc, et sont corrélées avec celles observées dans les bassins sud-pyrénéen et parisien.

Abridged English version

The lithostratigraphy and biostratigraphy of the South Aquitaine Basin have been revised using outcrop and deep well data (Figs. 1 and 2). The new stratigraphic interpretations, supported by sequence stratigraphy, have enabled a basin-scale correlation with four formations being assigned to the Paleocene and Ilerdian.

The *Lasseube Formation* (Cuvillier et al., 1963; Figs. 3 to 10), which groups all the pelagic limestone between the top of the Cretaceous and the argillaceous-arenaceous formations of

the Thanetian, is represented by two facies: the « globigerinid chalky limestone » or « lithographic limestone » (Gubler and Pomeyrol, 1946; Cuvillier et al., 1963) representing a calm pelagic environment, and a turbiditic limestone known as « lithothamnion chalky limestone » or « conglomeratic limestone » (Gubler and Pomeyrol, 1946; Cuvillier et al., 1963; Plaziat, 1975 a). The former facies predominates in wells, whereas the latter facies is restricted to outcrop.

The *Pont-Labau Formation* (Hay and Mohler, 1967) includes an argillaceous detrital unit with carbonate intercalations. A phase of intense erosion, clearly marked on the well-log correlations, separates it from the Lasseube Formation (Figs. 4 to 7). The top of the Pont-Labau Formation is marked by the transgressive Middle Ypresian Gan Marls, preceded by a period of emergence. We propose a subdivision of the Pont-Labau Formation into seven members with, from base to top:

The Guillempau Sands (former lower Sands, Anonymous, 1962): sandstone, in

* Manuscrit initial reçu le 8 septembre 1995. Manuscrit modifié reçu le 2 juin 1997, accepté définitivement le 12 novembre 1997.

(1) 35 rue Savier, 92240 Malakoff, France.

(2) Attaché au Laboratoire de Géologie du Muséum national d'Histoire naturelle, 43 rue Buffon, 75005 Paris, adresse professionnelle : Gaz de France, Direction de la Recherche, 361 avenue du Président Wilson, BP 33, 93211 Saint-Denis-La Plaine Cedex, France.

(3) 3 rue des Soeurs, 60500 Vineuil Saint Firmin, France.

(4) 6 bis rue Haute 92500 Rueil-Malmaison, France.

places conglomeratic, micaceous and lignitic, coarse-grained sandstone and arenaceous clay, characteristic of a proximal turbiditic environment;

The Latapy Marls (*Pelagic foraminiferal Marl, Spicule Marl of Flicoteaux, 1967, 1972*): light-grey pelagic marl containing some detrital fragments at the base;

The Nééz Beds (*Operculina and discocyclina detrital Limestone of Flicoteaux, 1967, 1972; Upper Limestone of Boltenhagen, 1966*): interbedded detrital limestone (brecciated or arenaceous with fragments of organisms such as *Operculina heberti* and *Orbitoclypeus seunesi*), clay and argillaceous limestone, capped with a bed of micritic limestone;

The Libaros Beds (*Transition zone and sandstone with calcareous-dolomitic cement of Flicoteaux, 1967*): regressive argillaceous-arenaceous unit overlain by the carbonate Houns Beds or directly by the Pillardou Beds;

The Pillardou Beds (*Upper Sands of Cuvillier et al., 1963*): interbedded sands/sandstone with a glauconitic calcareous cement and arenaceous marl with radiolaria and pelagic foraminifera;

The Cassoua Marl: bathyal silty marl overlying Lasseube Formation limestone or, to the west of Dax, directly overlying the Maastrichtian (Figs. 3 and 8).

The Artigueloutan Marls, a homogenous globigerina silty marl marking the top of the Pont-Labau Formation in the North Pyrenean Trough. This Lower Ypresian unit will be described in a subsequent publication.

The Arcet Formation (Jacquot and Raulin, 1888), which consists of dolomitic limestone, sub-reef limestone and gravelly limestone representing the different carbonate-platform facies, and is subdivided into two members:

The Buane Beds (Boulanger, 1968): calcareous-dolomitic unit in the east and north of the basin (Figs. 6 to 10), limestone with *Orbitoclypeus seunesi* and *Operculina heberti* in the west; in places, this member shows two *Microcodium*-bearing intervals in the Audignon Anticline;

The Houns Beds (Deloffre, 1988): slightly argillaceous limestone, locally arenaceous with *Orbitoclypeus seunesi* and *Operculina heberti*, from which a gravelly limestone with *Glomalveolina primaeva* is developed in the Audignon Anticline. At Dax, the depositional environment was deeper with globigerina limestone at the base and limestone with *Orbitoclypeus* at the top (Fig. 8). In the Tarbes area, this member consists of two parts separated by an *Microcodium*-bearing interval, seen in the Jacque 1 well (Fig. 7): the lower Houns Beds with *Glomalveolina primaeva* (Figs. 4 and 5) and the upper Houns Beds belonging to the *G. levis* Zone (Fig. 5).

The Meilhan Formation (Sztrákos, 1996) is represented by nummulitic and alveolinid limestone, separated from the underlying Houns Beds by an erosional gap recognized throughout the basin. Fluvial sandstone with variegated or lignitic clay intercalations (Lower Sands of Platel, 1990; Fig. 9) is interbedded within the limestone around the Louer and Landes-de-Siougos anticlines, making it possible to distinguish a lower and an upper Meilhan Limestone (Figs. 3, 5 to 10).

Dating shows that the age of the Lasseube Formation limestone varies according to the region: it is assigned to the *Parvularugoglobigerina eugubina* - *Planorotalites pseudomenardii* Zones and the NP1-NP7 Zones at Bidart (Martini, 1971; Tzaraina, 1984; Haslett, 1994; Fondcave-Wallez et al., 1994, 1995; Fig. 3), to the base of the *Morozovella pseudobulloides* - *Planorotalites pusillus* Zones, and the base of the NP1-NP4 Zones in the Béarn region (Hay and Mohler, 1967; Plaziat et al., 1975; Seyve, 1984 a, b; Fig. 4).

The Pont-Labau Formation begins in the *Planorotalites pusillus* Zone and ends in the *Morozovella subbotinae* Zone, i.e. between NP4 (partim), NP10 and probably NP11 Zones (Hay and Mohler, 1967; Martini, 1971; Romein, 1979; Seyve, 1984 a; Fig. 4).

Currently available data suggest that the Arcet Formation begins in the *Morozovella pseudobulloides* Zone and ends in the *Planorotalites pseudomenardii* Zone (Besème, 1962; Blanc, 1973; Boulanger, 1968; Platel, 1990).

The Meilhan Formation belongs to the *Alveolina cucumiformis* and *Nummulites fraasi* Zones and the NP 9 Zone (Schaub, 1981; Sztrákos, 1996).

Figure 11 summarizes the stratigraphic position of and correlations between the Paleocene and Ilerdian formations and members in the Adour Basin.

Based on new dating and sequence-stratigraphy analysis, the correlations have been extended to the whole of the Adour Basin. The sedimentary evolution of each sequence is described within the setting of the South Aquitaine Basin. Stacking the depositional sequences reveals major cycles separated by major discontinuities, recognized both at outcrop and in wells (Figs. 11 and 18).

The Danian and basal Thanetian form a sedimentary unit with five depositional sequences (P1 to P5), in part eroded before the major Early Thanetian transgression comprising two depositional sequences (P6 and P7). The next two sequences (P8 and P9-E1) form another, strongly retrograding cycle throughout the South Aquitaine Basin, although this is commonly eroded before the Ilerdian cycle with sequences P10-E2 and P11-E3. Sequence P11-E3 overlies an erosion surface that affects all or part of the earlier cycles in the Adour Basin, whereas in the northern Corbières, along the *Détroit de Carcassonne* extension, the transgressive peaks of sequences P8 to P11-E3 interrupt the thick continental sedimentary succession.

The correlations and the sequence-stratigraphy interpretation have revealed, in the South Aquitaine Basin, two paleogeographic domains with their mutual boundary beneath the Lannemezan bank. To the west, in the Adour Basin, the marine domain extended progressively northwards during the Thanetian and the Ilerdian (Figs. 12 to 17). Bathyal sedimentation took place in the south in the North Pyrenean Trough whereas platform sedimentation occurred in the north. The boundary between these two domains remained generally stable during the Paleocene and the Ilerdian, trending roughly along the axis of the Arzacq Syncline. Although the depositional environments were relatively deep,

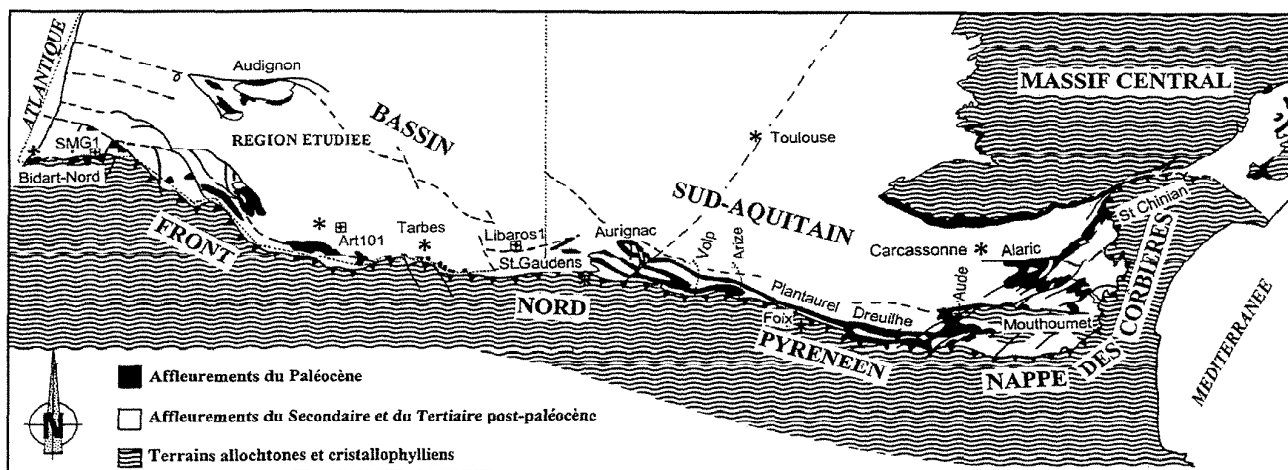


Fig. 1.- Le Bassin sud-aquitain et son prolongement languedocien. Plan de position des affleurements du Paléocène et de l'Ilerdien, et des coupes de référence étudiées (370 km entre Atlantique et Méditerranée).

Fig. 1.- The South Aquitaine Basin and its Languedoc extension. Location of the Paleocene/Ilerdian outcrops and the studied reference sections (370 km between the Atlantic and Mediterranean coasts).

lacunas are common in the succession with each sequence being preceded by localized or regional erosion. Thus, certain anticlinal structures show syn-depositional play strongly influencing the shorelines by creating eroded zones during the Thanetian and the Ilerdian. To the east, from Comminges to Bas-Languedoc, the marine domain fades out in a basin being filled with continental material undergoing general and continuous subsidence.

Superimposed on the differences in geodynamic evolution between the two parts of the South Aquitaine Basin, is a succession of sedimentary cycles, observed in the Paris Basin and in the South Pyrenean Basin and with transgressive peaks common to all three basins. This may have a eustatic signification that needs to be confirmed outside the western European plate.

Introduction

Depuis plus d'un siècle, le Paléocène et l'Ilerdien du Bassin de l'Adour ont fait l'objet d'études lithologiques et biostratigraphiques à partir des rares affleurements des structures anticlinales (Jacquot et Raulin, 1888 ; Seunes, 1890 ; Reyt, 1894). Ces quelques témoins (région de Pau, anticlinaux d'Audignon, de Roquefort et de Créon, structures de Tercis-les-Bains, de Saint-Lon, etc.) sont séparés par de vastes synclinaux tels que ceux d'Arzacq et de Tartas. Dans ces syn-

clinaux, les séries ont été traversées par les forages pétroliers. Quelques études régionales dans le sud du Bassin de l'Adour (Faber, 1961 ; Flicoteaux, 1972 ; Bourouillec et Deloffre, 1972 ; Kieken, 1973 ; Bourrouilh *et al.*, 1995) ont donc pu être réalisées en corrélant les séries reconnues en forage à celles observées sur les affleurements des régions de Pau et d'Audignon.

Cependant, la datation des formations paléocènes et ilerdiennes du Bassin de l'Adour, effectuée essentiellement à partir des affleurements, s'avère souvent délicate. Ceci tient d'abord de la nature des sédiments : calcaires de plate-forme, souvent recristallisés, où les fossiles-guides sont très rares. Il faut ajouter à cela les datations douteuses mises en évidence par des incohérences entre les données fournies par les foraminifères planctoniques et les nanofossiles calcaires, ainsi que les divergences entre les différents auteurs ayant étudié les mêmes affleurements. Pour lever une partie de ces incertitudes, nous avons révisé la biostratigraphie de quelques affleurements (dans les environs de Dax et de Bidart) et des coupes de nombreux sondages appartenant aux sociétés pétrolières et à Gaz de France (fig. 1 et 2).

Avec de nouvelles datations et à l'aide de l'analyse séquentielle, nous proposons de reprendre et d'étendre les corrélations difficiles, d'une part dans le domaine carbonaté du nord du bassin et d'autre part entre ce domaine carbonaté et les affleure-

ments situés à l'est du Seuil de Lannemezan. Les séquences sédimentaires limitées par des discontinuités sont repérées à l'échelle du bassin. Les surfaces limitant les séquences sont mises en évidence sur les affleurements et à partir de l'analyse des échantillons et des diagraphies des sondages profonds, avec des critères géométriques (surface d'érosion ou de non-dépôt), faciologiques (brusque changement de faciès, rupture dans les courbes diagraphiques) et discontinuités biostratigraphiques (lacune de biozone). A la vue de la durée de ces séquences, celles-ci correspondraient selon les concepts de la stratigraphie séquentielle à des séquences de dépôt de troisième ordre (Haq *et al.*, 1988 ; Vail *et al.*, 1991 ; Guillocheau, 1995). Dans certains cas, la subdivision de ces séquences en paraséquences est possible.

La limite supérieure du Paléocène prête encore à discussion (voir Bignot *et al.*, 1997 pour une revue). Nous avons décrit ici les séquences de dépôt depuis le Danien jusqu'à la base de l'Yprésien s.s. (en équivalence stricte du Cuisien stratotypique). Nous traitons donc également l'intervalle de temps occupé par l'Ilerdien (dans le sens de J.C. Plaziat, 1983), équivalent de la base du Sparnacien.

Lithostratigraphie

Nous proposons de distinguer quatre formations dans le Paléocène et l'Ilerdien du Bassin de l'Adour, certaines étant sub-

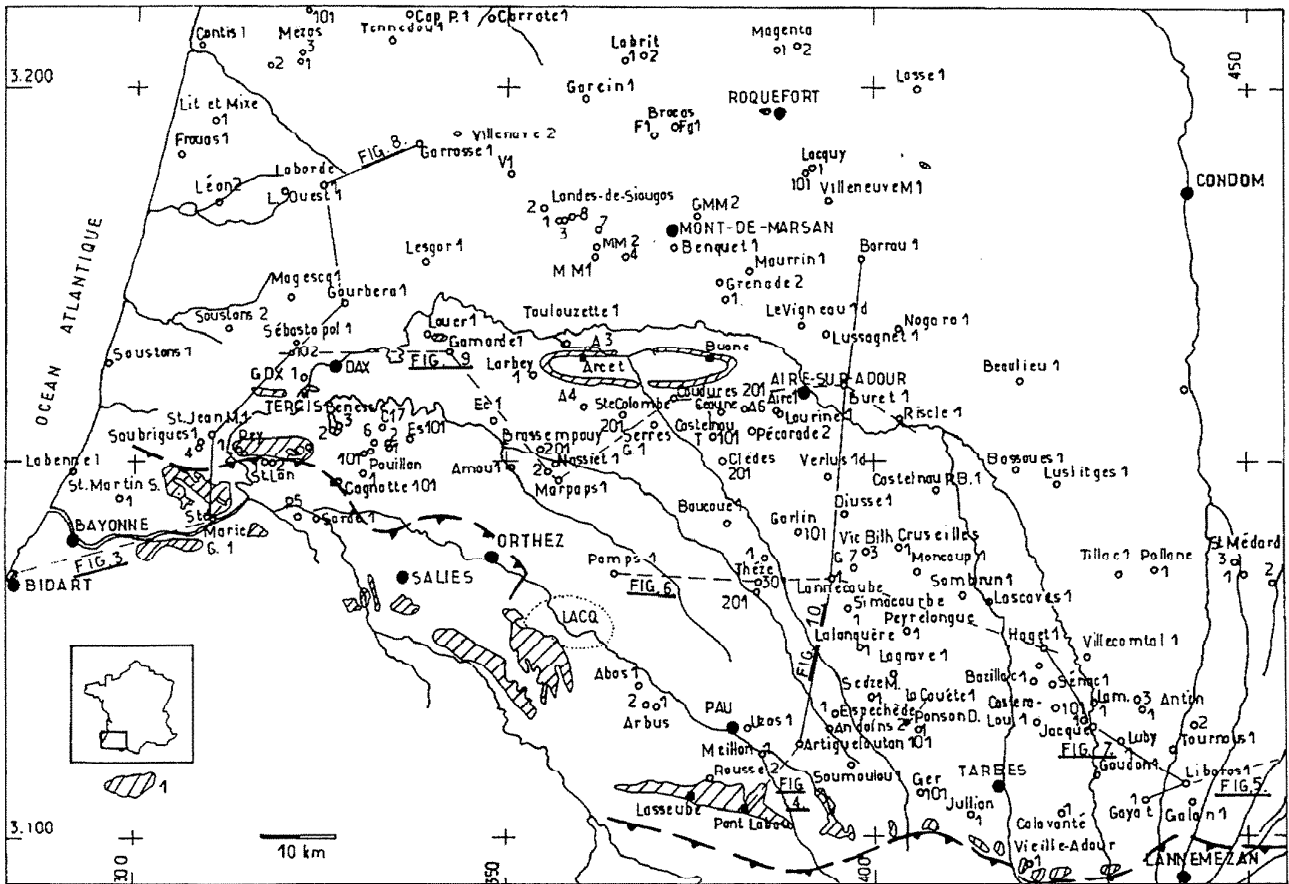


Fig. 2.- Le Bassin de l'Adour. Plan de position des affleurements et des sondages étudiés. Localisation des profils de corrélation. 1 : affleurements.

Fig. 2.- The Adour Basin. Location of the studied outcrops and wells. Location of correlation profiles. 1: outcrops.

divisées en plusieurs membres à partir des critères lithostratigraphiques. La Formation de Lasseube englobe les calcaires pélagiques du sud du bassin (fig. 3 à 10) ; la Formation de Pont-Labau réunit les dépôts à dominance argilo-sableuse de Tarbes jusqu'à l'Océan Atlantique (fig. 4 et 7, 10) ; la Formation d'Arcet regroupe les calcaires et dolomies de la plate-forme dans la partie septentrionale des régions étudiées (fig. 6 à 10), et la Formation de Meilhan représente les calcaires à nummulites et à alvéolines au nord et à l'est du bassin (fig. 3, 5 à 10).

Formation de Lasseube

Auteurs : J. Cu villier *et al.* (1963 ; Calcaires de Lasseube).

Synonymes : Calcaires inférieurs (Anonyme, 1962 ; Boltenhagen, 1966 ; Flicoteaux, 1967, 1972) ; Calcaire de la Roque (Hay et Mohler, 1967).

Définition : nous regroupons sous ce terme l'ensemble des calcaires pélagiques entre le toit du Crétacé et les formations argilo-sableuses du Thanétien (Formation de Pont-Labau), au sud du bassin. Plus au nord, la formation est surmontée par les carbonates de la plate-forme (Formation d'Arcet), après une lacune plus ou moins importante (fig. 8 et 9).

Remarques : la Formation de Lasseube est représentée par deux faciès. Le premier, un calcaire pélagique appelé « calcaire crayeux à globigérines » par Y. Gubler et R. Pomeyrol (1946) et « calcaire lithographique » par J. Cu villier *et al.* (1963) repose sur les calcaires maastrichtiens dans le Bassin de l'Adour (au-dessus d'une couche d'argile à iridium à Bidart ; Tsizaraina, 1984) et surmonte en discordance les Marnes de Nay, du même âge, dans le Béarn, considéré comme région-type. Ce faciès est peu épais entre Pau et Orthez, mais devient prédominant

vers le nord, comme en témoignent les affleurements des environs de Dax et les sondages.

Le deuxième faciès est nommé « calcaire crayeux à lithothamniées » par Y. Gubler et R. Pomeyrol (1946) et « calcaire congloméré » par J. Cu villier *et al.* (1963). Il est formé par la succession rythmée et granodécroissante de microbrèches calcaires et de calcaires packstones à algues, bryozoaires et échinodermes, déplacés de la zone infralittorale et intercalés dans des marnes, des calcaires argileux et des conglomérats intraformationnels (Flicoteaux, 1972). Il s'agit là de dépôts turbiditiques (Plaziat, 1975 a) que Ch. Seyve (1984 b) place dans la zone épibathyale. Ce faciès se limite à la région des affleurements (fig. 4).

La Formation de Lasseube passe progressivement dans les calcaires de plate-forme de la Formation d'Arcet : la quantité des foraminifères planctoniques diminue

et les sédiments s'enrichissent en bryozoaires, polypiers, échinodermes et algues autochtones au nord de la ligne passant par Poms 1 et Dax. Les calcaires argileux et silteux à globigérines et radiolaires du sondage Mézos 1 (2052-2075 m) appartiennent probablement à la Formation de Lasseube. Ceci permet de suggérer qu'elle ait occupé toute la façade atlantique du Bassin de l'Adour, malgré sa forte érosion actuelle.

Formation de Pont-Labau

Auteurs : W.W. Hay et H.P. Mohler, 1967.

Synonyme : Flysch de Bosdarros (Delfaud *et al.*, 1982).

Définition : la Formation de Pont-Labau regroupe un ensemble argilo-détritique à intercalations carbonatées qui deviennent prédominantes dans sa partie médiane. Une phase d'érosion intense la sépare de la Formation de Lasseube, bien illustrée par les corrélations diagraphiques (fig. 4 et 7). Sa limite supérieure est matérialisée par la transgression des Marnes de Gan de l'Yprésien inférieur - les Marnes d'Artigueloutan - sera décrit ultérieurement.

Remarques : la Formation de Pont-Labau a été définie à l'origine comme une série argilo-détritique débutant avec les Sables inférieurs et se terminant par les Sables supérieurs. Nous proposons d'y inclure une unité marneuse au sommet, non affleurant dans la coupe-type, correspondant aux marnes à globigérines se situant sous les Marnes de Gan. Ce membre de l'Yprésien inférieur - les Marnes d'Artigueloutan - sera décrit ultérieurement.

