

Un fleuve yprésien du Berry à la Vendée, témoin de l'évolution paléogéographique et tectonique du Centre-Ouest de la France au Cénozoïque*

Gaston GODARD ⁽¹⁾
Michel CHEVALIER ⁽²⁾
Pascal BOUTON ⁽³⁾
Bernard MOUROUX ⁽⁴⁾

*An Ypresian paleo-river from Berry to Vendée (Western France).
Paleogeographic and tectonic implications*

Géologie de la France, n°4, 1994, pp. 35-56, 8 fig., 2 tabl.

Mots-clés : Sédimentation fluviatile, Yprésien, Paléogéographie, Géomorphologie, Contrôle tectonique, Orogénie pyrénéenne, Mouvement vertical, Éocène, Crétacé supérieur, Loire-Atlantique, Vendée, Deux-Sèvres, Seuil du Poitou, Vienne, Indre (Brenne).

Key words: Fluvial sedimentation, Ypresian, Paleogeography, Geomorphology, Structural controls, Pyrenean orogeny, Vertical movements, Eocene, Upper Cretaceous, Loire-Atlantique, Vendée, Deux-Sèvres, Vienne, Indre (Brenne).

Résumé

Des études palynologiques et cartographiques récentes permettent d'affirmer que le golfe pliocène de Montaigu, dans le nord-ouest de la Vendée, fut en réalité l'embouchure d'un paléo-fleuve yprésien (Éocène inférieur). Des traces de ce fleuve semblent exister jusqu'en Brenne. Mais c'est surtout entre Poitiers et Bressuire, que les sédiments fluviaux dessinent une traînée claire, large de 5 km en moyenne. Dans les Collines vendéennes, l'érosion a fait disparaître les sédiments fluviaux. L'hypothèse selon laquelle le couloir de Saint-Mars-la-Réorthe pourrait représenter un vestige dégradé de la paléo-vallée est discutée. Dans le Bas-Bocage vendéen, les sédiments réapparaissent et, en aval de Montaigu, ils s'élargissent en un paléo-delta. Les sédiments fluviaux dominants sont des cailloutis qui remanient des éléments provenant de la bor-

dure sud-ouest du bassin de Paris : silex jurassiques, dragées de quartz et aussi quelques fossiles du Crétacé supérieur. Les sables qui accompagnent ces cailloutis acquièrent un façonnement marin dans l'embouchure. Les argiles sont riches en kaolinite. En une cinquantaine de localités, des sapropels ont livré une microflore yprésienne, rendant ainsi caduque l'âge pliocène qui était donné à cette formation jusqu'à ces dernières années. Des grès, plus ou moins assimilables aux "grès à Sabals" éocènes de l'Anjou, sont fréquents à la partie supérieure de ces sédiments.

La disparition du fleuve, au Cuisien terminal ou au Lutétien inférieur est attribuée à la tectonique éocène, responsable du bombement des Collines vendéennes et du jeu vertical de certaines failles de direction sud-armoricaine, en particulier la faille de Pouzauges. Ces nouveaux reliefs ont divisé le bassin ver-

sant yprésien en deux bassins préfigurant le bassin versant de la Loire et celui des fleuves côtiers (Lay, Sèvre Niortaise, Charente). Les mouvements verticaux dus à cette tectonique ont pu être quantifiés dans la zone des Collines vendéennes, grâce aux déformations enregistrées par le profil longitudinal du fleuve. Leur intensité est de l'ordre de 150 m. Dans le nord-ouest de la Vendée, la révision de l'âge des sédiments fluviaux, autrefois rapportés au Pliocène, désormais attribués à l'Yprésien, permet de reconsidérer l'âge des failles qui les affectent et d'attribuer une partie de leur jeu à l'Éocène. Par ailleurs, l'âge des sédiments piégés dans les principaux grabens montre que la tectonique tertiaire de la région fut principalement active de la fin de l'Yprésien au Stampien inclus. Enfin, la transition entre les domaines continental et marin de l'Yprésien, localisée actuellement à une altitude de 45 m, est bien inférieure au niveau

* Manuscrit reçu le 23 novembre 1993, accepté définitivement le 27 septembre 1994.

(1) Université Paris-7, Laboratoire de pétrologie métamorphique, 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

(2) Société ATOS, 30, rue Charles de Gaulle, 44310 La Limouzinière.

(3) Société Calligée, 1, rue de la Noé, 44071 Nantes Cedex 03.

(4) ANDRA, B.P. 38, 92266 Fontenay-aux-Roses Cedex.

moyen des mers yprésiennes. Ceci corrobore l'hypothèse d'une subsidence régionale au Néogène proposée par d'autres auteurs.

Des révisions stratigraphiques sont proposées : une revue de l'ensemble des sédiments graveleux ("sables rouges") du Massif armoricain méridional, classiquement attribués au Pliocène, permet de montrer qu'une grande partie de ceux-ci est d'âge beaucoup plus ancien, yprésien ou crétacé supérieur.

Abstract

Recent palynologic (e.g. Ollivier-Pierre et al., 1985) and cartographic studies allow the assertion that the so-called "Pliocene gulf of Montaigu", in the north-west of the Vendée region (southern Armorican massif, western France), was in reality the mouth of an Ypresian (Lower Eocene) paleoriver which drained western France before the Loire river existed.