La lithologie de la Formation de Pont-Labau change progressivement du sud au nord. Les sables grossiers et les conglomérats sont limités aux affleurements du Béarn. L'alternance de marnes silteuses et de calcaires prend le relais vers le nord. Ils passent rapidement aux carbonates homogènes de la plate-forme, appartenant à la Formation d'Arcet (Couches de Buanes, fig. 6, 7, 10).

La Formation de Pont-Labau a été divisée en de nombreuses unités lithostratigraphiques par Y. Gubler et R. Pomeyrol (1946), J. Cuvillier *et al.* (1963), puis par R. Flicoteaux (1967, 1972). Nous avons observé que les unités décrites par ce dernier auteur sont continues dans le synclinal d'Arzacq et peuvent être suivies jusqu'au

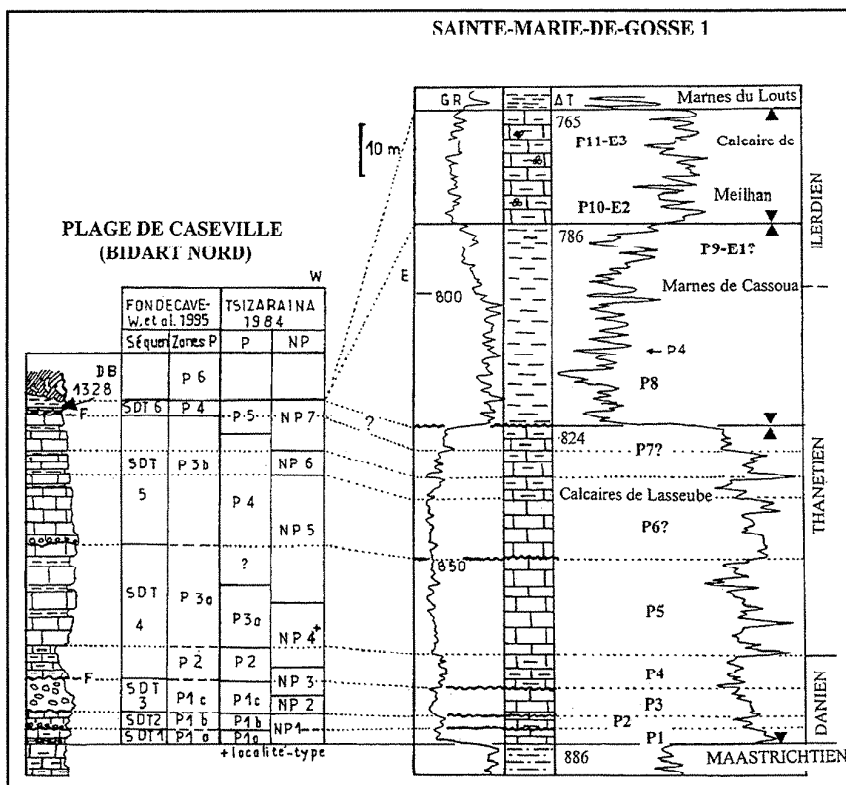


Fig. 3.- Corrélation du Paléocène de la coupe de la plage de Caseville (Bidart-Nord) avec le forage Sainte-Marie-de-Gosse 1.

Fig. 3.- Paleocene correlation of the Caseville beach section (north Bidart) with the Sainte-Marie-de-Gosse 1 well.

Seuil de Lannemezan, dans la région de la Bigorre. Les noms donnés par les anciens auteurs, comme « sables inférieurs et supérieurs », « marnes à foraminifères », « calcarénites » etc. ne correspondent pas aux règles de la nomenclature stratigraphique. De plus, le nom « calcaires inférieurs » est utilisé pour trois unités lithostratigraphiques (une paléocène, une yprésienne et une lutétienne) et le terme « calcaires supérieurs » pour deux unités, une paléocène et une yprésienne, par les géologues travaillant dans le bassin.

Pour plus de clarté, nous proposons de remplacer ces noms par des termes conformes aux règles de la nomenclature stratigraphique, chacun d'entre eux correspondant à un membre au sein de la Formation de Pont-Labau.

Sables de Guillempau

Synonymes : Sables inférieurs (Anonyme, 1962 ; Cuvillier *et al.*, 1963 ; Boltenhagen, 1966) ; Sables inférieurs de Lasseubes (sic!, Flicoteaux, 1972 ; le nom

« Lasseube » est réservé à la Formation de Lasseube de Cuvillier *et al.*, 1963).

Localité-type : au sud de Gan, « au-dessus de la route RN 131bis en aval du Pont-Labau, dans un chemin creux menant aux fermes de Guillempau et Latapy » (Flicoteaux, 1972).

Définition : unité argilo-sableuse à la base de la Formation de Pont-Labau constituée de sables parfois conglomératiques, micacés, ligniteux, de grès grossiers et d'argiles sableuses.

Remarques : ce membre, épais de 70 m dans l'affleurement-type (fig. 4), est absent dans les sondages étudiés excepté celui de Gayat 1, où il occupe l'intervalle entre 2 470 et 2 497 m (fig. 7). Il représente un milieu turbiditique proximal d'après Ph. Razin (comm. orale), où les foraminifères pélagiques sont présents.

Marnes de Latapy

Synonymes : Marnes à foraminifères pélagiques ou planctoniques (Flicoteaux,

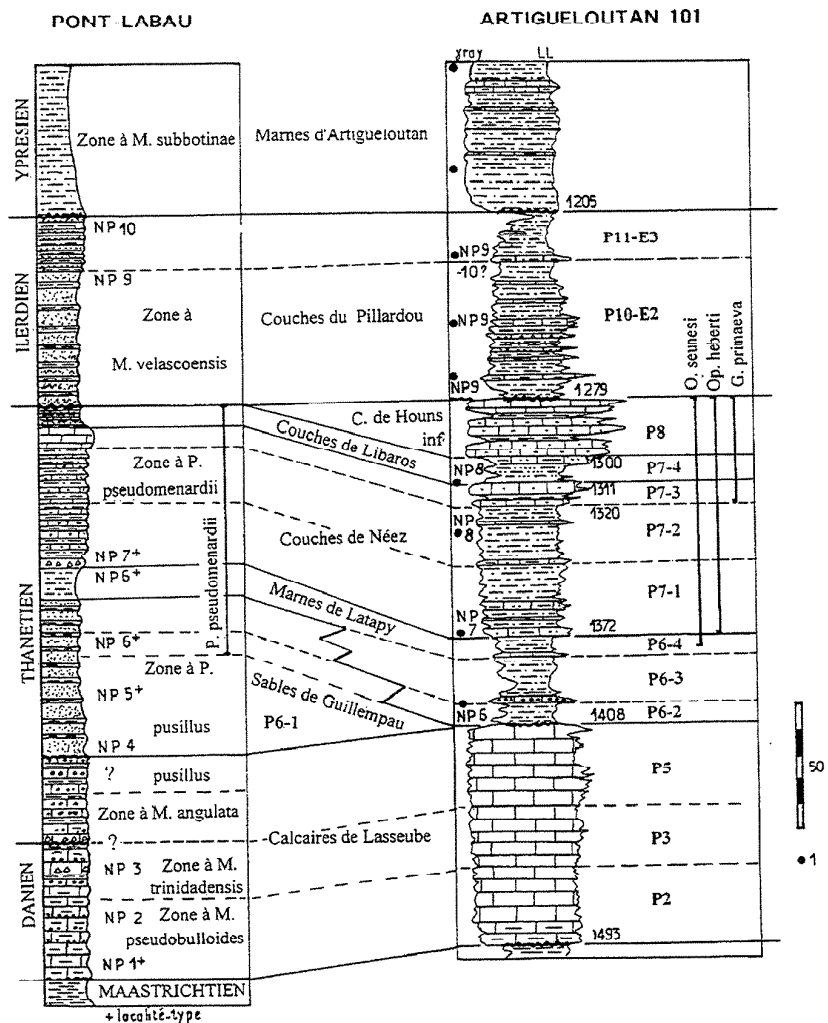


Fig. 4.- Corrélation du Paléocène et de l'Ilerdien de la coupe de Pont-Labau avec le forage Artigueloutan 101.1 : échantillons.

Fig. 4.- Paleocene and Ilerdien correlation of the Pont-Labau section with the Artigueloutan 101 well. 1: samples.

1967, 1972), Marnes à spicules (Flicoteaux, 1972 ; pl. 3).

Localité-type : près des fermes de Guillempau et Latapy mentionnées ci-dessus. Les Marnes de Latapy succèdent aux Sables de Guillempau.

Définition : Marnes pélagiques gris clair contenant quelques éléments détritiques à leur base.

Remarques : ce membre est l'équivalent latéral de la partie supérieure des Sables de Guillempau (marnes à spicules des sondages, fig. 4), puis les surmonte à la suite d'une avancée de la mer vers le sud, comme dans la coupe-type. Son épaisseur atteint 40 m dans les sondages,

15 m à Pont-Labau. Les équivalents des Marnes de Latapy réapparaissent au nord du Bassin de l'Adour, représentés par les mêmes faciès pélagiques, argileux à spicules, comme dans le sondage Mézos 101, entre 2031 et 2052 m.

Couches de Nééz

Synonymes : Calcaires supérieurs (Boltenhagen, 1966), Calcaires détritiques à operculines et discocyclines (Flicoteaux, 1967, 1972).

Localité-type : le long de la route RN 134 bis, à la suite des Marnes de Latapy.

Définition : alternance de calcaires détritiques (bréchiques ou sableux à frag-

ments d'organismes dont *Operculina heberti* et *Orbitoclypeus seunesi*), d'argiles et de calcaires argileux qui se termine par une barre de calcaire micritique à rares intercalations de microbrèches et de marnes.

Remarques : ce membre se différencie du précédent par l'augmentation du volume des éléments détritiques et des carbonates indiquant un milieu plus proximal. Les grands foraminifères déplacés du milieu infralittoral apparaissent dès la base du membre. R. Flicoteaux (1972) a noté la présence de foraminifères planctoniques, de radiolaires, *Glomalveolina primaeva*, *Operculina heberti*, *Orbitoclypeus seunesi* et d'autres bioclastes d'origine infralittorale dans la barre calcaire sommitale (les anciens Calcaires supérieurs), épais de 12 à 15 m (fig. 4). Les calcaires qui constituent cet horizon, deviennent plus argileux vers l'est (Calavanté 1, Goudon 1, Ger 101, etc.) et se confondent avec les faciès argileux des Couches de Nééz. Cette barre calcaire est bien individualisée au nord des sondages mentionnés. Les Couches de Nééz sont épaisses de 55 m dans la coupe-type (fig. 4).

Couches de Libaros

Synonymes : zone de transition et grès à ciment calcaréo-dolomitique, (Flicoteaux, 1967).

Localité-type : sondage Libaros 1 (1500-1563 m). Coordonnées Lambert x= 442024, y= 3.107149.

Définition : ensemble argilo-sableux, reconnaissable sur les diagraphies par sa radioactivité naturelle élevée et par sa faible résistivité, représentant un prisme de haut-niveau au-dessus des Couches de Nééz. Il en diffère par la quantité faible des carbonates, exceptée à sa partie basale qui forme la transition entre les deux membres.

Remarques : le sondage Libaros 1 a traversé la succession lithologique suivante (fig.5) :

1500-1520 m - alternance de calcaire packstone beige et blanc bioclastique à grains de quartz épars, de grès grossier à ciment calcaire, ligniteux et pyriteux, de marne grise, sableuse, ligniteuse et pyriteuse ;

1520-1557 m - argile calcaire grise à gris foncé sableuse, ligniteuse à glauconie ;

1557-1563 m - sable grossier à grains subanguleux, translucides.

Le passage paraît progressif vers les Couches de Houns sus-jacentes dans ce sondage, mais la limite peut être nette dans d'autres (par exemple Artigueloutan 101, fig. 4).

Couches du Pillardou

Synonymes : Sables supérieurs (Cuvillier *et al.*, 1963) ; faciès grès supérieurs, marnes grises à globigérines (Flicoteaux, 1967) ; Marnes de base (logs de fin de sondage de la Société nationale Elf-Aquitaine, *partim*).

Localité-type : crête entre les vallées du Nééz et de Las Hies, entre la ferme de Gayret et le cottage « Le Pillardou ».

Parastratotype : sondage Artigueloutan 101 (1205-1279 m). Coordonnées Lambert x = 390138, y = 3.112972.

Définition : « Série rythmique détritico...où alternent des sables et grès à ciment calcaire glauconieux avec des marnes grises, sableuses à radiolaires et foraminifères pélagiques » (Cuvillier *et al.*, 1963). Ce membre devient plus argileux au nord des affleurements nord-pyrénéens et présente des limites nettes vers les Couches de Houns du mur et les Marnes d'Artigueloutan du toit, comme dans le sondage Artigueloutan 101 (fig.4).

Remarques : R. Flicoteaux (1972) a observé la succession d'une zone de transition de marnes et de calcaires (10 m), puis une alternance argilo-sableuse (35 m) et un ensemble de sables et grès plus ou moins grossiers à fins, à stratifications obliques, avec des encroûtements ferrugineux et du lignite dans la localité-type. Le forage de La Couète 1 au nord-ouest et les sondages Calavanté 1 et Jullian 1, au sud de Tarbes, ont traversé un ensemble argilo-sableux dont la description correspond à la définition de J. Cuvillier *et al.* (1963). On observe l'augmentation de la teneur en argile vers le nord, comme le montre la coupe du parastratotype (fig. 4) :

1125-1205 m - argile sableuse gris foncé à verdâtre. Fins niveaux de grès et

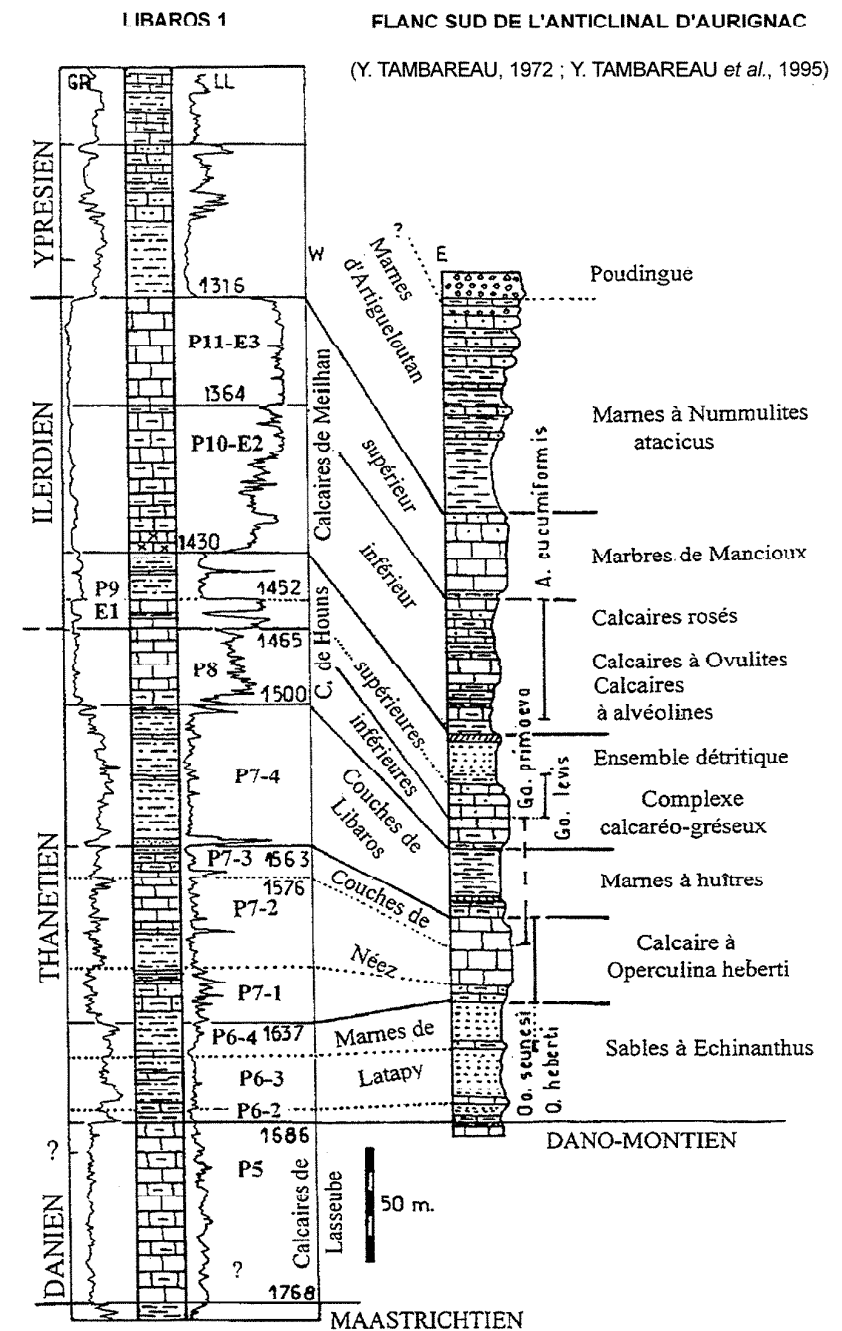


Fig. 5.- Corrélation du Paléocène et de l'Ilerdien du forage Libaros 1 avec les affleurements du flanc sud de l'Anticlinal d'Aurignac.

Fig. 5.- Paleocene and Ilerdien correlation of the Libaros 1 well with outcrops in the southern limb of the Aurignac Anticline.

de calcaires sableux micacés et pyriteux (Marnes d'Artigueloutan) ;

1205-1210 m - argile sableuse brun-rouge (correspondant peut-être à l'olistostrome triasique de B. Peybernès *et al.*, 1996) ;

1210-1222 m - argile grise, sableuse et passées de grès gris ;

1222-1279 m - alternance de grès fin et moyen à ciment calcaire, localement argileux, micacé, pyriteux et d'argile noire, silteuse, pyriteuse et micacée.

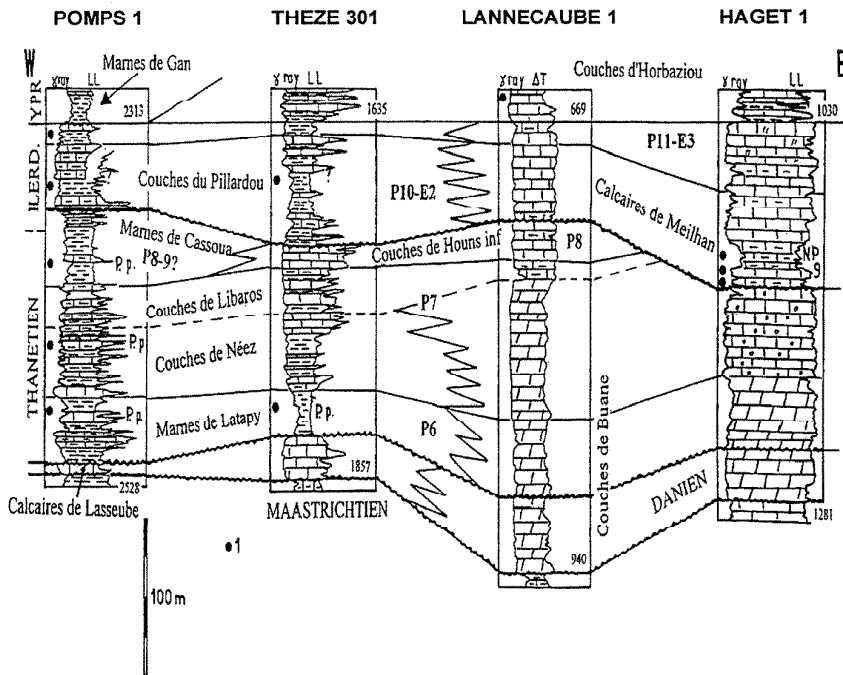


Fig. 6.- Profil de corrélation, orienté d'ouest en est, entre les forages Poms 1 et Haget 1. 1 : échantillons ; P.p. : Zone à *Planorotalites pseudomenardii*.

Fig. 6.- Correlation profile (W-E) between the Poms 1 and Haget 1 wells. 1: samples; P.p.: *Planorotalites pseudomenardii* Zone.

Les Couches du Pillardou passent aux Calcaires de Meilhan (Sztarakos, 1996) vers le nord (fig. 6). Le faciès argileux persiste parfois à la base de ces calcaires, correspondant à l'intervalle transgressif basal (Marnes de base des pétroliers). Un niveau sableux s'intercale entre les Couches du Pillardou et les Marnes d'Artigueloutan dans le sondage Ponson-Dessus 1, entre 1922 et 1956 m et dans le puits Calavanté 1, entre 3374 et 3400 m. La présence d'une argile rouge-brun au sommet des Couches du Pillardou indique une phase tectonique, marquant la limite entre l'Ilerdien et l'Yprésien.

Marnes de Cassoua

Localité-type : affleurements près de la ferme de Cassoua à Bélus, sur la route de Peyrehorade. Les marnes sont présentes dans une marnière abandonnée à l'est de la ferme et le long de la route.

Définition : marnes silteuses grises ou gris verdâtre, bathyales avec quelques intercalations minces de calcaires à foraminifères pélagiques et de calcaires détritiques, parfois gréseux.

Remarques : ces marnes ont été mentionnées par D. Boulanger (1968) sur les anticlinaux de Saint-Lon et Bélus. M. Kieken et Cl. Thibault (1975) les citent dans la région de Pey, Saint-Lon et Saubrigues, en forage et sur les affleurements. Elles peuvent même reposer directement sur le Maastrichtien. En revanche, elles surmontent la Formation de Lasseube plus au sud comme dans le sondage de Sainte-Marie-de-Gosse 1 (fig. 3 et 8). Les limites sont nettes vers le haut dans ce puits où les Calcaires de Meilhan argileux à globigérines les surmontent.

Formation d'Arcet

Auteurs : E. Jacquot et V. Raulin, 1888.

Définition : formation carbonatée, formée de dolomies, de calcaires dolomitiques, de calcaires subrécifaux et biodétritiques et de calcaires graveleux de couleur claire (beige-blanche), représentant les différents faciès de la plateforme carbonatée.

Remarques : D. Boulanger (1968) a noté que la localité-type des Couches

d'Arcet, la carrière de Pouy d'Arcet à Montaut, n'était pas représentative de l'ensemble des faciès de cette formation. De plus, sa position stratigraphique est incertaine, la dolomitisation ayant rendu méconnaissable tout fossile. Il a proposé de remplacer le nom « Couches d'Arcet » par celui de « Couches de Buane », avec comme stratotype des affleurements se situant « entre le bourg de Bahus et le village de Buane, le long de la route qui suit le fond de la vallée du ruisseau le Bahus ». Ces Couches de Buane comprennent la totalité du Paléocène de l'Anticlinal d'Audignon entre le Maastrichtien et les calcaires à *Operculina heberti* (les Couches de Lasserre de R. Deloffre, 1988). Nous pensons que ce changement de nom n'est pas justifié. Les règles de la nomenclature stratigraphique permettent de compléter le stratotype d'une formation par des parastratotypes représentant d'autres faciès que celui de la coupe-type.

Nous proposons de considérer les Couches d'Arcet comme une formation qui comprend deux membres : les Couches de Buane à la base et les Couches de Houns au sommet, séparés par une discontinuité d'extension régionale.

Couches de Buane

Auteur : D. Boulanger, 1968.

Définition : ensemble calcaréodolomitique entre les Couches de Dumes maastrichtiennes et les Couches de Houns à *Orbitoclypeus seunesi* et *Operculina heberti*.

Remarques : la coupe de la carrière d'Arcet a été revue par J.P. Capdeville et al. (1995). Des dolomies grisâtres sur 6 m d'épaisseur, sont surmontées par 1,5 m de grès à litage oblique. Ces derniers sont recouverts par 13 m de dolomie et 5 m de calcaire dolomitique parfois brêchoïde à algues et polypiers recristallisés. Dans d'autres coupes de l'Anticlinal d'Audignon, H. Feinberg (1964) a observé la superposition de dolomies calcaires à oursins et mélobésiées, de calcaires à *Valvulina* et syphonées, de calcaires graveleux à miliolites et dasycladacées, puis de calcaires graveleux à *Microcodium*. Des calcaires subrécifaux à polypiers ont été signalés dans quelques forages (puits de Donzacq, Cuvillier et Dupouy-Camet, 1946 ; Clèdes 201, Faber, 1961 ; Lannecaube 1, etc).

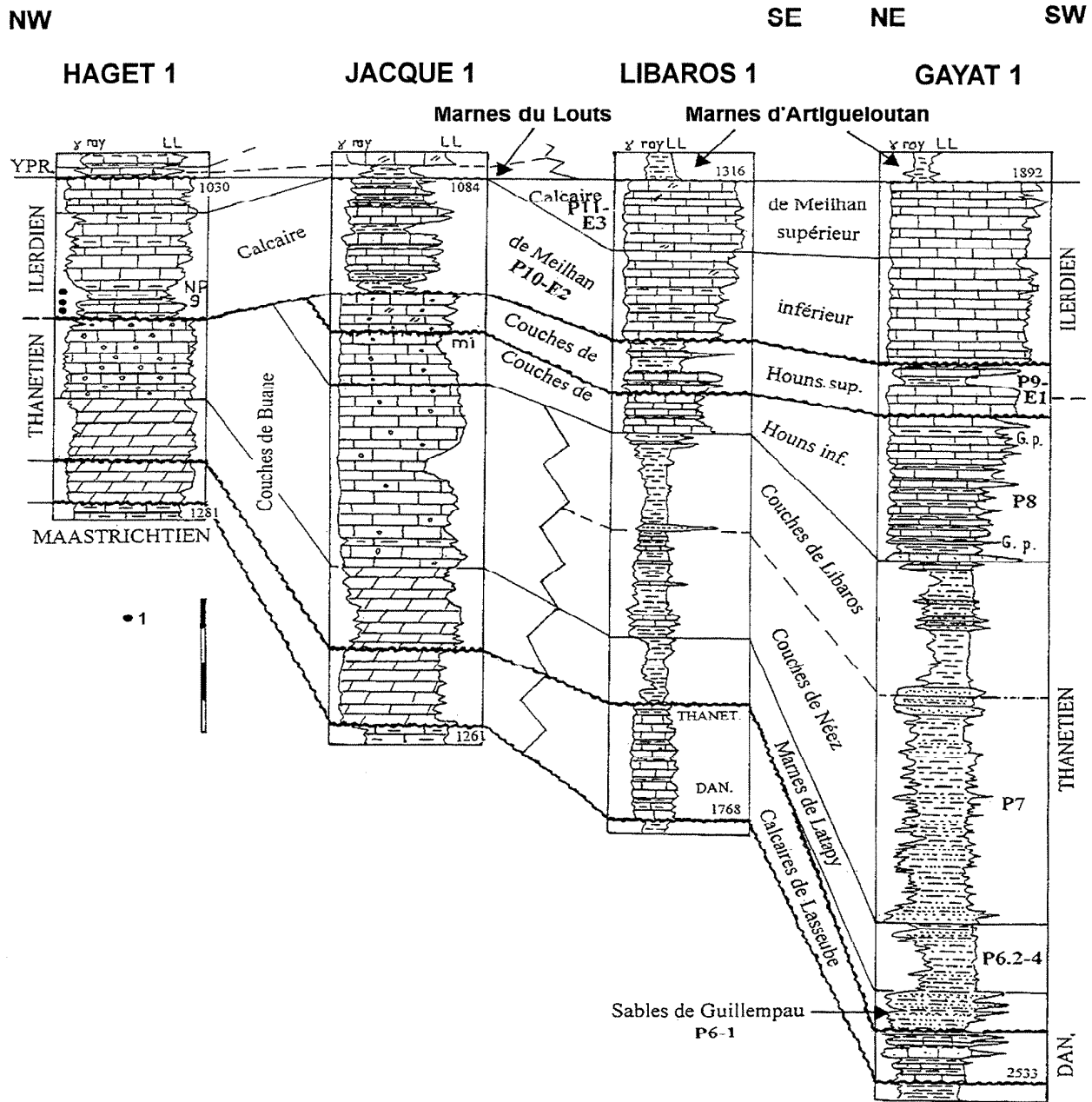


Fig. 7.- Profil de corrélation, orienté du NW au SE, entre les forages Haget 1 et Gayat 1. 1 : échantillons ; G.p. : *Glomalveolina primaeva* ; mi : *Microcodium*.
 Fig. 7.- Correlation profile (NW-SE) between the Haget 1 and Gayat 1 wells. 1: samples; G.p.: *Glomalveolina primaeva*; mi: *Microcodium*.

Il est généralement admis que les *Microcodium* apparaissent au sommet des Couches de Buane. Ainsi sur les affleurements de l'Anticlinal d'Audignon, D. Boulanger (1968) a noté que les *Microcodium* apparaissent dans les calcaires karstifiés du sommet de ces couches. Nos corrélations diagraphiques montrent qu'il y a deux horizons à *Microcodium* sur cet anticlinal. L'horizon inférieur se situe dans sa partie médiane (sondage Nassiet 1, 1 597 m) et se corré-

le avec le niveau oolithique du forage Pécorade 2 (1 068 m). Le niveau supérieur se trouve au sommet de ces couches. Cet horizon a été observé dans les puits Audignon (A) 4 (523 m), Audignon (A) 6 (666 m), Castelnau-Tursan 101 (932 m), Coudures 201 (302 m, fig. 9), Geaune 1 (679 m) et Sainte-Colombe 201 (310 m).

Les sondages ont traversé les Couches de Buane fortement dolomi-

tisées à l'est et au nord de l'Anticlinal d'Audignon (fig. 9 et 10). Elles sont représentées par des calcaires autour de l'Anticlinal de Louer, près de Dax et dans le secteur délimité par les sondages de Lesgor 1, Laborde 1, Garrosse 1 et Villenave 2.

Les Couches de Buane se développent au-dessus des calcaires pélagiques érodés du Danien ou du Thanétien inférieur que nous identifions à la Formation

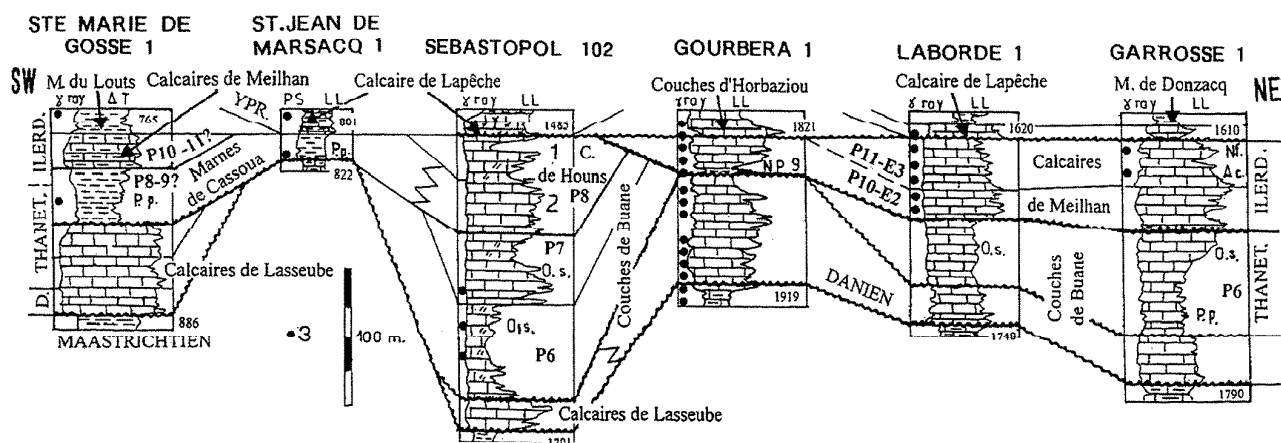


Fig. 8.- Profil de corrélation, orienté du SW au NE, entre les forages Sainte-Marie-de-Gosse 1 et Garrosse 1. 1 : présence d'*Orbitoclypeus* dans le forage Géothermie Dax 1 ; 2 : présence de globigérines dans le forage Géothermie Dax 1 ; 3 : échantillons ; O.s. : *Orbitoclypeus seunesi* ; P.p. : Zone à *Planorotalites pseudomenardii* ; A.c. : Zone à *Alveolina cucumiformis* ; N.f. : Zone à *Nummulites fraasi*.

Fig. 8.- Correlation profile (SW-NE) between the Sainte-Marie-de-Gosse 1 and Garrosse 1 wells. 1: presence of *Orbitoclypeus* in the Dax 1 geothermal well; 2: presence of globigerinids in the Dax 1 geothermal well; 3: samples; O.s.: *Orbitoclypeus seunesi*; P.p.: *Planorotalites pseudomenardii* Zone; A.c.: *Alveolina cucumiformis* Zone; N.f.: *Nummulites fraasi* Zone.

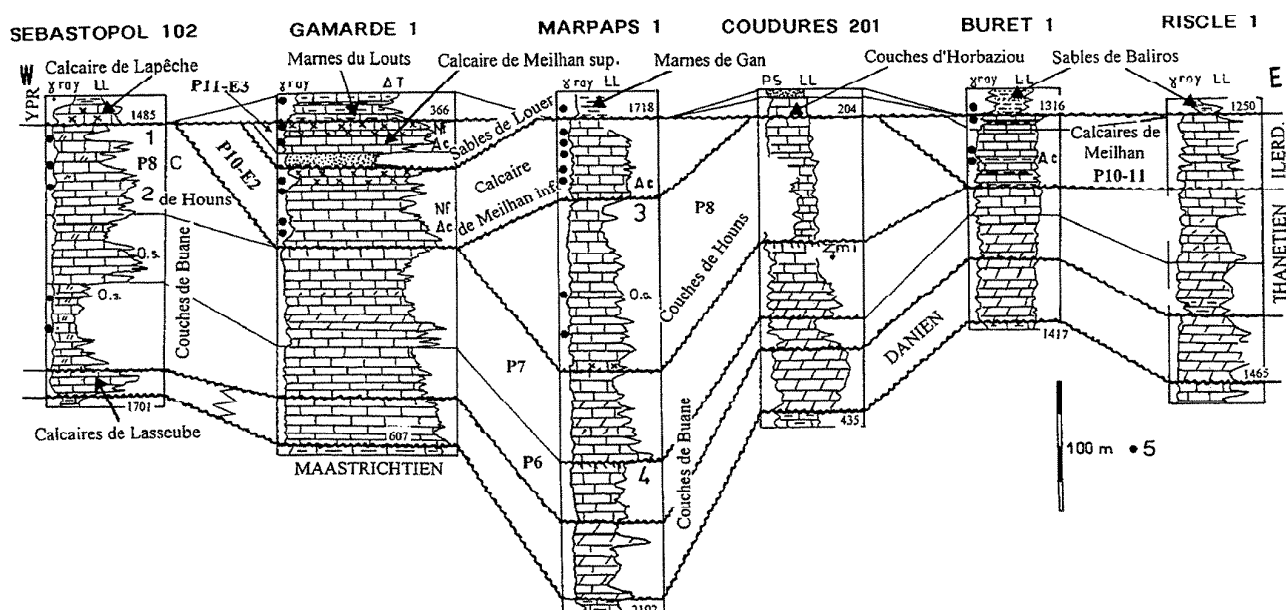


Fig. 9.- Profil de corrélation, orienté d'ouest en est, entre les forages Sébastopol 102 et Riscle 1. 1 : présence d'*Orbitoclypeus* dans le forage Géothermie Dax 1 ; 2 : présence de globigérines dans le sondage Géothermie Dax 1 ; 3 : présence de *Glomalveolina* dans le forage Nassiet 1 ; 4 : présence de *Microcodium* dans le forage Nassiet 1 ; 5 : échantillons ; O.s. : *Orbitoclypeus seunesi* ; A.c. : Zone à *Alveolina cucumiformis* ; N.f. : Zone à *Nummulites fraasi* ; mi : *Microcodium*.

Fig. 9.- Correlation profile (W-E) between the Sébastopol 102 and Riscle 1 wells. 1: presence of *Orbitoclypeus* in the Dax 1 geothermal well; 2: presence of globigerinids in the Dax 1 geothermal well; 3: presence of *Glomalveolina* in the Nassiet 1 well; 4: presence of *Microcodium* in the Nassiet 1 well; 5: samples; O.s.: *Orbitoclypeus seunesi*; A.c.: *Alveolina cucumiformis* Zone; N.f.: *Nummulites fraasi* Zone; mi: *Microcodium*.

de Lasseube à Tercis-les-Bains, à l'ouest de Dax. Sur une coupe à la Pointe de Bédât, J. Cuvillier (1943) mentionne 15 m de calcaire argileux et de marnes grises au-dessus des calcaires compacts du Danien. Ces niveaux contiennent déjà des fragments d'*Orbitoclypeus* et d'opercu-

lines. Au-dessus vient un microconglomérat à algues, avec un grand nombre d'*Orbitoclypeus seunesi* et *Operculina heberti*. Nous avons retrouvé une succession semblable dans la coupe de la ferme de Subercamp, à quelques centaines de mètres plus à l'est. Un calcaire argileux repose sur

les calcaires maastrichtiens, mais leur contact n'était pas visible. Au-dessus, sur deux mètres d'épaisseur, on observe une alternance de trois horizons conglomériques granodécroissants et de calcaires à débris d'algues et de bryozoaires. Les *Orbitoclypeus* apparaissent à la base des

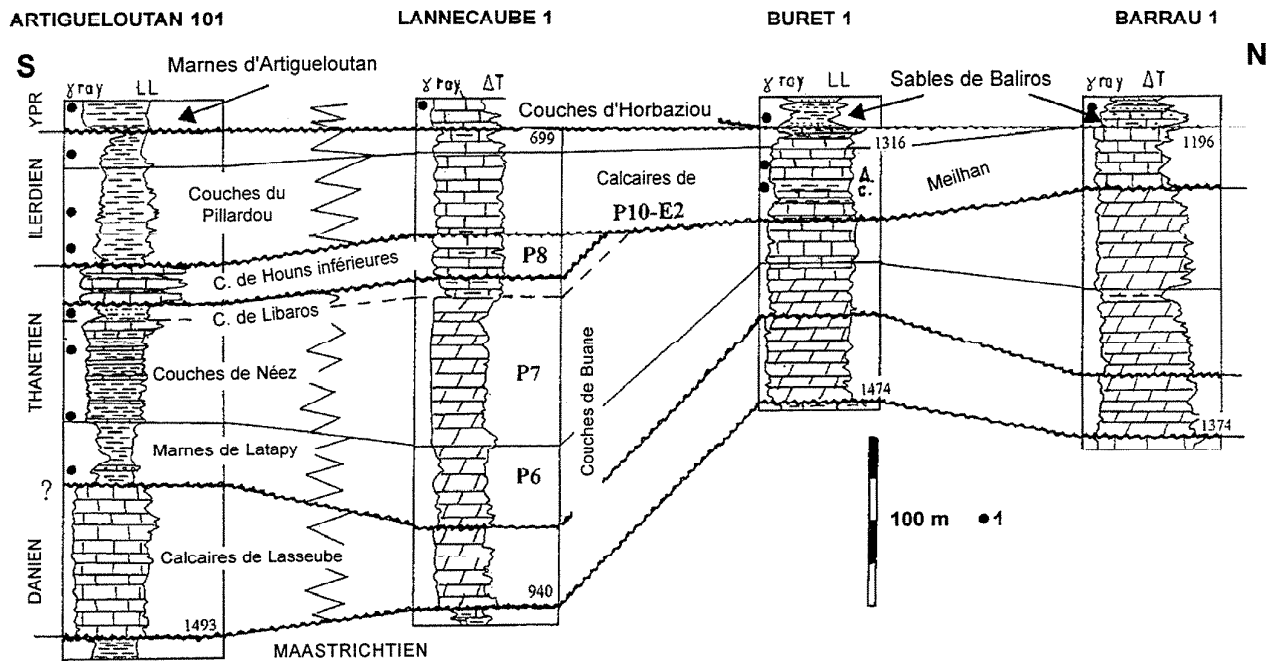


Fig. 10.- Profil de corrélation, orienté du sud au nord, entre les forages Artigueloutan 101 et Barrau 1. 1 : échantillons ; A.c. : Zone à *Alveolina cucumiformis*.
 Fig. 10.- Correlation profile (S-N) between the Artigueloutan 101 and Barrau 1 wells. 1: samples; A.c.: *Alveolina cucumiformis* Zone.

conglomérats et deviennent fréquents dans les calcaires argileux sus-jacents.

Les calcaires à *Orbitoclypeus seunesi* reposent directement sur les calcaires daniens dans les sondages Laborde 1 et Garrosse 1 (fig. 8), dont le faciès est proche de celui des Couches de Buane (Platel, 1990).

Couches de Houns

Auteur : R. Deloffre, 1988.

Synonymes : Calcarénites (Flicoteaux, 1967, 1972), Couches de Lasserre (Deloffre, 1988).

Définition : calcaire légèrement argileux, parfois gréseux à *Orbitoclypeus seunesi* et *Operculina heberti*, à partir duquel se développe un calcaire graveleux à *Glomalveolina primaeva*.

Remarques : nous proposons d'utiliser le terme « Couches de Houns », décrit à l'origine pour les calcaires graveleux à *Glomalveolina primaeva* de l'Anticlinal d'Audignon, dans un sens plus large, en y incluant les calcaires à *Orbitoclypeus seunesi* et *Operculina heberti* qui constituent le cortège transgressif de ce membre sur l'Anticlinal d'Audignon (Couches de Lasserre) ainsi que les calcaires néritiques

à débris organiques (algues, miliolidés dont *Glomalveolina primaeva* et probablement *G. levis*) du Sillon nord-pyrénéen. Cette unité se compose de deux parties : les Couches de Houns inférieures à *Glomalveolina primaeva* et les Couches de Houns supérieures, qui, d'après nos corrélations, appartiennent à la Zone à *G. levis*.

Les Couches de Houns inférieures sont transgressives sur les Couches de Buane, dont le toit est attaqué par les *Microcodium* (fig. 9). Leur partie basale, transgressive passe latéralement à un calcaire à globigérines dans le sondage Géothermie Dax 1. Ce calcaire se situe au-dessus des niveaux à *Orbitoclypeus* de la coupe de Subercamp. La partie régressive est formée par des calcaires graveleux à *Glomalveolina primaeva* sur les coupes de l'Anticlinal d'Audignon. Elles évoluent latéralement vers un calcaire à *Orbitoclypeus* à l'ouest (sondage Géothermie Dax 1) et sont érodées dans la partie septentrionale du Bassin de l'Adour (fig. 6 à 10).

Les Couches de Houns supérieures sont formées de bancs de calcaire compact (Libaros 1, 1452-1465 m ; Gayat 1, 2031-2060 m), surmontés par un horizon argilo-gréseux, correspondant à l'Ensemble

détritique de l'Anticlinal d'Aurignac (fig. 5, 7). Les deux unités des Couches de Houns sont séparées par un horizon à *Microcodium*, observé dans le sondage Jacque 1 (fig. 7).

Les couches inférieures ont une grande extension entre l'Anticlinal d'Audignon, Pau et les Corbières, tandis que les couches supérieures se développent à l'est de Tarbes et dans les Corbières. Leur absence dans la partie occidentale du Bassin sud-aquitain est due à l'érosion qui a précédé le dépôt des Calcaires de Meilhan.

Formation de Meilhan

Auteur : K. Sztrákos, 1996.

Définition : la formation est formée de calcaires à alvéolines et à nummulites, séparés des Couches de Houns sous-jacentes par une lacune avec érosion, reconnue dans tout le bassin. Un horizon sableux fluviatile (Sables de Louer) est intercalé dans ces calcaires autour des anticlinaux de Louer et des Landes-de-Siougos (fig. 9).

Remarques : K. Sztrákos a défini les Calcaires de Meilhan dans les sondages des Landes-de-Siougos où il s'agit d'un

calcaire graveleux à alvéolines qui repose sur les sables identifiés comme « Grès de Coudures » (Jacquot et Raulin, 1888). Les Calcaires de Lapêche de l'Yprésien les surmontent après une lacune de sédimentation. Les calcaires et argiles lagunolacustres, observés sous les grès, ont été corrélés avec les Couches d'Horbaziou (Feinberg, 1964) dans les sondages mentionnés, ainsi que les calcaires à nummulites dans les coupes de l'Anticlinale de Louer. Les Sables de Louer (Platel, 1990), décrits à l'origine comme les équivalents sableux, non consolidés des Grès de Coudures compacts, silicifiés, ont été considérés comme synonymes des Grès de Coudures de l'Anticlinale d'Audignon.

La révision de la microfaune des calcaires qui entourent les Sables de Louer dans leur région-type et de celle des Couches d'Horbaziou de l'Anticlinale d'Audignon démontre que ces corrélations étaient erronées. Notre étude a montré que les Couches d'Horbaziou appartiennent à la Zone à *Nummulites exilis* de l'Yprésien. Ceci ressort de l'examen des illustrations des nummulites de H. Feinberg (1964), déterminées initialement *N. subexilis*, mais attribuables en réalité à l'espèce *N. exilis*. Cette forme a également été observée dans le sondage proche Audignon (A) 6, entre les Couches de Houns et les Grès de Coudures, dans la même position stratigraphique que le stratotype des Couches d'Horbaziou. En revanche, nous avons pu identifier les zones à *N. fraasi* et *Alveolina cucumiformis* dans les calcaires entourant les Sables de Louer, dans le sondage Gamarde-les-Bains 1, au sud de l'Anticlinale de Louer (fig. 9). Ainsi, ces sables ne peuvent pas être les équivalents des Grès de Coudures, ces derniers se plaçant par définition entre les Couches d'Horbaziou et les Calcaires de Sarraziet datés de la Zone à *Alveolina oblonga* (Jacquot et Munier-Chalmas, 1886 ; Jacquot et Raulin, 1888, et nos nouvelles datations).

Les nouvelles corrélations montrent que les Sables de Louer ne dépassent pas l'ensemblement des anticlinaux de Louer et d'Audignon vers l'est. Elles ont également mis en évidence qu'en l'absence de ces sables, les deux horizons calcaires de la Zone à *Nummulites fraasi* sont difficiles à séparer, comme par exemple dans le Synclinal d'Arzacq.

Nous proposons donc d'élargir la définition originelle des Calcaires de Meilhan (Sztrákos, 1996) à la totalité des calcaires à nummulites et à alvéolines se situant entre le toit érodé des Couches de Houns et la base des Couches d'Horbaziou ou des Marnes du Louts (ces marnes, décrites par K. Sztrákos en 1996 seront discutées dans une prochaine publication). Un découpage plus fin peut être maintenu sur les anticlinaux de Louer et des Landes-de-Siougos : Calcaire de Meilhan supérieur au-dessus des Sables de Louer (correspondant au stratotype du membre) et Calcaire de Meilhan inférieur au-dessous de ces sables. Ces trois unités sont bien représentées dans le sondage Gamarde-les-Bains 1 (366-460 m, fig. 9) que nous proposons comme parastratotype de la formation (coordonnées Lambert $x = 342574$; $y = 3.163817$). Nous incluons également dans les Calcaires de Meilhan, des calcaires argileux, glauconieux à globigérines et parfois à spicules observés autour de l'Anticlinale de Clermont et à Sainte-Marie-de-Gosse 1 (fig. 3 et 8).

Biostratigraphie

Formation de Lasseube

La Formation de Lasseube est la plus complète dans le bassin du Bas-Adour, où elle couvre la durée des zones à *Parvularugoglobigerina eugubina* - *Planorotalites pseudomenardii* et de NP 1 à NP 7. Elle a été étudiée par de nombreux auteurs sur l'affleurement de la plage de Caseville à Bidart (Martini, 1971 ; Tsizaraina, 1984 ; Haslett, 1994 ; Fondecave-Wallez *et al.*, 1994, 1995). La figure 3 présente les datations de E. Tsizaraina (1984) et M.J. Fondecave-Wallez *et al.* (1995). Elles concordent jusqu'à la Zone à *Planorotalites pusillus* (P 3b) se situant dans la partie médiane de la coupe. Le premier auteur a déterminé les zones NP 5 à NP 7 dans la partie supérieure de la coupe, ainsi que les zones à *P. pseudomenardii* (P 4) et *Morozovella velascoensis* (P 5). Les seconds placent cette partie dans la Zone à *Planorotalites pusillus pusillus*, excepté une mince couche de marne au sommet de la coupe, attribuée à la Zone à *P. pseudomenardii*.

La présence de *Discoaster mohleri* (Tsizaraina, 1984) laisse supposer que la séquence SDT 5 de M. J. Fondecave-Wallez *et al.* (1995), attribuée à la Zone à *Planorotalites pusillus pusillus*, pourrait appartenir à la Zone à *P. pseudomenardii*. L'existence de la Zone NP 7 et de *Planorotalites pseudomenardii*, *P. pusillus pusillus*, *Morozovella occlusa*, *M. angulata*, *M. velascoensis*, *Acarinina mckannai*, *Subbotina linaperta*, *S. triloculinoïdes* et *S. velascoensis*, dans les marnes sommitales (éch. DB 1328) exclut en revanche une attribution à la Zone à *Morozovella velascoensis*.

Les coupes du Béarn, y compris les sections-types de la Formation de Lasseube (fig. 4) ont été étudiées par W.W. Hay et H.P. Mohler (1967), J.C. Plaziat *et al.* (1975), et Ch. Seyve (1984 a, b). Ce dernier a déterminé les zones à *Morozovella pseudobulloïdes* et NP 1 dans la partie inférieure de la formation. La Zone à *Parvularugoglobigerina eugubina* a été érodée, mais sa faune se retrouve remaniée à la base de la Formation de Lasseube. Ch. Seyve a également signalé la Zone NP 3 dans les coupes béarnaises.

La présence des zones NP 1 à NP 3 peut être déduite à partir des données de W.W. Hay et H.P. Mohler (1967).

J.C. Plaziat *et al.* (1975) ont observé les zones à *Morozovella trinidadensis*, *M. angulata* et *Planorotalites pusillus pusillus* dans les affleurements des environs de Pau et Orthez. La Zone à *Morozovella uncinata* était absente dans une carrière près de Montfort, entre les calcaires appartenant aux zones à *M. trinidadensis* et *M. angulata*.

Les listes de faune publiées par M. Kieken (1973) et J. Henry *et al.* (1989) permettent de déduire la présence des zones à *Morozovella pseudobulloïdes* et *M. angulata*, dans le secteur d'Hasparren et d'Orthez.

L'occurrence la plus septentrionale de la Formation de Lasseube se trouve dans les environs de Dax. De nombreux auteurs (Hébert, 1882 ; Seunes, 1890 ; Daguin, 1932 ; Cuvillier, 1943 ; Kieken et Thibault, 1975, etc.) mentionnent dans les carrières autour de Tercis, un mélange d'oursins d'espèces daniennes (*Echinocorys pyrenaeus*, *Hercoglossa danica*) et thanétiennes

(*Micraster terzensis*, Toumarkine et Villatte, 1975 ; Plaziat *et al.*, 1975 ; Tambareau, 1995). Il est probable que la première liste de faune donnée par Hébert en 1882, résulte d'une recherche dans plusieurs localités, fait auquel les auteurs suivants n'ont pas prêté attention. Les foraminifères planctoniques provenant de la carrière d'Angoumé et du flanc nord de l'anticlinal de Saint-Lon (Kieken et Thibault, 1975), indiquent les zones à *Morozovella angulata* et *Planorotalites pusillus pusillus*.

Formation de Pont-Labau

Les listes de faune publiées par C. Boltenhagen (1966) laissent supposer que toute la formation appartient à la Zone à *Planorotalites pseudomenardii*, conclusion à laquelle sont arrivés J.C. Plaziat *et al.* (1975). Or, les foraminifères planctoniques mentionnés par R. Flicoteaux (1967) à la base de la formation (Sables de Guillempau), dans la coupe du Pont-Labau (fig. 4), indiquaient la présence de la Zone à *P. pusillus pusillus*. Ceci a été confirmé par Ch. Seyve (1984 a). La Zone à *P. pseudomenardii* semble débiter dans la partie médiane des Sables de Guillempau, correspondant à la base des Marnes de Latapy, d'après les informations actuellement disponibles. M.J. Fondécave-Wallez *et al.* (1995) et B. Peybernès *et al.* (1996) ont observé les zones à *P. pseudomenardii*, *Morozovella velascoensis* et *M. subbotinae* dans la formation près de Lasseube.

D'après les données de R. Flicoteaux (1967), *Orbitoclypeus seunesi* et *Operculina heberti* apparaissent à la base des Couches de Nééz. *Glomalveolina primaeva* est présente pour la première fois dans la barre calcaire sommitale de ces couches. Ces trois espèces disparaissent au sommet des Couches de Houns inférieures dans les environs de Pau.

La compilation des données de W.W. Hay et H.P. Mohler (1967), E. Martini (1971), A.J.T. Romein (1979) et Ch. Seyve (1984 a) montre que la Formation de Pont-Labau débute dans la Zone NP 4 et se termine dans la Zone NP 10 (fig. 4).

Nous possédons peu d'information concernant la biostratigraphie des sondages. Celui d'Artigueloutan 1 a été daté

par R. Flicoteaux (1967). La publication de J. Bouroullec *et al.* (1974) est inutilisable pour les datations et corrélations fines, en l'absence de coupes lithologiques précises.

Pour pallier ces lacunes, nous avons tenu compte des indications faunistiques reportées sur les logs de fin de sondage. Nous avons également étudié les foraminifères et les nannofossiles calcaires dans quelques forages. Les nannofossiles calcaires du puits Artigueloutan 101, proche de celui d'Artigueloutan 1 ont permis de dater avec précision des membres de la Formation de Pont-Labau (fig. 4). Les échantillons de déblais de 1220, 1250 et 1270 m, appartenant aux Couches du Pillardou ont été attribués à la Zone NP 9, voire NP10, avec la flore suivante : *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cyclolithus robustus*, *Discoaster diastypus*, *D. multiradiatus*, *Ellipsolithus macellus*, *Ericsonia disticha*, *E. subpertusa*, *Fasciculithus schaubi*, *F. tympaniformis*, *Heliolithus kleinpellii*, *Neochiastozygus junctus*, *Sphaenolithus annaropus*, *Toweius craticulus*, *T. occultatus*, *T. eminens* et *Zygodiscus sigmoides*.

Les échantillons de 1310 et 1330 m, englobant les Couches de Libaros et la partie supérieure des Couches de Nééz ont été rattachés à la Zone NP 8. Les associations sont les mêmes que dans les échantillons précédents, mais sans *Discoaster diastypus* et *D. multiradiatus*. La présence de quelques individus d'*Heliolithus riedeli*, espèce limitée à cette biozone, a permis cette datation.

La présence de *Discoaster mohleri* à 1370 m, à la base des Couches de Nééz indique la Zone NP 7. Les autres formes observées sont *Coccolithus pelagicus*, *Ellipsolithus macellus*, *Ericsonia disticha*, *E. subpertusa*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Toweius craticulus*, *T. eminens*, *T. occultatus*, *Zygodiscus sigmoides*.

La base des Marnes de Latapy, à 1400 m de profondeur, appartient à la Zone NP 6. Les espèces déterminées sont les suivantes : *Braarudosphaera bigelowi*, *Chiasmolithus danicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Ellipsolithus macellus*, *Ericsonia subdisticha*, *E. subpertusa*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Heliolithus kleinpellii*, *Toweius occultatus*.

La Formation de Pont-Labau se termine par les marnes pélagiques de l'Yprésien inférieur (Marnes d'Artigueloutan, Zone à *Morozovella subbotinae*), avec une microfaune composée de *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Morozovella aequa*, *M. formosa gracilis*, *M. marginodentata*. *M. velascoensis* est absente de cette association (Artigueloutan 101, 1150 et 1190 m).

Les échantillons prélevés à 2400, 2450 et 2490 m du sondage Pomps 1 ont fourni une microfaune de la Zone à *Planorotalites pseudomenardii* : *P. pseudomenardii*, *P. chapmani*, *P. pusillus pusillus*, *Subbotina linaperta*, *S. cf. trilocolinoides*, *S. velascoensis* et *Stensioina beccariiformis* (fig. 6).

Les foraminifères benthiques du sondage Thèze 301 (1810 m) ont un cachet thanétien : *Karrerina fallax*, *Coleites reticulosus*, *Gyroldinoides subangulatus*, *Gavelinella acuta*, *G. lellingensis*, *Globimorphina trochiformis*, *Alabama midwayensis*, *Oridorsalis megastomus*, *Anomalinoidea rubiginosus*, etc. Les foraminifères planctoniques sont absents et la faune s'appauvrit vers le haut (1 670 m). Ces associations indiquent la transition vers la Formation d'Arcet carbonatée.

Les Marnes de Cassoua ont été datées à partir des échantillons prélevés par D. Boulanger dans la localité-type (DB 212, 615, 617) et dans un affleurement de Saint-Pierre d'Iroube (DB 1173). Leur faune appartient à la Zone à *Planorotalites pseudomenardii* : *P. pseudomenardii*, *P. chapmani*, *P. pusillus pusillus*, *M. velascoensis*, *M. aequa*, *M. occlusus*, *A. nitida*, *A. mckannai*, *A. primitiva*, *Subbotina linaperta* et *S. velascoensis*. La même microfaune a été observée dans les puits Saint-Jean-de-Marsacq 1 (820 m) et Sainte-Marie-de-Gosse 1 (810 m, fig. 3 et 8). Comme ces marnes surmontent la Formation de Lasseube de la Zone NP 7 de la coupe de Bidart (Tsizaraina, 1984), on peut supposer qu'elles appartiennent à la Zone NP 8. Leur faciès est bathyal, avec une profondeur de la tranche d'eau supérieure à 500 m, déduite par la présence des *Nuttallides* dans la localité-type. Elles représentent donc un milieu plus profond que les Calcaires de Lasseube sous-jacents, révélant un événement qui est en relation avec la transgression des Couches de Houns.

Formation d'Arcet

Compte tenu de la dolomitisation importante de la formation, très peu d'éléments faunistiques permettent la datation de sa partie inférieure. D. Boulanger (1968) mentionne *Elianella elegans*, algue danienne, dans un affleurement près d'Hauriet (Anticlinal d'Audignon). P. Besème (1962) a déterminé une microfaune composée de *Morozovella angulata*, *M. pseudobulloides* et *Planorotalites compressus* de la partie médiane des Couches de Buane. Il a observé *Morozovella angulata* et *M. pseudobulloides* dans sa partie supérieure, dans le deuxième niveau à *Microcodium*. Les espèces citées indiquent la Zone à *M. angulata* d'après les conceptions actuelles. Or, P. Besème les a également observés dans la Formation de Pont-Labau près de Gan, avec *Orbitoclypeus seunesi*, forme apparaissant dans la Zone à *Planorotalites pseudomenardii*. Cet auteur utilise donc ces espèces dans un sens plus large qu'actuellement (fig. 4). On peut supposer que ces associations soient postérieures à la Zone à *Morozovella angulata*.

P.L. Blanc (1973) a trouvé dans les poches karstiques du Sénonien près de Roquefort une faunule avec *M. angulata*, *M. cf. pseudobulloides*, *Planorotalites cf. ehrenbergi*. Cette association peut indiquer l'intervalle des zones à *M. angulata* et *P. pseudomenardii*. La microfaune observée dans les sondages Gourbera 1 et Laborde 1 (*P. cf. compressus*, *M. pseudobulloides*, *S. triloculinoides*) est plus ancienne, représentant l'intervalle des zones à *Morozovella pseudobulloides* - *M. uncinata* (fig. 8).

Les Couches de Buane ont été datées dans les environs de Tercis. Leur premier dépôt, un calcaire argileux reposant sur la Formation de Lasseube, contient déjà quelques operculines et *Orbitoclypeus* (Cuvillier, 1943). Il appartient donc à la Zone à *Planorotalites pseudomenardii*. Les foraminifères planctoniques de cette couche ne permettent pas une datation si précise dans la coupe de Subercamp (*Morozovella acutispira*, *M. oclusa*, *Subbotina triloculinoides*, zones à *Planorotalites pusillus pusillus* et *P. pseudomenardii*). D. Boulanger et L. Lezaud (1965) et D. Boulanger (1968) mentionnent *Heliolithus kleinpellii* et *Micraster tere-*

sis de la coupe de Subercamp, au-dessus du niveau conglomératique. L'association de ces espèces indique la Zone NP 6 (Tambareau, 1995).

Les affleurements de l'Anticlinal d'Audignon ont livré *Orbitoclypeus seunesi* et *Operculina heberti* à la base des Couches de Houns et *Glomalveolina primaeva* dans sa partie supérieure. Les corrélations diagraphiques avec la Formation de Pont-Labau et les coupes des environs de Tercis (Sébastopol 102, Géothermie Dax 1) suggèrent que les Couches de Houns sur l'Anticlinal d'Audignon appartiennent à la Zone NP 8 (fig. 8 et 9). Le log de fin de sondage du forage Gayat 1 mentionne *Glomalveolina primaeva* dans les Couches de Houns inférieures (fig. 7). Les calcaires sommitaux attribués aux Couches de Houns supérieures sont dépourvus de fossiles indicateurs, mais les corrélations diagraphiques suggèrent leur appartenance à la Zone à *G. levis* (fig. 5 et 7).

Formation de Meilhan

Les Calcaires de Meilhan ont été datés de la Zone à *Alveolina cucumiformis* dans leur localité-type (Sztrákos, 1996). Nous avons observé la Zone NP9 dans les calcaires à *Nummulites gamardensis* surmontant les Sables de Louer sur la coupe du Pont du Louts avec la flore suivante : *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster multiradiatus*, *Ericsonia subpertusa*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Sphenolithus moriformis*, *Toweius callosus*.

Dans le sondage Gamarde-les-Bains 1, le Calcaire de Meilhan inférieur (460-398 m) débute par un horizon à *Alveolina cf. cucumiformis* et *A. avellana* (440 m, fig. 9). Au-dessus apparaissent *Operculina cf. ornata*, *Nummulites fraasi* et *N. gamardensis* (420 m). Le Calcaire de Meilhan supérieur (388-366 m), reposant sur les Sables de Louer (398-388 m), commence également par un niveau à alvéolines (*A. avellana*, *Glomalveolina lepidula*), puis on observe *Operculina gr. ornata*, *Nummulites gamardensis* et *N. gr. deserti* dans les niveaux supérieurs (380 m). Ces faunes définissent les zones à *Alveolina cucumiformis* et *Nummulites fraasi* dans la totalité du membre. Au-dessus, les Marnes du Louts contiennent déjà *Nummulites exilis* dans ce forage. En revanche, elles

appartiennent probablement à la Zone à *N. robustiformis* dans la coupe de Louer, compte tenu de la présence de *N. gamardensis* et *N. pontis*, espèces inconnues dans la Zone à *N. exilis* avec une association de nannoflore de la Zone NP 10 et avec une microfaune de la Zone à *Morozovella subbotinae* (Kapellos et Schaub, 1973 ; Michoux, 1988). Les Marnes du Louts apparaissent dès la Zone NP 9 dans d'autres coupes, comme dans le sondage Laméac 1.

Les Calcaires de Meilhan du sondage Gourbera 1 sont pauvres en nannofossiles. La présence de rares *Coccolithus cavus*, *Discoaster multiradiatus*, *Ericsonia subpertus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Heliolithus kleinpellii*, *Sphenolithus anarophus*, *Toweius callosus* montre la Zone NP 9 dans les échantillons de 1832,6 et 1835,5 m. Une surface de ravinement sépare ces calcaires des Couches d'Horbazou appartenant à la Zone NP 10 (fig. 8).

Les Calcaires de Meilhan ont livré de grands foraminifères dans les sondages Garrosse 1 (1620 m : *Nummulites cf. fraasi*, 1640 m : *Alveolina cf. avellana*, *Assilina* sp.) ; Marpaps 1 (1740 et 1770 m : *Alveolina cf. avellana*, *A. cf. dolioliformis*) et Buret 1 (1350 m : *A. cf. avellana*) (fig. 8 et 9). Plus à l'est, L. Hottinger (1960) et H. Schaub (1981) ont observé une faune appartenant aux zones à *Alveolina cucumiformis* et *Nummulites fraasi* dans les calcaires et marnes noduleux d'Orignac (au nord de Bagnère-de-Bigorre).

Un niveau de calcaire argileux à la base de cette formation (faciès de transition vers les Couches du Pillardou) contient *Operculina* sp. et *Assilina cf. prisca* dans le puits Haget 1 (1110-1130 m, fig. 6 et 7). Les nannofossiles calcaires étaient représentés à 1110 m par *Coccolithus pelagicus*, *Ericsonia subpertusa*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Heliolithus kleinpellii*, *Toweius craticulus*, *T. occultatus* et un individu mal conservé, peut-être remanié de *Chiasmolithus danicus*. Le même horizon a été daté de la Zone NP 9 avec certitude dans le sondage Laméac 1 (870 m) : *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus robustus*, *Discoaster multiradiatus*, *Ericsonia subpertusa*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Heliolithus kleinpellii*, *Sphenolithus anarrhopus*, *Toweius eminens* et *T. towae*.

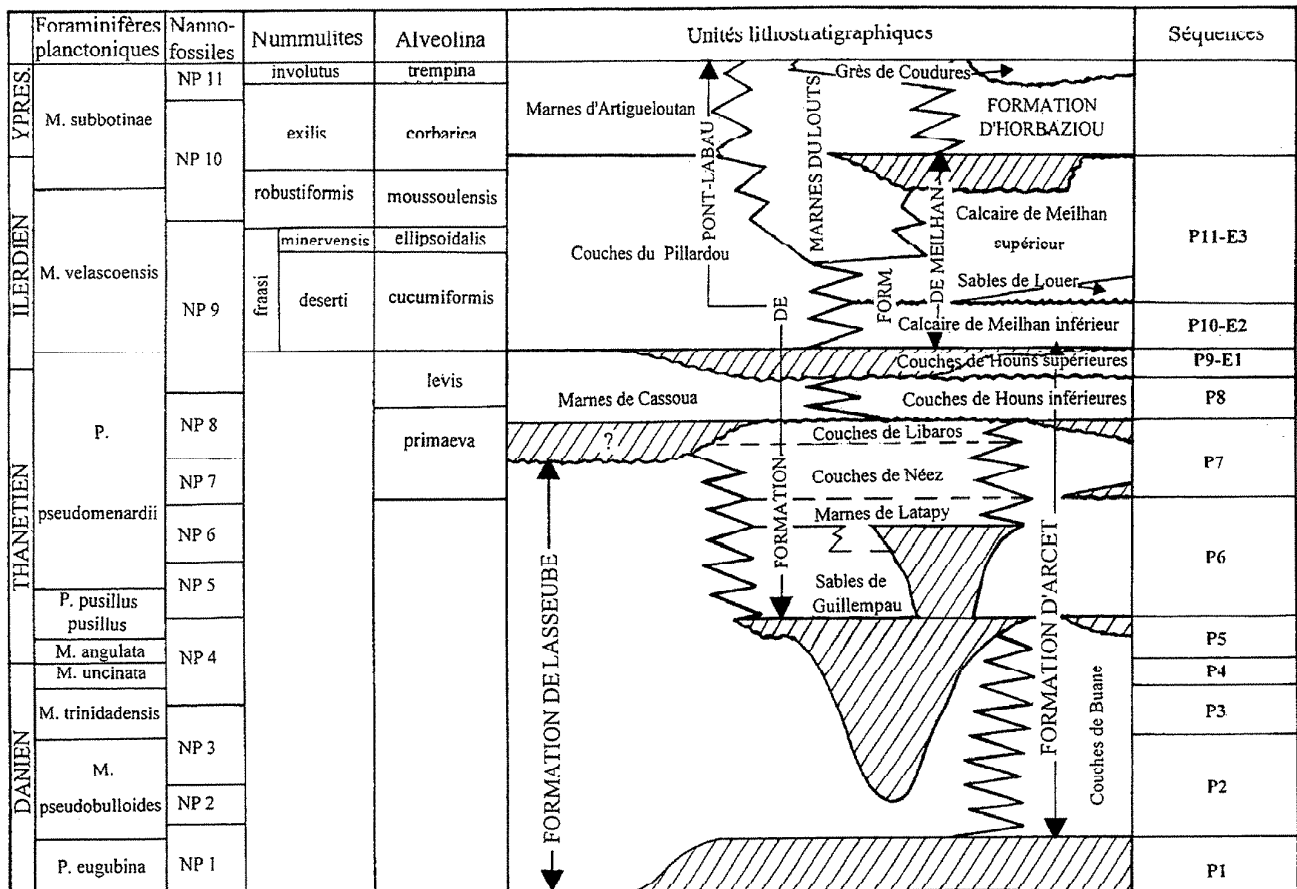


Fig. 11.- Synthèse des corrélations des formations et des membres du Paléocène et de l'Ilerdien (p.p.) dans le Bassin de l'Adour.

Fig. 11.- Correlation of the Paleocene and Ilerdian (p.p.) formations and members in the Adour Basin.

Les données actuellement disponibles montrent donc que les Calcaires de Meilhan appartiennent aux zones à *Alveolina cucumiformis*, *Nummulites fraasi* et NP 9. La présence des zones à *Alveolina ellipsoidalis*, *Nummulites robustiformis* et NP 10 basale est probable au sommet, dans la partie orientale du Bassin de l'Adour, compte tenu des corrélations diagraphiques et de l'analyse séquentielle, mais ces biozones n'ont pu être identifiées d'une façon formelle.

La figure 11 résume la position stratigraphique et les corrélations entre les formations paléocènes et ilerdiennes du Bassin de l'Adour.

Corrélations à l'échelle du Bassin sud-aquitain et interprétation séquentielle

La datation des formations en affleurements et dans les forages pétroliers apporte le cadre stratigraphique régional permettant

de réaliser les corrélations à travers tout le Bassin sud-aquitain depuis la Côte Atlantique (coupe de Bidart-Nord et forage de Sainte-Marie-de-Gosse 1, fig. 3) jusqu'aux confins du Béarn (coupes du Pont-Labau et forage d'Artigueloutan 101, fig. 4) et de la Bigorre. A partir de cette région où est situé le forage de Libaros 1 (fig. 5), il est possible d'établir les corrélations avec les affleurements continus des Comminges aux Corbières et au Bas-Languedoc (fig. 1).

Dans la région à l'est de la Bigorre et jusqu'au Bas-Languedoc, nous avons repris les travaux détaillés de J. Villatte (1962), P. Freyret (1970, 1975), Y. Tambareau (1972, 1995), M. Massieux *et al.* (1981), J.C. Plaziat (1970, 1972, 1975 b, 1984), J.C. Plaziat *et al.* (1975) et Y. Tambareau *et al.* (1995) pour effectuer une interprétation séquentielle du Paléocène et de l'Ilerdien sud-aquitains.

Nous comparons l'histoire séquentielle du Bassin sud-aquitain avec celles des bassins parisien et sud-pyrénéen afin

de discerner les événements géodynamiques locaux, régionaux ou à l'échelle d'une plaque tectonique. De plus, l'analyse séquentielle est un outil précieux, complémentaire de la biostratigraphie, pour la corrélation des stratotypes définis dans les domaines nordique et mésogécén. Ceci permet de préciser les corrélations déjà établies entre ces deux domaines (Plaziat, 1975 b, 1983, 1986).

Le Danien du sud de l'Aquitaine est formé de quatre séquences de dépôt appartenant à la partie inférieure des Formations de Lasseube et d'Arcet (fig. 11 et 12). Depuis les Comminges et jusqu'aux Corbières, une émigration généralisée avec le dépôt des marnes fluvio-lacustres rouges « vitrolliennes » à *Microcodium* (Tambareau *et al.*, 1995) marque une période régressive à la fin du Danien et au début du Thanétien.

Dès le Thanétien inférieur, un changement paléogéographique majeur est marqué par l'apparition d'une sédimentation

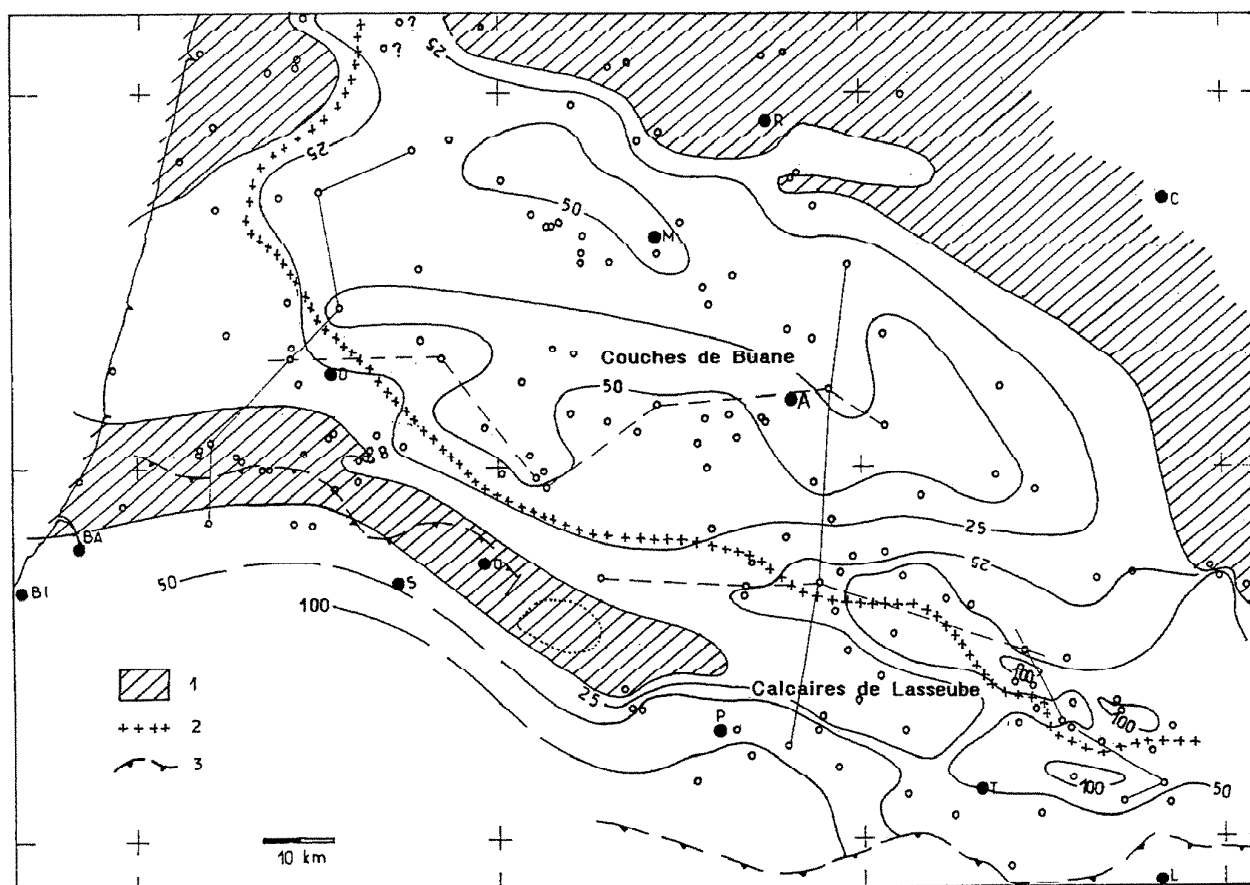


Fig. 12.- Carte des isopaches du Danien et du Thanétien inférieur (P1 à P5) dans le Bassin de l'Adour. 1 : lacune d'érosion ; 2 : limite des Couches de Buane et des Calcaires de Lasseube ; 3 : Chevauchement nord-pyrénéen.

Fig. 12.- Isopach map of the Danian and Lower Thanetian (P1-P5) in the Adour Basin. 1: erosional gap; 2: boundary of the Buane Beds and Lasseube Formation limestone; 3: North Pyrenean Thrust.

détritique dans la partie sud du bassin qui se poursuivra jusqu'à l'Yprésien, avec quatre séquences de dépôt au Thanétien et trois à l'Ilerdien.

Compte tenu des incertitudes dans la définition de la limite Paléocène-Eocène, les trois dernières séquences de dépôt portent une double numérotation P et E.

La séquence de dépôt P1 (Zone à *P. eugubina* (P1a)). Cette séquence a été décrite uniquement sur les affleurements de Bidart-Nord par M.J. Fondécave-Wallez *et al.* (1995) et se retrouve dans le forage de Sainte-Marie-de-Gosse 1 (SMG 1) avec des valeurs de gamma-ray faibles, caractéristiques d'un calcaire propre (fig. 3).

Dans les affleurements du Béarn, cette séquence est absente mais la microfaune de cet âge se trouve localement remaniée dans les calcaires de la base de la séquence P2 (Seyve, 1984 a, b).

Dans le Bassin parisien, la séquence représentée par la Formation du Mont Aimé-Vertus pourrait avoir un âge Danien inférieur (Bignot, 1993) tandis qu'il existe un hiatus de sédimentation dans le Bassin sud-pyrénéen (Serra-Kiel *et al.*, 1994).

La séquence de dépôt P2 (Zone à *M. pseudobulloides* (P1b)). Cette séquence est reconnue à Bidart-Nord (Fondécave-Wallez *et al.*, 1995) et dans le forage SMG 1 ainsi que dans les coupes du Béarn où elle inaugure la Formation de Lasseube (Seyve, 1984 a, b) (fig. 3 et 4). Cette séquence n'existe probablement plus dans le forage de Libaros 1 (fig. 5) et demeure inconnue au-delà vers l'est. Il est possible que la sédimentation commence par cette séquence au nord de Dax (Gourbera 1, Laborde 1 ; fig. 8).

A cette faible extension dans le Bassin de l'Adour, s'ajoute l'absence

dépôt de cet âge dans le Bassin parisien et dans le Bassin sud-pyrénéen.

La séquence de dépôt P3 (Zone à *M. trinidadensis* (P1c)). Sur la coupe de Bidart-Nord, M.J. Fondécave-Wallez *et al.* (1995) ont assimilé des brèches slumpées à la base d'une séquence tronquée par une faille. Dans le forage SMG 1, cette séquence est identifiée à des calcaires francs (fig. 3). Dans le forage Artigueloutan 101 (Art 101) également, des calcaires homogènes présentent des valeurs de temps de transit (log acoustique) plus fortes que celles des calcaires sous-jacents et ont leurs équivalents sur les affleurements de Pont-Labau (fig. 4). Enfin dans le forage de Libaros 1, cette séquence inaugurerait directement la sédimentation du Cénozoïque (fig. 5).

Au-delà, à proximité de Saint-Marcet, le Danien présente encore un calcaire à miliolides, bryozoaires et polypiers. En

revanche dans les Petites-Pyrénées, cet étage débute par des calcaires dolomitiques à miliolidés et débris de *Microcodium*, parfois à lits de lignites et de dolomies, suivis de calcaires sublithographiques à *Dissostoma pyrenaicum*, *Microcodium* et silex puis d'argiles rouges ou bariolées à concrétions carbonatées.

Les calcaires dolomitiques à miliolidés ont été datés sur le flanc nord du Synclinal de Fabas à la suite de la découverte de *Danea californica* (Gruas-Cavagnetto *et al.*, 1992). Ceci permet d'attribuer ces calcaires à la séquence de dépôt P3.

Au-delà de la vallée du Volp et dans le Plantaurel, le Danien débute par une dolomie pseudo-oolithique métrique surmontée par des calcaires sublithographiques lacustres de 10 à 20 mètres d'épaisseur ; au-dessus, des calcaires noduleux sont recouverts d'argiles rouges à bariolées. Ces calcaires lacustres ont été datés de la Super-Zone à *Dughiella bacillaris* par M. Massieux *et al.* (1981) sur le flanc nord de l'Anticlinal du Dreuilhe.

Dans les Corbières et jusqu'en Provence, le Danien est représenté par les faciès fluvio-lacustres à *Microcodium* et à paléosols, de domaine fluvial et de plaine d'inondation.

La séquence de dépôt ainsi décrite correspond à l'unité sédimentaire T1 de Y. Tambareau *et al.* (1995).

Dans le Bassin parisien, les récifs de Vigny et de Montainville ainsi que les calcaires de Meudon et de Laversines appartiennent à une séquence (Bignot, 1993), pouvant être contemporaine à la séquence P3. Dans le Bassin sud-pyrénéen, la sédimentation du Danien débute à cet âge (Serra-Kiel *et al.*, 1994). Cela marquerait ainsi pour les trois bassins le maximum de transgression du cycle de second ordre recouvrant tout le Danien.

La séquence de dépôt P4 (Zone à *M. uncinata* (P2)). Des calcaires argileux finement détritiques individualisés comme l'intervalle transgressif d'une séquence par M.J. Fondécave-Wallez *et al.* (1995) sur la coupe de Bidart-Nord, sont reconnus aisément dans le forage SMG 1 sous un faciès de calcaires argileux également (fig. 3). Ces calcaires pré-

sentent en eux-mêmes une unité sédimentaire propre à une séquence de dépôt.

Sur les affleurements de Pont-Labau, la Zone à *M. uncinata* n'a pas été mise en évidence (fig. 4) ; les dépôts de cet âge semblent être absents également dans le Béarn et au-delà vers l'est.

D'extension très réduite dans le Bassin de l'Adour, cette séquence n'existe pas dans le Bassin parisien tandis que dans le Bassin sud-pyrénéen, elle n'a pas été individualisée dans les dépôts daniens.

La séquence de dépôt P5 (zones à *M. angulata* (P3a) et à *P. pusillus pusillus* base (P3b) ; NP4). Sur la coupe de Bidart-Nord, S.K. Haslett (1994) identifie la Zone à *M. angulata* dans des calcaires micritiques. Ces calcaires propres sont également reconnus dans le forage SMG 1 (fig. 3) et affleurent dans les environs de Tercis (Kieken et Thibault, 1975) et peut-être à Roquefort (Blanc, 1973).

Interprétés comme un intervalle de haut-niveau par M.J. Fondécave-Wallez *et al.* (1995), nous considérons que ces calcaires forment une nouvelle séquence de dépôt.

A Pont-Labau et dans les forages Art 101 et Libaros 1 (fig. 4 et 5), cette séquence est représentée par les derniers dépôts de la Formation de Lasseube.

Dans les Comminges et plus à l'est, cette séquence n'a pas été identifiée ; elle peut être confondue avec les dépôts fluvio-lacustres déjà présents au Danien.

Absente dans le Bassin parisien, cette séquence semble débiter dans la Zone à *P. pusillus pusillus* dans le Bassin sud-pyrénéen (Serra-Kiel *et al.*, 1994).

La séquence de dépôt P6 est séparée de la précédente par une forte érosion, localisée dans la partie médiane des zones à *P. pusillus pusillus* et NP4. Cette période d'érosion est de courte durée dans la partie méridionale du Béarn, mais elle se prolonge au nord de Pau, jusqu'à la base de la Zone NP6 (paraséquence P6.2). Il en résulte une variation importante d'épaisseur du Danien et du Thanétien basal (fig. 12). Ces étages sont absents à l'aplomb d'une ride ouest-est se situant entre Labenne et l'Anticlinal de Saint-Lon, s'incurvant ensuite vers le

sud-est, dans la direction de Lacq. Les épaisseurs des séquences de dépôt P1 à P5 augmentent progressivement au nord et au sud de cet axe, les valeurs maximales étant observées au sud d'Orthez et de Pau et au nord-est de Tarbes.

La première paraséquence (P6.1) représenterait un prisme de bas-niveau uniquement localisé dans le Sillon nord-pyrénéen (fig. 4 et 13). Les deux paraséquences suivantes (P6.2 et P6.3) forment l'intervalle transgressif tandis que la dernière paraséquence (P6.4) appartient au prisme de haut-niveau peu développé. Le maximum transgressif est situé à la base de la paraséquence P6.4.

Dans le Bassin parisien au même moment, se déposait la partie inférieure du Tuffeau du Moulin-Compensé datée de la Zone NP6 par M.C. Janin et G. Bignot (1993) qui représente la première invasion marine depuis le Danien. J. Serra-Kiel *et al.* (1994) ne distinguent qu'une seule séquence pendant la Zone à *P. pseudomenardii* dans le Bassin sud-pyrénéen du fait même de la succession de faciès marins profonds.

- **paraséquence P6.1** (sommet de la Zone à *P. pusillus pusillus* (P3b), sommet de NP4 et base de NP5). La première paraséquence est représentée sur les affleurements du Pont-Labau et dans le forage de Gayat 1 par la partie inférieure des Sables de Guillempau (fig. 4 et 7). A Bidart-Nord, la Zone NP5 existe au moins dans les calcaires propres de la base de séquence P6 qui surmontent par ailleurs une belle surface de ravinement (fig. 3). Cette paraséquence est uniquement développée dans le Sillon nord-pyrénéen (fig. 13).

- **paraséquence P6.2** (Zone à *P. pseudomenardii* (P4), NP6). Dans le Bassin de l'Adour, cette paraséquence inaugure souvent la deuxième séquence du Thanétien ; la base ravine le Thanétien inférieur ou le Danien et souligne une importante lacune. Les dépôts de cette paraséquence se reconnaissent par l'augmentation brusque de la teneur en argile dans les Couches de Buane. Dans le forage SMG 1 (fig. 3), la belle évolution de la courbe du gamma-ray traduit le cortège transgressif de la séquence de dépôt P6.

Les dépôts de cette paraséquence apparaissent également dans la région de

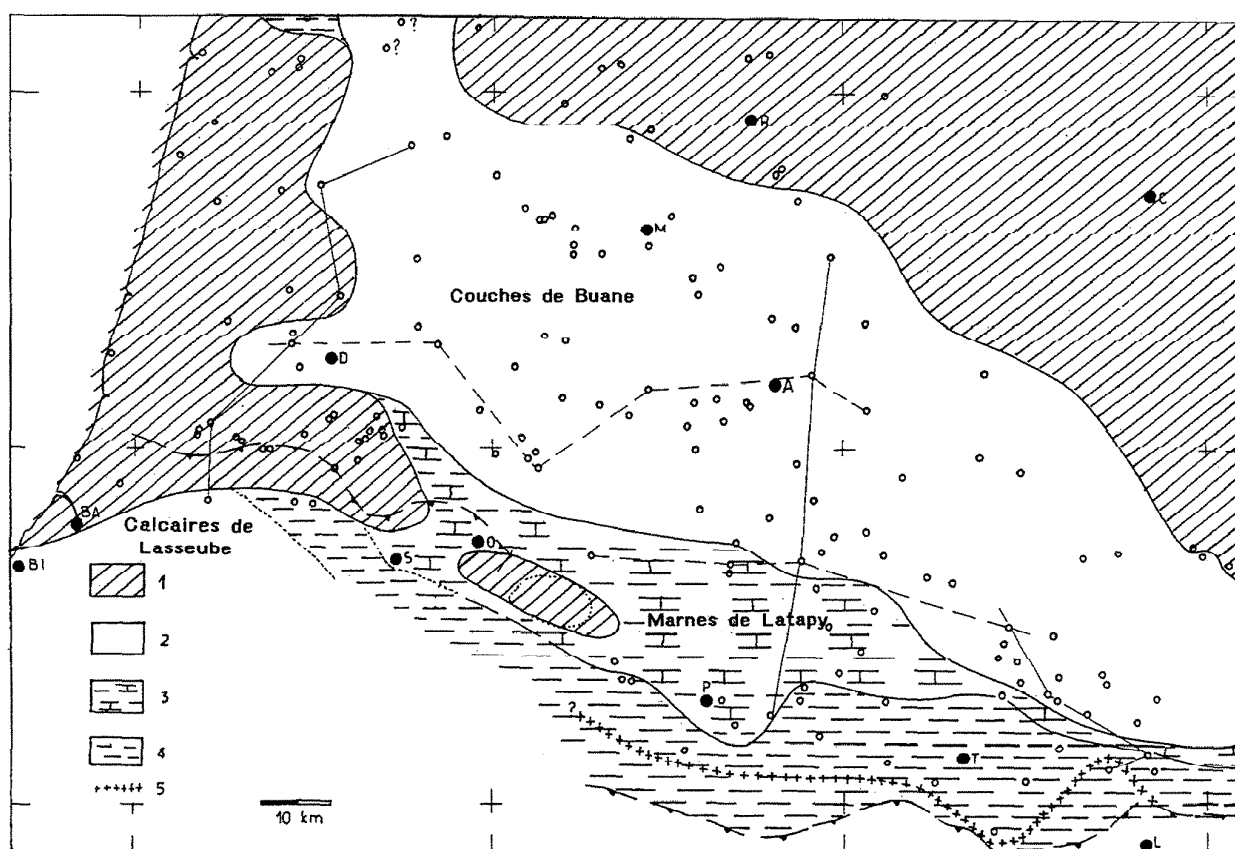


Fig. 13.- Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif de la séquence P6 (paraséquence P6.4) du Thanétien. 1 : lacune d'érosion ; 2 : plate-forme carbonatée ; 3 : bordure de la plate-forme ; 4 : bassin ; 5 : limite d'extension septentrionale des Sables de Guillempau (paraséquences P6.1 à P6.3).

Fig. 13.- Paleogeographic map of the transgressive interval of the Thanetian sequence P6 (paraséquence P6.4). 1: erosional gap; 2: carbonate platform; 3: platform margin; 4: basin; 5: northern boundary of the Guillempau Sands (paraséquences P6.1 to P6.3).

Pau et de Tarbes. Au-dessus d'une discontinuité, des marnes sableuses dans le Béarn et la Bigorre (affleurements du Pont-Labau, forages Art 101 et Libaros 1 ; fig. 4 et 5) inaugurent une sédimentation essentiellement détritique et appartiennent à la partie inférieure des Marnes de Latapy.

Dans les Petites-Pyrénées et jusqu'à l'ouest de la vallée du Volp, un ensemble de calcaires à miliolidés, épais de 4 à 10 mètres, présente d'abord des calcaires à miliolidés et *Miscellanea* puis à madréporaires et *Echinanthus*, ensuite un banc de grès calcaréo-glaucconieux et enfin des calcaires gréseux à algues, bryozoaires et échinoïdes marquant le maximum de transgression de la paraséquence. Au-dessus, des calcaires argilo-gréseux à naticidés, épais de 5 à 15 mètres peuvent localement s'achever par des sables et grès littoraux (0 à 15 mètres) dans la région d'Aurignac (fig. 5). Cette évolution sédimentaire qui forme la parasé-

quence P6.2 correspond à l'unité sédimentaire T2 de Y. Tambareau *et al.* (1995).

Entre les vallées du Volp et de l'Arize, un ensemble de calcaires plus ou moins argilo-gréseux à algues, miliolidés et *Echinanthus* représente la paraséquence sur une dizaine de mètres d'épaisseur.

Au-delà de l'Arize, dans le Plantaurel, les dépôts de cette paraséquence appartiennent à un ensemble de calcaires compacts, graveleux, plus ou moins argileux à miliolidés, madréporaires et à algues qui persiste également pendant la paraséquence de dépôt P6.3. Au Pas du Portel, une intercalation de calcaire brun lacustre (3 mètres) apparaît dans cet ensemble et signe la période régressive au sommet de la paraséquence P6.2. Dans la région de Foix, les paraséquences P6.2, P6.3 et P6.4 contiennent encore des calcaires à algues, madréporaires et miliolidés mais de moins en

moins épais en progressant vers l'est ; ces paraséquences s'achèvent chacune par des calcaires lacustres plus ou moins dolomitiques et des marnes rouges continentales de plus en plus épaisses. Ces formations lacustres à fluviales envahissent totalement l'ensemble de la série à la latitude de l'Anticlinal de Puivert et se poursuivent dans les Corbières.

- **paraséquence P6.3** (Zone à *P. pseudomenardii* (P4), NP6). Cette paraséquence est comprise dans la partie argileuse médiane des Couches de Buane.

Dans le Béarn et la Bigorre (affleurements du Pont-Labau, forages Art 101 et Libaros 1 ; fig. 4 et 5), la paraséquence débute par des calcaires bioclastiques qui laissent place de nouveau à des sédiments marno-sableux ; ces sédiments appartiennent à la partie moyenne des Marnes de Latapy. Le faciès sableux peut envahir l'ensemble de la paraséquence dans la

région de Pau au droit des systèmes deltaïques méridionaux et forme alors la partie supérieure des Sables de Guillempau.

Latéralement vers les Petites-Pyrénées, les marnes sableuses du Béarn passent à la base à des calcaires à algues (3 à 5 mètres) puis à des calcaires à mollusques et madréporaires (faune de Biouès ; 3 à 6 mètres), marquant le maximum de transgression de la paraséquence, enfin vers le sommet à des sables à *Echinanthus* et à huîtres, sur 15 à 20 mètres d'épaisseur (fig. 5).

B. Peyberness *et al.* (1996) interprètent ces sables comme le prisme de bas-niveau d'une séquence ayant pour intervalle transgressif les Couches à *Micraster terzensis* (paraséquence P6.4 possédant le maximum transgressif de la séquence P6) ; nous constatons plutôt que les corps sableux s'inscrivent dans la phase régressive des paraséquences qui ne possèdent pas de bas-niveau étant déjà situées paléogéographiquement sur la plateforme.

Entre les vallées du Volp et de l'Arize, comme dans la première paraséquence, des calcaires plus ou moins argileux à algues, miliolidés et *Echinanthus* sont épais au plus d'une dizaine de mètres.

Dans le Plantaurel, des calcaires argileux à algues, madréporaires et bryozoaires sont remplacés latéralement par des faciès lacustres et fluviaux comme cela a déjà été observé pour la paraséquence P6.2.

- **paraséquence P6.4** (Zone à *P. pseudomenardii* (P4), NP6). Dans tout le Bassin sud-aquitain, cette paraséquence est bien reconnaissable par ses faciès transgressifs souvent grésoglaucieux d'abord à *Micraster terzensis* seul, puis associé à *Orbitoclypeus seunesi* et *Operculina heberti*. Ces faciès signent le maximum transgressif de la séquence P6 tandis que la partie supérieure de la paraséquence appartient au prisme de haut-niveau peu développé.

Dans le Bassin de l'Adour, cette paraséquence est toujours contenue dans la partie argileuse médiane des Couches de Buane et présente à son sommet des *Microcodium* autour de l'Anticlinal d'Audignon (fig. 9). Cela souligne une émergence prolongée.

Dans les forages Art 101 et Libaros 1, la partie supérieure des Marnes de Latapy forme une paraséquence débutant par des calcaires bioclastiques suivis de sables argilo-calcaires tandis que sur les affleurements de Pont-Labau, cette séquence est représentée par des marnes silteuses (fig. 4 et 5).

Dans les Petites-Pyrénées, des calcaires gréseux transgressifs, glaucieux à la base, passent à des calcaires argilo-glaucieux à globigérines signant le maximum d'inondation de la séquence P6 (base de l'unité sédimentaire T3 de Y. Tambareau *et al.*, 1995).

Au-dessus, de nouveau réapparaissent des calcaires gréseux à mollusques puis des grès calcaires appartenant au prisme de haut-niveau. L'ensemble est alors épais de 15 à 20 mètres.

Jusqu'à la vallée du Volp, les calcaires gréseux renferment *Micraster terzensis*.

Au Pas du Portel, la paraséquence présente des calcaires gréseux à gastéropodes, des calcaires à madréporaires puis des calcaires rouge lie-de-vin à miliolites (3 mètres ; Villatte, 1962). Comme dans les paraséquences P6.2 et P6.3, les calcaires marins disparaissent à la latitude de Puivert pour laisser la place aux calcaires lacustres et aux argiles rouges.

Dans la partie orientale du Bassin sud-aquitain, si la régression à la limite des séquences P6 et P7 est de courte durée, en revanche dans le Bassin de l'Adour, on observe une émergence avec développement de *Microcodium* (fig. 9).

L'extension de la séquence P6 (fig.13) est à peu près identique à celles du Danien. Le faciès argileux bathyal occupe le sud du Bassin de l'Adour et réapparaît au nord de Mézos. Vers le nord du bassin, ce faciès passe latéralement aux carbonates des Couches de Buane et vers l'ouest, aux Calcaires de Lasseube circalittoraux-épibathyaux. En revanche vers l'est, l'extension de la séquence est très importante avec le développement considérable des faciès lacustres et fluviaux vers les Corbières.

La séquence de dépôt P7. Cette séquence correspond au sommet de l'unité sédimentaire T3 de Y. Tambareau *et al.* (1995) dans les Pyrénées centre-

orientales. A la courte évolution régressive à la fin de la séquence P6, succède une nouvelle séquence dont le maximum transgressif est presque confondu avec la surface de transgression.

Dans le Bassin sud-aquitain, le maximum transgressif de cette séquence est daté de la Zone NP7 (paraséquence P7.1) ; en revanche dans le Bassin parisien, il y aurait lacune de cette biozone et de la partie inférieure de la Zone NP8 (Janin et Bignot, 1993).

- **paraséquence P7.1** (Zone à *P. pseudomenardii* (P4), NP7). Cette paraséquence représente l'intervalle transgressif et correspond à la partie inférieure des Couches de Nééz formée de calcaires sablo-argileux. Ces derniers sont reconnus sur les affleurements de Pont-Labau et dans les forages Art 101 et Libaros 1, avec une signature diagraphique bien discernable (fig. 4 et 5).

Autour de Dax, cette paraséquence présente des niveaux riches en *Orbitoclypeus seunesi* (Sébastopol 102), appartenant à la Formation d'Arcet (fig. 8 et 9).

A Bidart-Nord et dans le forage SMG 1, elle est incluse dans les calcaires argileux de la Zone NP7, au sommet des Calcaires de Lasseube (fig. 3).

Dans les Petites-Pyrénées et jusqu'à la vallée du Volp, des calcaires gréseux à *Echinanthus*, *Orbitoclypeus seunesi*, *Operculina heberti* et *Ranikothalia sindensis* sont plus ou moins envahis au sommet par des calcaires argileux à algues. L'ensemble ne dépasse pas 10 m d'épaisseur (fig. 5).

Au Pas-du-Portel et jusqu'à l'Anticlinal du Dreuilhe, la paraséquence est représentée par des calcaires argilo-glaucieux à *Operculina heberti* et *Ranikothalia sindensis*.

Dans la vallée de l'Aude et dans le Synclinal d'Arques, des calcaires argileux à algues, miliolidés et madréporaires sur 15 mètres d'épaisseur représenteraient cette paraséquence.

Enfin, les faciès marins disparaissent dans les Corbières septentrionales au profit des faciès fluvio-lacustres.

- **paraséquence P7.2** (Zone à *P. pseudomenardii* (P4), NP8, Zone à *Glomalveo-*

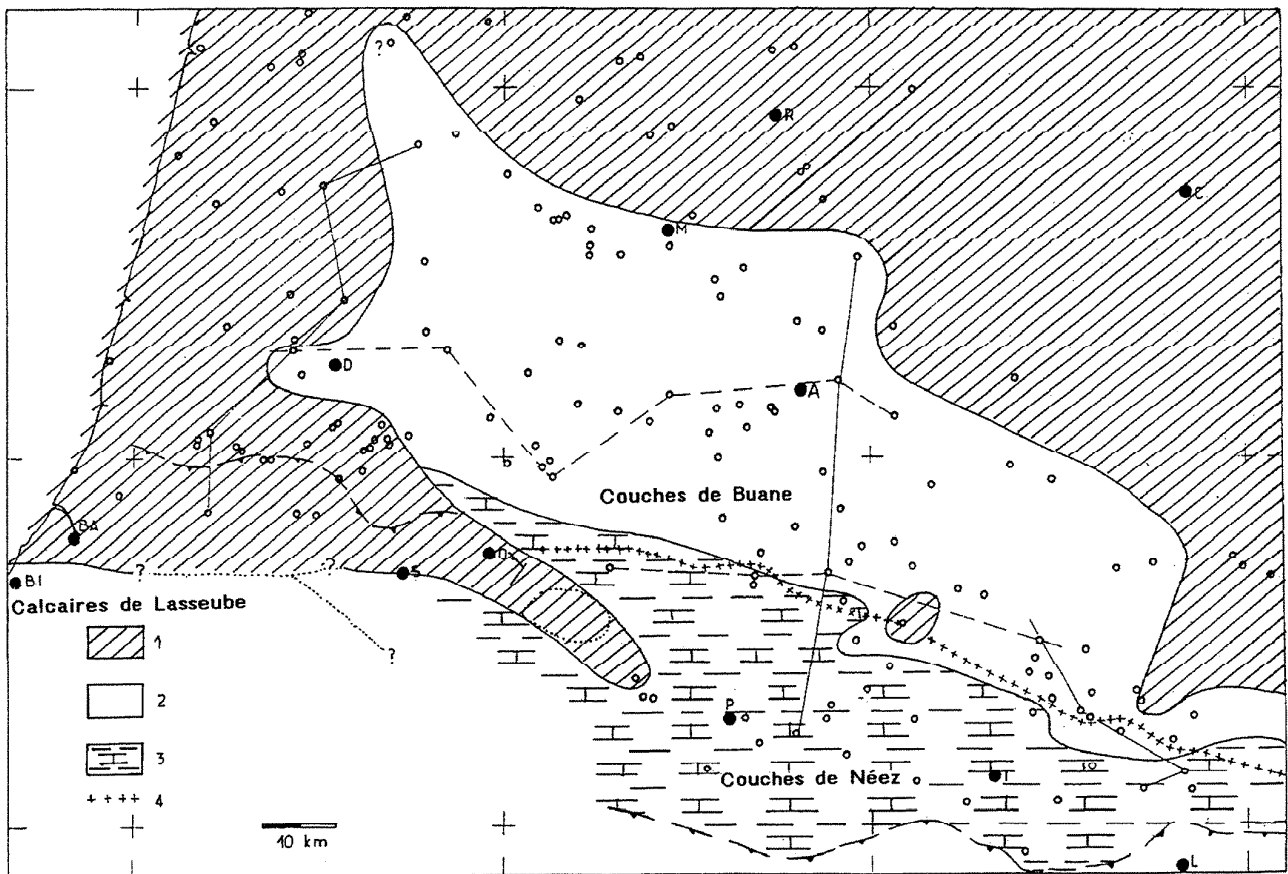


Fig. 14.- Carte paléogéographique de la séquence P7 du Thanétien. 1 : lacune d'érosion ; 2 : plate-forme carbonatée ; 3 : bordure de la plate-forme ; 4 : limite d'extension des Couches de Libaros (P7.4).

Fig. 14.- Paleogeographic map of the Thanetian sequence P7. 1: erosional gap; 2: carbonate platform; 3: platform margin; 4: boundary of the Libaros Beds (P7.4).

lina primaeva). Dans le Bassin de l'Adour, la paraséquence appartenant au prisme de haut-niveau de la séquence P7, est contenue dans la Formation d'Arcet.

Dans le Béarn et la Bigorre (affleurements de Pont-Labau, forages Art 101 et Libaros 1 ; fig. 4 et 5), la partie supérieure des Couches de Nééz forme une paraséquence de lithologie identique à la paraséquence précédente.

Des calcaires francs à *Glomalveolina primaeva*, *Fallotella alavensis*, *Ranikothalia sindensis* et miliolles, épais de 5 à 10 mètres dans les Petites-Pyrénées (fig. 5), passent à l'est de la vallée de l'Arize et dans le Plantaurel à des calcaires massifs à algues et madréporaires sur 15 à 20 mètres d'épaisseur.

Ces calcaires à algues seraient remplacés par des marnes à huîtres (10 à 12 mètres) dans la vallée de l'Aude et le Synclinal d'Arques qui disparaissent à leur tour

dans les Corbières septentrionales au profit des dépôts fluvio-lacustres.

- paraséquence P7.3 (Zone à *P. pseudomenardii* (P4), NP8, Zone à *Glomalveolina primaeva*).

Dans le Bassin de l'Adour, les calcaires de la paraséquence appartiennent toujours à la Formation d'Arcet.

L'apparition de *Glomalveolina primaeva* dans des turbidites calcaires provenant de la plate-forme proche au sommet des Calcaires de Nééz de la région de Pont-Labau, souligne la tendance régressive qui s'amplifie depuis la paraséquence P7.2 (fig. 5). La plate-forme est reconnue dans les Petites-Pyrénées, avec des calcaires gréseux à *Glomalveolina primaeva*, épais au maximum de 10 mètres, évoluant au sommet vers des marnes à huîtres et des calcaires lacustres associés parfois à des *Microcodium*. Ces derniers faciès ont envahi totalement la paraséquence à la

latitude de Puivert tandis que dans la vallée de l'Aude, des calcaires lacustres et des marnes continentales pourraient appartenir à cette paraséquence.

- paraséquence P7.4 (Zone à *P. pseudomenardii* (P4), NP8 probable). Cette paraséquence s'inscrit dans la partie supérieure du prisme de haut-niveau de la séquence de dépôt.

Dans la partie occidentale et septentrionale du Bassin de l'Adour, cette paraséquence est absente ; elle ne subsiste qu'au sud de l'Anticlinal d'Audignon et au sud-est de la ride de Garlin (fig. 14).

Sur les affleurements du Pont-Labau et dans les forages Art 101 et Libaros 1 (fig. 4 et 5), des marnes sableuses (Couches de Libaros) évoluant vers des calcaires graveleux adoptent une signature diagraphique permettant de bien les individualiser entre les calcaires de la paraséquence P7.3 et ceux de la base de la séquence P8.

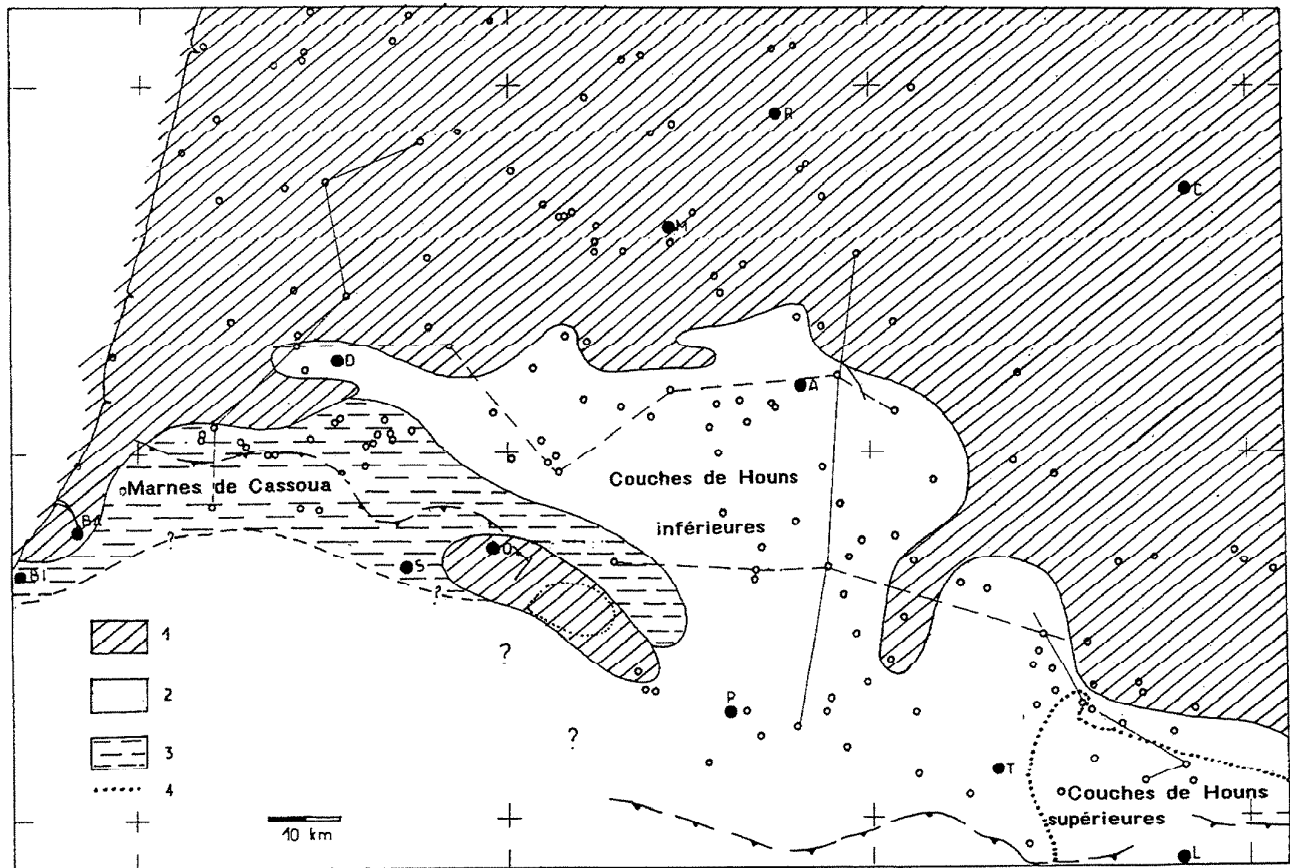


Fig. 15.- Carte paléogéographique des séquences P8 et P9-E1 du Thanétien supérieur à llerdien inférieur. 1 : lacune d'érosion ; 2 : plate-forme carbonatée ; 3 : bordure de la plate-forme et bassin ; 4 : limite d'extension des Couches de Houns supérieures (P9-E1).

Fig. 15 - Paleogeographic map of the Upper Thanetian to Lower Ilerdian sequences P8 and P9-E1. 1: erosional gap; 2: carbonate platform; 3: platform margin and basin; 4: boundary of the upper Houns Beds (P9-E1).

Dans le reste du Béarn, les Couches de Libaros sont représentées par des sables devenant ligniteux au sommet.

Ces mêmes couches passent latéralement dans la région de Saint-Gaudens aux Marnes à *Ostrea uncinifera* de domaine laguno-marin. Ces marnes apparaissent progressivement depuis le sommet de la paraséquence P7.3.

Dans les Petites-Pyrénées et dans le Plantaurel, sur une épaisseur de 40 mètres, on observe une dizaine d'alternances de marnes laguno-marines à huîtres et de calcaires laguno-lacustres qui marquent une rythmicité haute fréquence dans la paraséquence.

A la latitude de l'Anticlinal de Puivert, la formation passe progressivement depuis son sommet jusqu'à sa base à des argiles rouges et des calcaires lacustres.

L'extension de la séquence P7 est plus réduite que celle de la séquence P6 (fig. 14). Ceci est en liaison avec l'émersion qui a précédé le dépôt des Couches de Houns (P8), marquée par le développement des *Microcodium* dans les calcaires de l'Anticlinal d'Audignon (fig. 9). La limite des faciès argilo-sableux et de la plate-forme carbonatée varie peu entre la base de la séquence (Couches de Nééz) et le sommet (Couches de Libaros, fig. 14).

La séquence de dépôt P8 (Zone à *P. pseudomenardii* (P4), sommet de la Zone à *Glomalveolina primaeva*, base de la Zone à *Glomalveolina levis*). Dans l'unité sédimentaire T4 de Y. Tambareau *et al.* (1995) correspondant aux Couches de Houns, nous identifions deux séquences de dépôt (P8 et P9-E1) que J.C. Plaziat (1984) a reconnues dans les Corbières. Cet auteur a attribué la première trans-

gression au « Thanétien supérieur » et la seconde au « Sparnacien inférieur ».

Dans le Bassin de l'Adour, la partie inférieure des Couches de Houns marque de nouveau une séquence de dépôt fortement rétrogradante, avec des calcaires à *Orbitoclypeus seunesi* et *Operculina heberti* (Anticlinal d'Audignon) ou avec des calcaires à globigérines (Sébastienopol 102 ; fig. 8 et 9). A cette époque, les Marnes de Cassoua bathyales succèdent aux calcaires de la Formation de Lasseube dans la partie occidentale du Bassin de l'Adour (fig. 3, 6 et 8).

Dans le forage Art 101, les Couches de Houns ont une signature diagraphique caractéristique avec trois barres calcaires appartenant chacune à une paraséquence (fig. 4). Leur sommet peut être affecté par des *Microcodium* qui révèlent une émersion à la fin de la séquence (Jacque 1 ;

fig. 7). A Pont-Labau, cette séquence manque totalement.

L'extension de cette séquence est réduite dans le Bassin de l'Adour à la suite de l'érosion qui a eu lieu avant le dépôt du Calcaire de Meilhan inférieur (fig. 15).

Dans les Petites-Pyrénées, la séquence débute par des calcaires gréseux à miliolites suivis des sables argileux, épais d'une quinzaine de mètres. Cet ensemble passe latéralement dans la région de Boussens à des calcaires à *Echinanthus*, algues et madréporaires, épais de 10 à 15 mètres.

Cette séquence qui renferme encore *Glomalveolina primaeva* à la base, voit apparaître *Glomalveolina levis* dans sa partie médiane ; Y. Tambareau (1972, p.146) a relevé l'association de ces deux alvéolines dans les calcaires oolithiques (6 mètres) de plusieurs coupes du Plantaurel de part et d'autre de la vallée de l'Ariège (à Charameau et Marseillan notamment).

Sur l'Anticlinal de Puivert, les calcaires marins sont remplacés par des dépôts continentaux tandis que le sommet de la séquence P7 est affecté par des *Microcodium*.

En revanche en envahissant le golfe de Carcassonne, la mer a atteint les Corbières septentrionales et notamment le flanc nord du massif de Mouthoumet (à Lairière, Massieux, 1973), représentée par des calcaires à miliolites et à *Glomalveolina primaeva*, intercalés dans les épais dépôts fluviaux et lacustres à *Aplexa prisca*, caractéristique du Thanétien ; ces calcaires à miliolites forment la toute première incursion marine dans la série des Corbières septentrionales (Plaziat, 1970 ; 1984 ; Ellenberger *et al.*, 1987). Ils marquent le maximum de transgression de la séquence de dépôt P8, présente depuis le Bassin de l'Adour jusqu'aux Corbières occidentales.

Cette séquence de dépôt peut correspondre à la séquence représentée par la partie supérieure du Tuffeau du Moulin-Compensé, par les Sables de Châlons-sur-Vesle (datés de la partie supérieure de la Zone NP8 ; Janin et Bignot, 1993) et les Sables de Rilly dans le Bassin parisien (Cavelier, 1987).

La séquence de dépôt P9-E1 (partie inférieure de NP9, sommet de la Zone à *Glomalveolina levis*). Les dépôts de cette séquence sont transgressifs depuis la Digorre (forages de Gayat 1, Libaros 1, Jacque 1 ; fig. 5 et 7) jusqu'aux Corbières et décrivent deux paraséquences. En revanche vers l'ouest à partir du forage Haget 1 (fig. 6 et 7), cette séquence manque souvent à la suite de son érosion avant la transgression de la séquence P10-E2 (forage Art 101, affleurements de Pont-Labau (fig. 4) et du Bassin de l'Adour (fig. 15)). Dans le domaine de bassin profond occidental (Forage SMG 1), les Marnes de Cassoua perdurent probablement pendant cette séquence (fig. 3 et 15).

Dans les Petites-Pyrénées, des grès grossiers transgressifs à miliolites et *Glomalveolina levis* (1 mètre) passent à des marnes sableuses à *Operculina douvillei* et *Nummulitoides azilensis* (0,6 mètre). Au-dessus, des sables calcaires parfois grossiers sont épais de 15 à 25 mètres.

Dans la région de Boussens, sur 10 mètres d'épaisseur, des calcaires à algues et à *Operculina douvillei* et *Nummulitoides azilensis* passent à des marnes à miliolites et des grès sur 25 mètres d'épaisseur.

Dans le Plantaurel, des marnes à bryozoaires, madréporaires et *Echinanthus* (30 mètres), sont surmontées de marnes à turritelles et huîtres (10 mètres) puis de marnes rouges et de calcaires lacustres à *Microcodium* sur 30 mètres d'épaisseur (Bilotte *et al.*, 1988 a et b).

Dans la vallée de l'Aude, au nord de Couiza, la séquence est représentée par des grès glauconieux et des grès argilo-calcaires à miliolites, bryozoaires et huîtres (30 mètres) (Bessière *et al.*, 1989).

La mer a atteint les Corbières septentrionales avec la présence de deux niveaux, bien individualisés, de calcaires marins argileux à miliolites et à *Glomalveolina levis*, puis laguno-marins dans les Corbières orientales (Plaziat, 1970, 1984 ; Ellenberger *et al.*, 1987). Ces deux niveaux repères inclus dans la puissante série de dépôts fluvio-lacustres correspondent aux deux paraséquences. Au sommet de la première paraséquence, des calcaires lacustres contiennent les premières *Physa columnaris* (Plaziat, 1975 b), marqueur de

la base du Sparnacien stratotypique. Au-dessus des deux incursions marines, les calcaires lacustres achevant la séquence appartiennent à la Zone à *Peckichara disermas* (Massieux et Plaziat, 1979).

Dans le Bassin parisien, pendant cet intervalle de temps, deux séquences de dépôt sont nettement identifiées :

- celle des Sables de Bracheux à paléosols à leur sommet, des Sables de Berru, des Calcaires de Rilly et des Couches de Montchenot du Thanétien terminal, est datée de la Zone NP9 et de la Zone à *Sphaerochara edda* ; cependant, à Berru, les calcrètes liées à la phase d'émersion affectent des calcaires lacustres appartenant déjà à la Zone à *Peckichara disermas* (Cavelier, 1987) ; la limite de séquence serait donc intra-sparnacienne basale ;

- celle représentée par la partie inférieure des « Sables à Unios et *Pseudocyrena cordata* » et les Marnes de Marquéglise à la base, le Calcaire de Mortemer au sommet, a été interprétée à tort comme un prisme de bas-niveau en 1991 par J.P. Gély et C. Lorenz.

Ainsi, la première paraséquence de la séquence de dépôt P9-E1, bien identifiée dans le forage Libaros 1 et dans les Corbières, pourrait correspondre à la séquence de dépôt des « Sables de Bracheux » du Thanétien terminal-Ilerdien-(Sparnacien) basal et la seconde paraséquence à la séquence des « Sables à Unios et *Pseudocyrena cordata* » de l'Ilerdien-(Sparnacien) inférieur. Les deux paraséquences décrites pourraient donc représenter de vraies séquences de dépôts.

En revanche, J. Serra-Kiel *et al.* (1994) identifient une seule séquence dans le Bassin sud-pyrénéen.

La séquence de dépôt P10-E2 (Zone à *M. velascoensis* (P5), partie médiane de NP9, base de la Zone à *N. fraasi*, base de la Zone à *Alveolina cucumiformis*). Dans le Bassin de l'Adour, le Calcaire de Meilhan inférieur repose sur une discontinuité érosive sous laquelle les séquences de dépôt P8 et P9-E1 sont érodées en totalité (forages de Barrau 1 ; Buret 1 ; Gamarde-les-Bains 1 ; Garosse 1 ; Gourbera 1 ; Haget 1 ; Laborde 1 ; Riscle 1 ; fig. 6 à 10). Les calcaires à alvéolines puis à nummulites qui forment la séquence sont

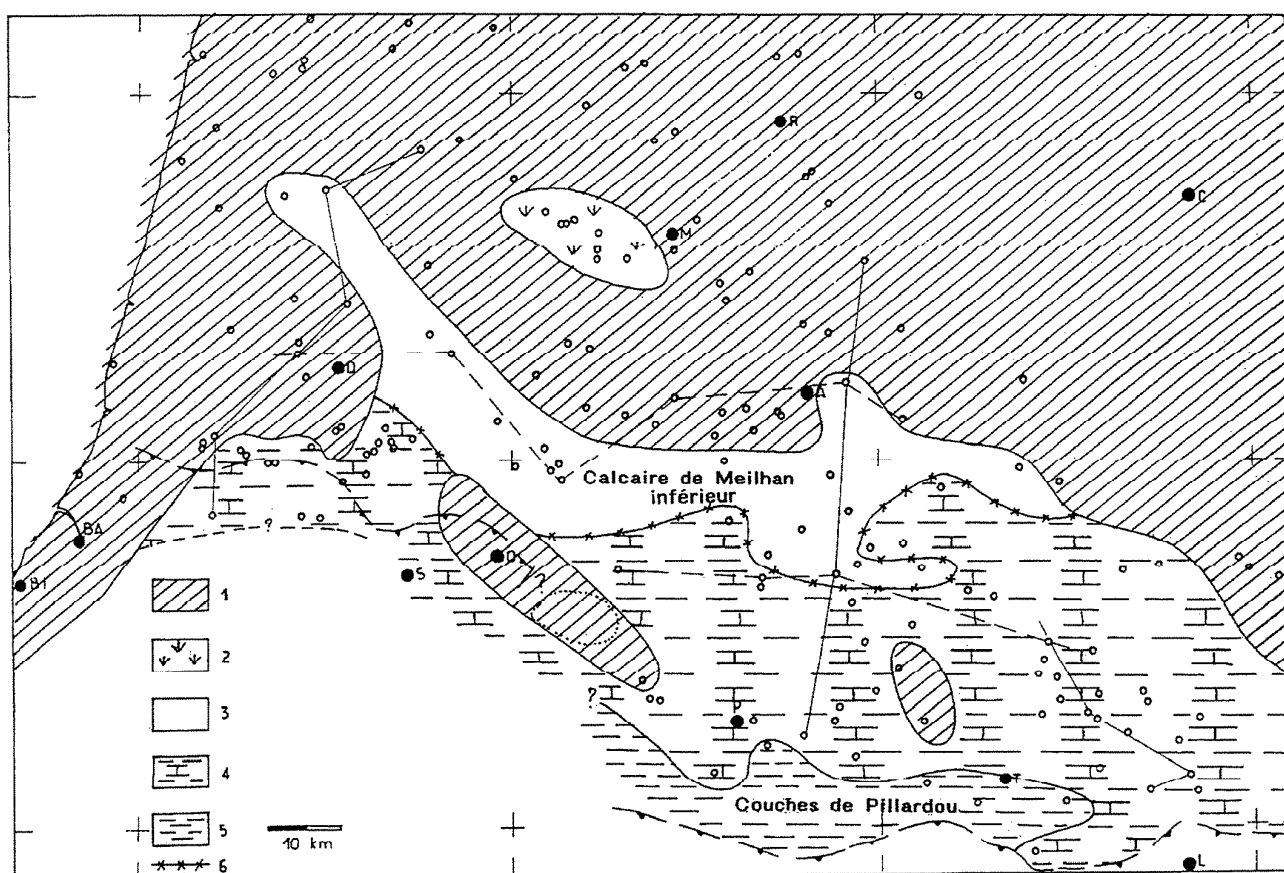


Fig. 16.- Carte paléogéographique de la séquence P10-E2 de l'Ilerdien. 1 : lacune d'érosion ; 2 : domaine à sédimentation continentale ; 3 : plate-forme carbonatée ; 4 : bordure de la plate-forme ; 5 : bassin ; 6 : avancée maximale vers le nord du faciès argileux des Couches du Pillardou.

Fig. 16.- Paleogeographic map of the Ilerian sequence P10-E2. 1: erosional gap; 2: continental sedimentation domain; 3: carbonate platform; 4: platform margin; 5: basin; 6: maximum northern extent of the Pillardou Beds argillaceous facies.

à leur tour, localement incisés par des paléovallées remplies de Sables de Louer (Gamarde-les-Bains 1 ; fig. 9). Ainsi, le Calcaire de Meilhan inférieur est fortement érodé sur l'Anticlinal d'Audignon et dans le Synclinal de Tartas, à la suite de l'émergence observée à la base des Sables de Louer (fig. 16 et 17).

Dans les forages des Landes-de-Siougos, cette séquence est formée de calcaires à miliolites, puis d'argiles lacustres et de calcaires à *Microcodium*. A Pont-Labau et dans le forage Art 101 (fig. 4), la séquence est représentée par une alternance de marnes sableuses et de calcaires argileux (Couches du Pillardou).

Dans le forage de Libaros 1 (fig. 5), la séquence débute par un calcaire glauconieux tandis que dans les Petites-Pyrénées, elle commence par deux paraséquences où alternent des marnes sableuses glauconieuses à operculines puis des calcaires

argileux à miliolites, à *Alveolina cucumiformis*, *A. avellana*. Y. Tambareau (1972) cite quelques foraminifères planctoniques dans les niveaux marneux marquant l'intervalle transgressif. Le prisme de haut-niveau est formé de quatre paraséquences ; les deux premières débutent chacune par des calcaires sableux suivis de calcaires à algues vertes (Calcaires à *Ovulites*, 15 mètres) ; les deux dernières sont marquées par le développement des calcaires à *Alveolina cucumiformis*, et à *A. avellana* (Calcaires rosés, 8 mètres).

De la région de Saint-Gaudens jusqu'au Plantaurel, cette séquence est entièrement représentée par des marnes sableuses à huîtres et à turritelles puis par des calcaires argileux à *Alveolina cucumiformis*. L'épaisseur est assez constante : entre 30 et 40 mètres.

Depuis l'Anticlinal du Dreuilhe et jusqu'à la vallée de l'Aude, si l'intervalle

transgressif présente toujours des faciès à alvéolines avec une mise en eau progressive du domaine continental, le prisme de haut-niveau est formé de calcaires argileux lagunaires, de calcaires lacustres et de marnes rouges appartenant encore aux faciès fluviolacustres. Dans les Corbières orientales, cette séquence est formée entièrement de calcaires littoraux à alvéolines, inaugurant le cycle Ilerdien (Plaziat, 1984).

Au même moment dans le Bassin parisien, la partie supérieure des « Sables à *Unios* et *Pseudocyrena cordata* » et les Marnes de Sincny forment une nouvelle séquence au Sparnacien moyen (Gély et Lorenz, 1991). Par ailleurs, J. Serra-Kiel et al. (1994) décrivent également une séquence de dépôt dans le Bassin sud-pyrénéen à cet âge.

La séquence de dépôt P11-E3 (zones à *M. velascoensis* (P5) et *M. subbotinae*

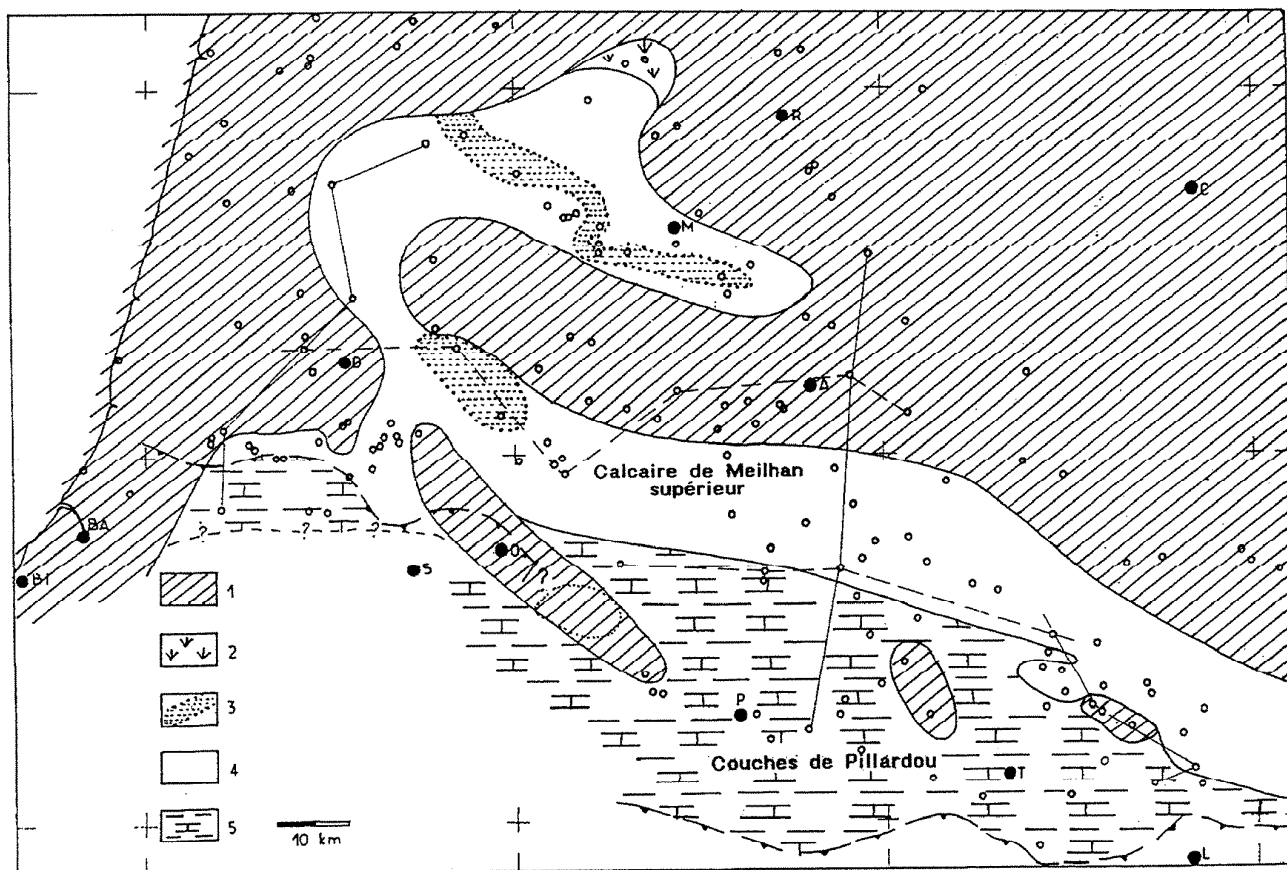


Fig. 17.- Carte paléogéographique de la séquence P11-E3 de l'Ilerdien. 1 : lacune d'érosion ; 2 : domaine à sédimentation continentale ; 3 : présence des Sables de Louer ; 4 : plate-forme carbonatée ; 5 : bordure de la plate-forme.

Fig. 17.- Paleogeographic map of the Ilderian sequence P11-E3. 1: erosional gap; 2: continental sedimentation domain; 3: presence of the Lower Sands; 4: carbonate platform; 5: platform margin.

(P6), partie supérieure de NP9 et base de NP10, zones à *N. fraasi*, à *robustiformis* probable et à *exilis partim*, zones à *Alveolina cucumiformis*, à *A. ellipsoidalis*, à *A. moussoulensis* et à *A. corbarica partim*). Cette séquence est fortement rétrogradante dans tout le Bassin sud-aquitain.

La séquence débute par les Sables de Louer remplissant des paléovallées pendant la période de bas-niveau. Ils sont présents autour de l'Anticlinal de Louer et entre les forages de Villenave 1, Landes-de-Siougos (LS 4, LS 7) et Grenade 2 (fig. 17).

Au sud de l'Anticlinal d'Audignon et dans le forage de Gamarde-les-Bains 1 (fig. 9), l'intervalle transgressif débute par des calcaires à alvéolines suivis de calcaires argileux à *Nummulites fraasi* et à *Operculina cf. ornata*. Dans cette région, la séquence se termine par les Marnes du Louts représentant la plate-

forme externe et l'étage épibathyal. Son dépôt s'achève à la base de la Zone à *N. exilis*.

A Pont-Labau et dans le forage Art 101 (fig. 4), des argiles plus ou moins sableuses caractérisent cette séquence tandis que dans le forage de Libaros 1 et dans les Petites-Pyrénées (fig. 5), cette dernière est représentée sur 50 mètres d'épaisseur au total, par des marnes glauconieuses (1 à 10 mètres) à *Operculina ornata* puis à *O. gr. subgramulosa* suivies de calcaires à mélobésiées (Calcaires de Mancieux).

En revanche dans le Plantaurel, le prisme de haut-niveau est formé de marnes lagunaires épaisses de 40 mètres.

Dans les Corbières occidentales et jusque dans l'autochtone sous les écailles de Saint-Chinian (Hottinger, 1960 ; Plaziat, 1972, 1975 b ; Alabouvette *et al.*, 1982), l'intervalle transgressif correspond

aux Marnes à operculines, aux Marnes bleues à *Turritella trempina* et au Calcaire à *Solenomeris* ; le prisme de haut-niveau conserve un paléoenvironnement infralittoral profond dans lequel apparaît *Nummulites couisensis* avant l'arrivée de la transgression yprésienne renfermant *Nummulites atacicus* et *N. globulus*. Les faciès littoraux dans le prisme de haut-niveau sont décrits uniquement dans les Corbières orientales (Montagne d'Alaric et région de Coustouge ; « dépôts littoraux médians » de J.C. Plaziat, 1984) avec des calcaires à algues, miliolites et *Orbitolites* puis des dépôts deltaïques à continentaux.

Cette séquence est contemporaine à celle des Sables de Sinceny, qui achève le Sparnacien dans le Bassin parisien (Gély et Lorenz, 1991). Dans le Bassin sud-pyrénéen, une séquence de dépôt a été identifiée également par J. Serra-Kiel *et al.* (1994).

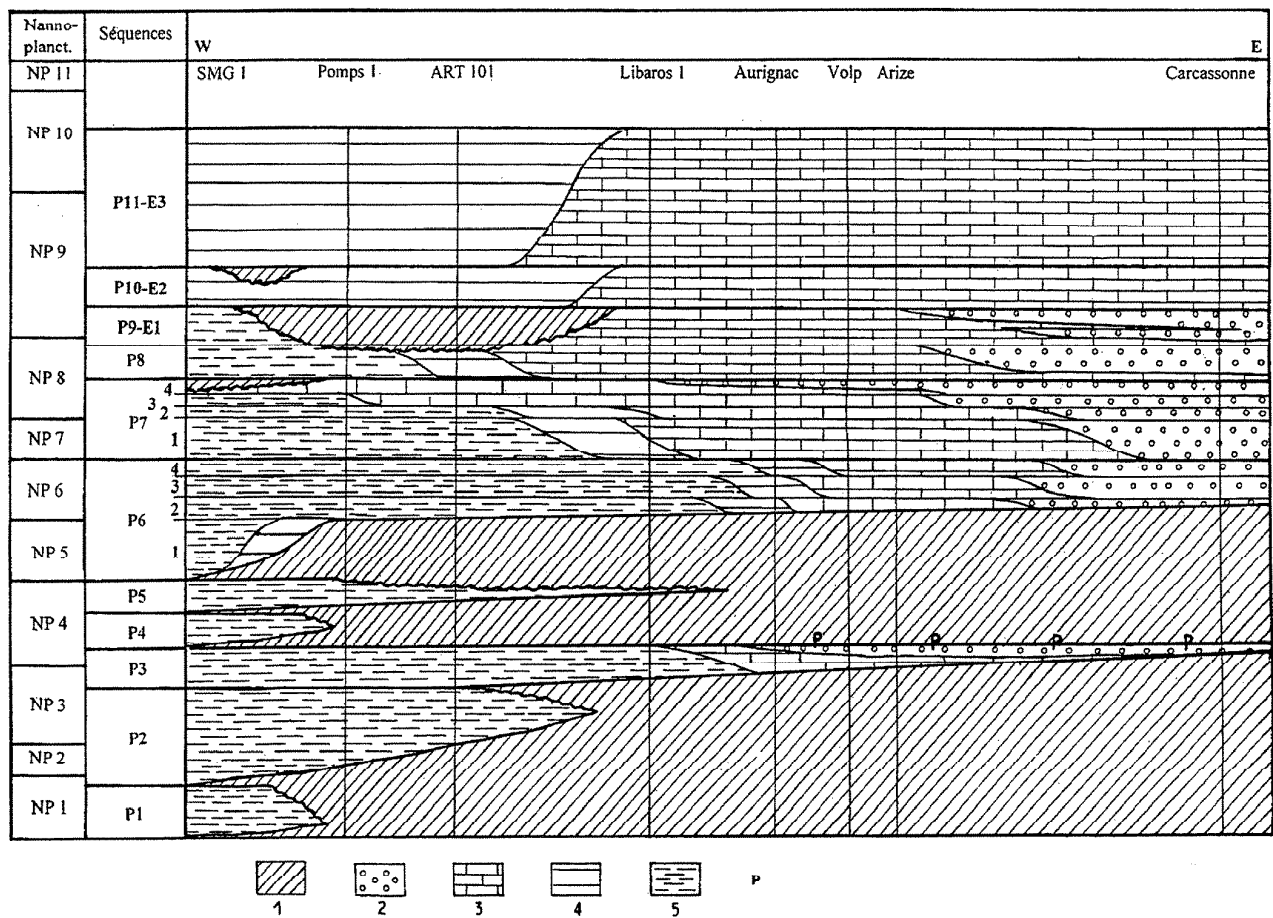


Fig. 18.- Synthèse des séquences de dépôt du Bassin sud-aquitain et de leur extension de l'Atlantique au Déroit de Carcassonne. 1 : lacune d'érosion ; 2 : dépôts continentaux ; 3 : plate-forme carbonatée ; 4 : bordure de la plate-forme ; 5 : bassin ; P : paléosols et encroûtements à Microcodium.

Fig. 18.- Depositional sequences of the South Aquitaine Basin and their extension from the Atlantic to Déroit de Carcassonne. 1: erosional gap; 2: continental deposits; 3: carbonate platform; 4: platform margin; 5: basin; P: paleosols and encrustations with Microcodium.

Conclusions

A partir de nouvelles datations et à l'aide de l'analyse séquentielle, les corrélations diagraphiques des forages pétroliers, calées sur les séries en affleurement dans les régions d'Audignon, de Pau et des Petites-Pyrénées, ont été étendues à l'ensemble du Bassin de l'Adour. Les évolutions sédimentaires propres à chaque séquence ont été ainsi décrites dans l'ensemble du Bassin sud-aquitain (fig. 18). De l'empilement des séquences de dépôt, il se dégage de grands cycles séparés par des discontinuités majeures, reconnues à la fois dans les séries à l'affleurement et en forage.

Le Danien et le Thanétien basal (P1 à P5) forment un ensemble sédimentaire qui est en partie érodé sous la transgres-

sion majeure du Thanétien (P6). La séquence P7 répond au même environnement paléogéographique que la séquence P6, l'ensemble décrivant un cycle sédimentaire. Les séquences P8 et P9-E1 forment un autre cycle fortement rétrogradant dans tout le Bassin sud-aquitain mais souvent occulté par le cycle sédimentaire suivant (P10-E2 et P11-E3). Ce dernier repose sur une surface d'érosion affectant tout ou partie des cycles antérieurs dans le Bassin de l'Adour. Dans les Corbières septentrionales, sur le prolongement du Golfe de Carcassonne, les maximums transgressifs des séquences P8 à P11-E3 viennent interrompre l'épaisse sédimentation continentale.

Les corrélations et l'interprétation séquentielle font apparaître deux domaines

paléogéographiques dans le Bassin sud-aquitain, dont la limite est située sous le seuil du Lannemezan. A l'ouest, dans le Bassin de l'Adour, on observe une extension progressive du domaine marin vers le nord au cours du Thanétien et de l'Ilerdien (fig. 12 à 17). La sédimentation s'est effectuée dans le milieu bathyal du Sillon nord-pyrénéen au sud et sur une plate-forme au nord ; la limite entre ces deux domaines est restée globalement stable pendant le Paléocène et l'Ilerdien, suivant dans l'ensemble l'axe du Synclinal d'Arzacq. Bien que ces milieux de dépôts aient été relativement profonds, les lacunes de dépôt sont fréquentes dans la série, chaque séquence étant précédée par une érosion localisée ou d'extension régionale. Ainsi, certaines structures anticlinales présentent un jeu synsédimentaire influençant fortement les lignes de

rivage en créant des zones érodées pendant le Thanétien et l'Ilerdien. A l'est, des Comminges au Bas-Languedoc, le domaine marin vient mourir dans un bassin sédimentaire en cours de comblement continental où la subsidence est régionale et permanente.

A ces différences d'évolutions géodynamiques entre les deux parties du Bassin

sud-aquitain, se surimpose une succession de cycles sédimentaires que l'on retrouve loin dans les bassins parisien et sud-pyrénéen, avec des maximum transgressifs communs au trois bassins (séquences P3, P6 et P7, P8, P9-E1, P10-E2, P11-E3). Ces derniers ont peut-être une signification eustatique qu'il faudra cependant confirmer hors de la plaque ouest-européenne.

Remerciements

Les auteurs ont bénéficié dans leur recherche, de conseils, d'encouragements et de bienveillances de la part de F. Verdier (GDF), C. Cavelier (BRGM), A. Poignant (Université de Paris VI), B. Buisine (DHYCA) et d'un lecteur anonyme, qu'ils en soient très sincèrement remerciés.

Références

- Alabouvette B., Arthaud F., Bambier A., Freydet P., Paloc H. (1982) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Saint-Chinian (1014). Bureau de recherches géologiques et minières, 44 p.
- Anonyme (1962) - Voyages d'étude dans le Béarn, la Chalosse et le Pays Basque. Premier Colloque international de Stratigraphie du Paléogène, n° 3, 1-12.
- Besème P. (1962) - Contribution à l'étude géologique du Danien et du Paléocène en Aquitaine occidentale. Thèse Doct. 3e cycle, Micropaléontologie. Fac. Sci. Université Paris, 148 p.
- Bessière G., Bilotte M., Crochet B., Peybernès B., Tambareau Y., Villate J. (1989) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50000). Feuille Quillan (1077). Bureau de recherches géologiques et minières, 98 p.
- Bilotte M., Cosson J., Crochet B., Peybernès B., Roche J., Taillefer F., Tambareau Y., Ternet Y., Villate J. (1988 a) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Lavelanet (1076). Bureau de recherches géologiques et minières, 58 p.
- Bilotte M., Casteras M., Peybernès B., Rey J., Soula J.C., Taillefer F. (1988 b) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Foix (1075). Bureau de recherches géologiques et minières, 82 p.
- Bigot G. (1993) - The position of the Montian stage and related facies within the stratigraphic-paleogeographic framework of NW Europe during the Danian. *Contributions to Tertiary and Quaternary Geology*, 29, n°3-4, 47-59.
- Bigot G., Curry D., Pomerol C. (1997) - Le dossier Selandien. *Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris*, 34, n°2, 3-11.
- Blanc P.L. (1973) - Le Crétacé terminal des rides de Villagrains-Landiras (Gironde) et Roquefort-Créon (Landes) - Cezan - Lavardens (Gers). Thèse Doct. 3e cycle, Université de Paris VI., 193 p.
- Boltenhagen C. (1966) - Contribution à l'étude stratigraphique et structurale du flanc nord de l'Anticlinale de Saint-Palais (Basses-Pyrénées). Thèse Doct. 3e cycle, Fac. Sci. Université de Paris, 248 p.
- Boulanger D. (1968) - Révision du Nummulitique de la Chalosse, du Béarn et du Bassin de l'Adour. Thèse Doct. d'Etat, Fac. Sci. Université de Paris, 375 p.
- Boulanger D., Lezard L. (1965) - Sur la transgression du Paléocène moyen sur le flanc nord de la ride de Tercis (Landes). *CR Acad. Sci. Fr.*, 260, (D), p. 3716-3719.
- Bouroullec J., Deloffre R. (1972) - Esquisse paléogéographique de l'Albien supérieur à l'Yprésien en Aquitaine. *Bull. Centre Recherches SNEA(P)*, Pau, 6, n° 2, 263-287.
- Bouroullec J., Charpiot R., Giraudmaillot J. (1974) - Relations figures sismiques et observations sédimentologiques dans le Paléocène inférieur de la région de Pau-Tarbes. *Bull. Centre Recherches SNEA(P)*, Pau, 8, n° 2, 511-525.
- Bourrouilh R., Richert J.P., Zolnai G. (1995) - The North Pyrenean Aquitain Basin, France : Evolution and Hydrocarbon. *AAPG Bulletin*, 79, n°6, 831-853.
- Capdeville J.P., Dubreuilh J., Duranthon F. (1995) - Le Paléogène et Miocène de l'Aquitaine. *Strata*, 26, 91-140.
- Cavelier C. (1987) - Diachronisme des faciès et discontinuités dans le Paléogène. *Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris*, Mém. h. s. 6, 243-270.
- Cuvillier J. (1943) - Présence de l'Eocène inférieur dans l'Anticlinale de Tercis (Landes). *C.R. Soc. géol. Fr.*, 13, (5), 57-59.
- Cuvillier J., Debourle A., Delmas M., Deloffre R. (1963) - Planche explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Pau (1029). Bureau de recherches géologiques et minières.
- Cuvillier J., Dupouy-Camet J. (1946) - Stratigraphie du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur dans la Chalosse de Montfort. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 16, 385-397.
- Daguin F. (1932) - A propos de la signification stratigraphique de « *Nautilus danicus* » Schloth. *Procès Verbaux de la Société Linnéenne de Bordeaux* (Séance du 26 juin 1932), 1-4.
- Delfaud J., Pailhé P., Thomas G. (1982) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Morlaas (1030). Bureau de recherches géologiques et minières, 24 p.
- Deloffre R. (1988) - Itinéraires géologiques en Chalosse (Aquitaine occidentale). *Bull. Centre rech. Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 12, n° 2, 707-737.
- Ellenberger F., Freydet P., Plaziat J.C., Bessière G., Viillard P., Berger G.M., Marchal J.P. (1987) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Capendu (1060). Bureau de recherches géologiques et minières, 88 p.

- Faber J. (1961) - Paléogéographie et sédimentologie du Danien et du Paléocène de la région de Pau. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **16**, n° 9, 907-913.
- Feinberg H. (1964) - Contribution à l'étude stratigraphique et structurale de l'Anticlinal d'Audignon (Landes). Thèse Doct. 3e cycle, Fac. Sci. Université de Paris, 123 p.
- Flicoteaux R. (1967) - Contribution à l'étude stratigraphique du Paléocène du Sud-Ouest Aquitain. Relations entre les caractères stratigraphiques et les rythmes enregistrés par les diagraphies. Thèse Doct. 3e cycle, Sci. Terre Université de Bordeaux III, 151 p. et annexes 95 p.
- Flicoteaux R. (1972) - L'analyse stratigraphique, méthode d'étude des différents faciès du flysch paléocène de Pau et de leur milieu de dépôt. Application des problèmes posés entre affleurements et sondages. Colloque Méthodes et Tendances de la Stratigraphie. Orsay, 1970. *Mém. BRGM*, **77**, 615-626.
- Fondécave-Wallez M.J., Peybernès B., Eichène P. (1994) - Resédimentation de matériel triasique dans le flysch éocène, ex-crétacé, de Bidart (Pyrénées Atlantiques). *Strata*, 1er congrès français de Stratigraphie, (1), **6**, 152-153.
- Fondécave-Wallez M.J., Peybernès B., Eichène P. (1995) - Mise en évidence micropaléontologique d'un flysch yprésé-lutétien, ex-crétacé, à matériel triasique resédimenté, dans la coupe de Bidart-Nord (Pyrénées Atlantiques, sud-ouest de la France). *Géologie de la France*, **3**, 47-56.
- Freytet P. (1970) - Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et les couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Thèse Doc. Etat, Sci. Terre Université de Paris-Sud Orsay, 490 p.
- Freytet P. (1975) - Le Danien (Dano-Montien) des Petites-Pyrénées et du Plantaurel : études pétrographique et paléogéographique des faciès «lacustres». *Géologie méditerranéenne*, **II**, n°4, 159-177.
- Gély J.P., Lorenz C. (1991) - Analyse séquentielle de l'Eocène et de l'Oligocène du Bassin parisien (France). *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **46**, n°6, 713-747.
- Gruas-Cavagnetto C., Tambareau Y., Villatte J. (1992) - Découverte de pollens, dinoflagellés et foraminifères dans le Danien des Petites-Pyrénées : implications sur la position de la limite Crétacé/Tertiaire. *Géobios*, **14**, 19-28.
- Gubler Y., Pomeyrol R. (1946) - Nouvelles observations stratigraphiques dans l'Eocène au sud de Pau (Basses-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **16**, (5), 423-444.
- Guillocheau F. (1995) - Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **320**, (IIa), 1141-1157.
- Haq B.U., Hardenbold J., Vail P.R. (1988) - Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *SEPM Special publ.*, **42**, 71-108.
- Haslett S. K. (1994) - Planktonic foraminiferal biostratigraphy and palaeoceanography of the Cretaceous-Tertiary boundary section at Bidart, South-West France. *Cretaceous Research*, **15**, 179-192.
- Hay W.W., Mohler H.P. (1967) - Calcareous nannoplankton from Early Tertiary rocks at Pont Labau, France and Palaeocene-Early Eocene correlations. *J. Paleontol.*, **41**, n° 6, 1505-1541.
- Hébert E. (1882) - Sur la faune de l'étage Danien (Assise supérieure et moyenne) dans les Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **10**, (3), n° 6, 664-666.
- Henry J., Zolnai G., Le Pochat G., Mondeilh C. (1989) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Orthez (1003) Bureau de recherches géologiques et minières, 55 p.
- Hottinger L. (1960) - Recherches sur les alvéolines paléocènes et éocènes. *Mém. suisses Paléontologie*, **75/76**, 242 p.
- Jacquot E., Munier-Chalmas F. (1886) - Sur l'existence de l'Eocène inférieur dans la Chalosse et sur la position des couches de Bos-d'Arros. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **102**, 1261-1264.
- Jacquot E., Raulin V. (1888) - Statistique géologique et agronomique du département des Landes. Deuxième partie. In-8. Mont-de-Marsan, Delaroy imp., 674 p.
- Janin M.C., Bignon G. (1993) - Nouvelle subdivision biostratigraphique du Thanétien du Bassin de Paris, fondée sur les nanfossiles calcaires. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **317**, 927-934.
- Kapellos C., Schaub H. (1973) - Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton im Paläogen der Pyrenäen. *Eclogae Geol. Helv.*, **66**, 687-737.
- Kieken M. (1973) - Evolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **15**, n°1, 385-397.
- Kieken M. (1973) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Hasparren (1002). Bureau de recherches géologiques et minières.
- Kieken M., Thibault Cl. (1975) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille de Saint-Vincent-de-Tyrosse (976). Bureau de recherches géologiques et minières, 46 p.
- Martini E. (1971) - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proceedings 2d Planktonic Conference (Roma, 1970), ed. *Technoscienza*, **2**, 739-785.
- Massieux M. (1973) - Micropaléontologie stratigraphique de l'Eocène des Corbières septentrionales. *Cah. Micropaléontol.*, 146 p.
- Massieux M., Plaziat J.C. (1979) - Characées du Thanétien et du Sparnacien inférieur des Corbières septentrionales (Aude). *Paléobiologie continentale*, Montpellier, **9**, 15 p.
- Massieux M., Tambareau Y., Villatte J. (1981) - Characées paléocènes et éocènes du versant nord des Pyrénées. *Rev. Micropaléontol.*, **24**, n°2, 69-82.
- Michoux D. (1988) - Dinoflagellate cysts of the *Wetzelia* complex from Eocene sediments of the Aquitaine Basin, Southwestern France. *Palynology*, **12**, 11-41.
- Peybernès B., Fondécave-Wallez M.J., Eichène P. (1996) - Sur l'âge paléogène de certaines «lames triasiques» nord- et sous-pyrénéennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **167**, n° 6, 761-771.
- Platel J.P. (1990) - Notice explicative. Carte géologique de France (1/50 000). Feuille Tartas (950). Bureau de recherches géologiques et minières, 51 p.
- Plaziat J.C. (1970) - Contribution à l'étude de la faune et de la flore du Sparnacien des Corbières septentrionales. *Cah. Paléontol.*, 121 p.
- Plaziat J.C. (1972) - Les transgressions éocènes sur la bordure méridionale de la Montagne Noire à l'Ouest de Minerve. Stratigraphie, paléocologie et paléogéographie. (Feuilles de Carcassonne et Lézignan à 1/50 000). *Bull. BRGM Fr.*, Section 1, n° 3, 21-44.

- Plaziat J.C. (1975 a) - Signification paléogéographique des « Calcaires conglomérés » des brèches et des niveaux à rhodophycées dans la sédimentation carbonatée du Bassin basco-béarnais à la base du Tertiaire (Espagne-France). *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, **17**, n° 3, 239-258.
- Plaziat J.C. (1975 b) - L'Ilerdien à l'intérieur du Paléogène languedocien ; ses relations avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyrénéen, l'Yprésien et le Paléocène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **17**, n° 2, 168-182.
- Plaziat J.C. (1983) - Problèmes écologiques et paléogéographiques à l'origine des difficultés de corrélations stratigraphiques du début du Tertiaire en Europe occidentale : discussion et propositions de corrélation du Maastrichtien et de l'Ilerdien. *Newsletters of Stratigraphy*, **13**, n°1, 1-20.
- Plaziat J.C. (1984) - Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléo-environnements et évolution paléogéographique. Thèse de Doc. Etat, Sci. Terre Université de Paris-Sud Orsay, 1362 p.
- Plaziat J.C. (1986) - Influence respective des événements locaux (sédimentologiques, tectoniques) et globaux (climatiques, variations du niveau des océans) sur la répartition et l'évolution des peuplements pyrénéens du début du Tertiaire. *Bull. Centre rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **10**, n°2, 467-476.
- Plaziat J.C., Toumarkine M., Villatte J. (1975) - L'âge des calcaires pélagiques et néritiques de la base du Tertiaire (Danien, Paléocène), Bassin basco-cantabrique et béarnais (Espagne, France). Mise au point sur leurs faunes d'Echinides. *Ectogae Geol. Helv.*, **68**, n° 3, 613-647.
- Reyt L. (1894) - Succession des assises tertiaires inférieures sur le pourtour de la protubérance crétacée de Saint Sever. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **119**, 1021-1023.
- Romein A.J.T. (1979) - Lineages in Early Paleogene calcareous nannoplankton. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, **22**, 208 p.
- Schaub H. (1981) - Nummulites et assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mém. suisses Paléontologie*, **104/106**, 227 p.
- Serra-Kiel J., Baceta J.I., Orue-Etxebarria X., Payros A., Pujalte V., Samsó J.M., Tosquella J. (1994) - Chronostratigraphie du Paléocène Sud-Pyrénéen. *Strata*, 1er congrès français de Stratigraphie, série 1, 6, 166.
- Seunes J. (1890) - Recherche géologique sur les terrains secondaires et l'Eocène inférieur de la région sous-pyrénéenne du Sud-Ouest de la France (Basses-Pyrénées et Landes). *Ann. Mines*, **18**, (8), 250 p.
- Seyve Ch. (1984 a) - Etude micropaléontologique du passage Crétacé/Tertiaire, du Paléocène et de l'Yprésien au sud de Pau. *Mém. Sciences de la Terre Université Paris VI*, n° 84-11, 187 p.
- Seyve Ch. (1984 b) - Le passage crétacé-tertiaire à Pont-Labau (Pyrénées-Atlantiques, France). *Bull. Centre rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **8**, n° 2, 385-423.
- Sztrákos K. (1996) - Le Thanétien supérieur et l'Yprésien du Bassin de l'Adour (Aquitaine, SW France). Stratigraphie et paléoenvironnement. Etude des foraminifères. *Cah. Micropaléontol.*, **10**, n° 1, 25-63.
- Tambareau Y. (1972) - Thanétien supérieur et Ilerdien inférieur des Petites Pyrénées, du Plantaurel et des Chainons audois. Thèse Doct. d'Etat, Université de Toulouse, 377 p.
- Tambareau Y. (1995) - Paleocene/Eocene boundary in the platform deposits of the Northern Pyrenees. *Bull. soc. belge Géol.*, **103**, n° 3-4, 1994, 293-299.
- Tambareau Y., Crochet B., Villatte J., Deramond J. (1995) - Evolution tectono-sédimentaire du versant nord des Pyrénées centre-orientales au Paléocène et à l'Eocène inférieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **166**, n° 4, 375-387.
- Toumarkine M., Villatte J. (1975) - Position des couches à *Micraster terzensis* Cotteau, du Thanétien de la Haute-Garonne, dans l'échelle biostratigraphique de foraminifères planctoniques. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 104-105.
- Tsizaraina E. (1984) - Etude stratigraphique et micropaléontologique du passage Crétacé-Tertiaire à Bidart (Pyrénées-Atlantiques). *Mém. Sciences de la terre, Université Paris VI*, n° 84-34, 186 p.
- Vail P.R., Audemar F., Bowman S.A., Eisner P.N., Perez-Cruz C. (1991) - The stratigraphic signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - An overview. In «Cycles and events in Stratigraphy», Einsele et al. (Eds) - Springer Verlag Berlin, 617-665.
- Villatte J. (1962) - Etude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites-Pyrénées et du Plantaurel. Thèse Doct. Etat, Toulouse, Privat éd., 331 p.

Analyse de la distribution des sols en fonction de l'orientation de la pente : application à un secteur du Vexin français*

Michel ISAMBERT (1)
Hocine BOURENNANE (1)
Alain COUTURIER (1)
Dominique KING (1)
Marcel JAMAGNE (1)

Analysis of soil distribution according to slope orientation in the 'Vexin français' region France

Géologie de la France, n°4, 1997, pp. 55-67, 13 fig., 1 tabl.

Mots-clés : Orientation, Versant, Modèle de distribution spatiale, Sol, Loess, Modèle numérique de terrain, Système d'information géographique, Vent, Bassin parisien, Val d'Oise, Vexin.

Key words: Orientation, Slope, Spatial distribution model, Soil, Digital terrain model, Geographic information system, Wind, Paris Basin, Val d'Oise, Vexin, France.

Résumé

Constatée par de nombreux auteurs, l'influence de l'orientation de la pente sur la distribution des sols et des matériaux qui les composent est ici analysée dans le Vexin français sur deux couples d'unités cartographiques de sols, à différents niveaux de perception (métrique à kilométrique). La généralisation à une carte représentant le quart d'une coupure IGN à 1/50 000 souligne l'intérêt du Modèle d'Organisation Spatiale des Sols obtenu. Une interprétation est proposée, s'appuyant sur les données climatiques actuelles (orientation, vitesses et énergies des vents du secteur) appliquées aux sols nus. La tectonique joue aussi un rôle mais plutôt indirect, par le biais du relief qu'elle règle.

Abridged English version

Many authors have evoked the major influence that slope orientation has on soil type and distribution. For example, very thin soils develop in sedimentary rock residuum on southwest-facing

slopes, whereas thick soils develop in loess deposits on northeast-facing slopes (Fig. 1). Soils are thus closely related to the underlying geological materials.

The present study, which aims to quantify the relationship between soil distribution and geomorphology, was carried out in the part of the Paris Basin known as the 'Vexin français' region, to the northwest of Paris near Pontoise.

Methodology

The standard Digital Terrain Model (DTM) enables the development of a rigorous statistical methodology applicable to large areas that consists in comparing soil data with topographic data (Fig. 2). Two types of data stored in two databases were used:

1. point data from boreholes with the results of sample analysis stored in the semantical DataBase (DB)

2. polygon data representing the soil Cartographic Units (CU), stored in the graphical DB of a Geographic Information System (GIS).

The topographic data, from the standard DTM provided by the Institut Géographique National (IGN), were computed from the topographic map. This DTM has a pixel size representing 50 x 50 m.

Results

The phenomena studied range in scale from a few metres to several kilometres. A rule governing soil spatial organisation was established, after acquiring a global perspective of the whole region. Figure 6a, in which 18 boreholes are plotted in 18 pixels of CU 76 (calcic brown soils developed in hard limestone), reveals that only one borehole falls outside the N140° to N320° field; Figure 6b shows the same phenomenon with all the 976 pixels of CU 76. Samples are more commonly located along slope orientations near the N140°-N320°-trending line (Fig. 6a). The pixels of CU 76 are shown as percentages of the total pixel population for each direction (Fig. 6c); N300° seems to be predominant.

* Manuscrit reçu le 4 septembre 1996, accepté définitivement le 6 novembre 1997.

Communication orale lors du Colloque « Formations superficielles et géomorphologie ». Rouen 19-21 mars 1996.

(1) INRA - Orléans, Unité de Science du Sol - Carte Pédologique de France, Ardon, 45160 Olivet (France).

Correspondance : isambert@orleans.inra.fr.