The traces of this river appear to exist as far as Brenne, in central France (around La Roche-Posay in Fig. 2), where fluvial sediments of a Cuisian age (upper Ypresian), lying at the base of continental Eocene deposits, outline an E-W trail (Donnadieu, 1976; Châteauneuf, 1977; Rasplus, 1982). Between Poitiers and Bressuire, the fluvial sediments outline a clear path averaging 5 km in width (Klein, 1961a; Coubès et al., 1985; Platel and Mourier, 1986). In the Vendée Hills (Fig. 1), erosion has caused the disappearance of these sediments, but the river may have left a surprising imprint: the Saint-Mars-la-Réorthe corridor, the origin of which is discussed. The edges of this hypothetical fossil valley are indicated by escarpments still well preserved (Fig. 3, 4, 5). This corridor is proved to be far older than the present rivers and it coincides, more or less, with a strip of schist within granite (Fig. 3) which may have guided the paleoriver. This structure cannot be satisfactorily explained by selective erosion between granite and schist as part of the edges does not coincide with the granite boundaries. Further west, on the western side of the Vendée Hills, the sediments reappear and, downstream from Montaigu, they enlarge into a paleodelta (Fig. 1). Detrital Ypresian

sediments are known further NW, in western Brittany, and relic sediments of a similar facies have been observed as far as Morbihan (Mazères, 1931). South of the paleodelta, the shoreline was directed towards the Coutras region, near Bordeaux, where, at the same period, an other delta existed (Dubreuilh, 1989; Meunier et al., 1989).

The dominant fluvial sediments are gravels which contain reworked clasts coming from the SW edge of the Paris Basin: Jurassic flint, quartz pebbles and some reworked fossils of the Upper Cretaceous, especially silicospongiae. These sediments are extremely similar on both sides of the Vendée Hills, indicating that they belonged to one and the same paleoriver, despite the gap of sediments in the Vendée Hills. In the paleodelta, the sands accompanying the gravels acquire marine characteristics and interbedded kaolinite-rich clays and sapropels appear. Stream channels are often observed (Fig. 7). Sandstones, more or less similar to the Eocene sandstones of the adjacent Anjou region ("Grès à Sabals"), are also frequently found in the upper part of these sediments.

In about fifty different localities in the paleodelta, sapropels have yielded an Ypresian microflora (e.g. Ollivier-Pierre et al., 1985; this study: cf. Table 1), rendering null the Pliocene age which, until recently (Chevalier, 1987; Chevalier and Borne, 1989), had been assigned to this formation since Vasseur (1881). At Noirmoutier, the sandstones also contain a tropical macroflora of Cuisian age (Crié, 1881; Bonnet, 1905; Ters, 1978c; Borne and Vaudois-Miéja, 1986).

The disappearance of this river, during the late Cuisian or early Lutetian period, is revealed by a change of sedimentation in the paleodelta where Lutetian calcareous sediments, without reworked elements from the Paris Basin, succeeded the Ypresian detrital fluvial sediments (e.g. Borne, 1987). This disappearance is attributed to Eocene tectonism, also responsible for the uplift of the Vendée Hills and the vertical play of several faults, particularly the Pouzauges Fault (Fig. 5). These new reliefs divided the former Ypresian river basin

into two new basins, prefiguring the Loire river basin, on the one hand, and the basin of coastal rivers (Lay, Sèvre Niortaise, Charente), on the other. The vertical movements related to these tectonic events have been quantified in the Vendée Hills, thanks to the deformation recorded by the longitudinal profile of the paleoriver (Fig. 8); their measured intensity is in the order of 150 m. The reappraisal of the age of the fluvial sediments in NW Vendée, previously placed in the Pliocene and henceforth attributed to the Ypresian, also allows a reconsideration of the age of the faults which distorted them; at least part of their play is Palaeogene. These arguments, together with the age of sediments trapped in grabens, lead to the conclusion that Cenozoic tectonism in the region was principally active from the end of the Ypresian to the Stampian inclusive, and could be related to the Pyrenean orogeny. Finally, the transition between the terrestrial and marine domains, currently located near Montaigu (Fig. 1) at an altitude of 45 m, is well below the mean sea level of the Ypresian seas (around 200 m: Haq et al., 1988). This corroborates the hypothesis of a regional subsidence during the Neogene proposed by Wyns (1991).

A review of the various azoic gravelly sediments of the southern Armorican massif, classically attributed to the Pliocene since Vasseur (1881), allows us to show that a large part of these are probably much older: in addition to the Ypresian fluvial sediments, some are Upper Cretaceous marine sediments.

Two main conclusions are proposed:

a) The reappraisal of the age of various sediments and faults leads to the conclusion that the Cenozoic evolution of the Vendée region, which was thought to be recent, began much earlier.

b) The Palaeogene "crisis", a consequence of the Pyrenean orogeny, is testified in western France by several tectonic disruptions and paleogeographical changes, especially the disappearance of the Ypresian paleoriver. This crisis and the subsequent evolution ended before the Miocene, when the creation of the Loire basin was achieved.

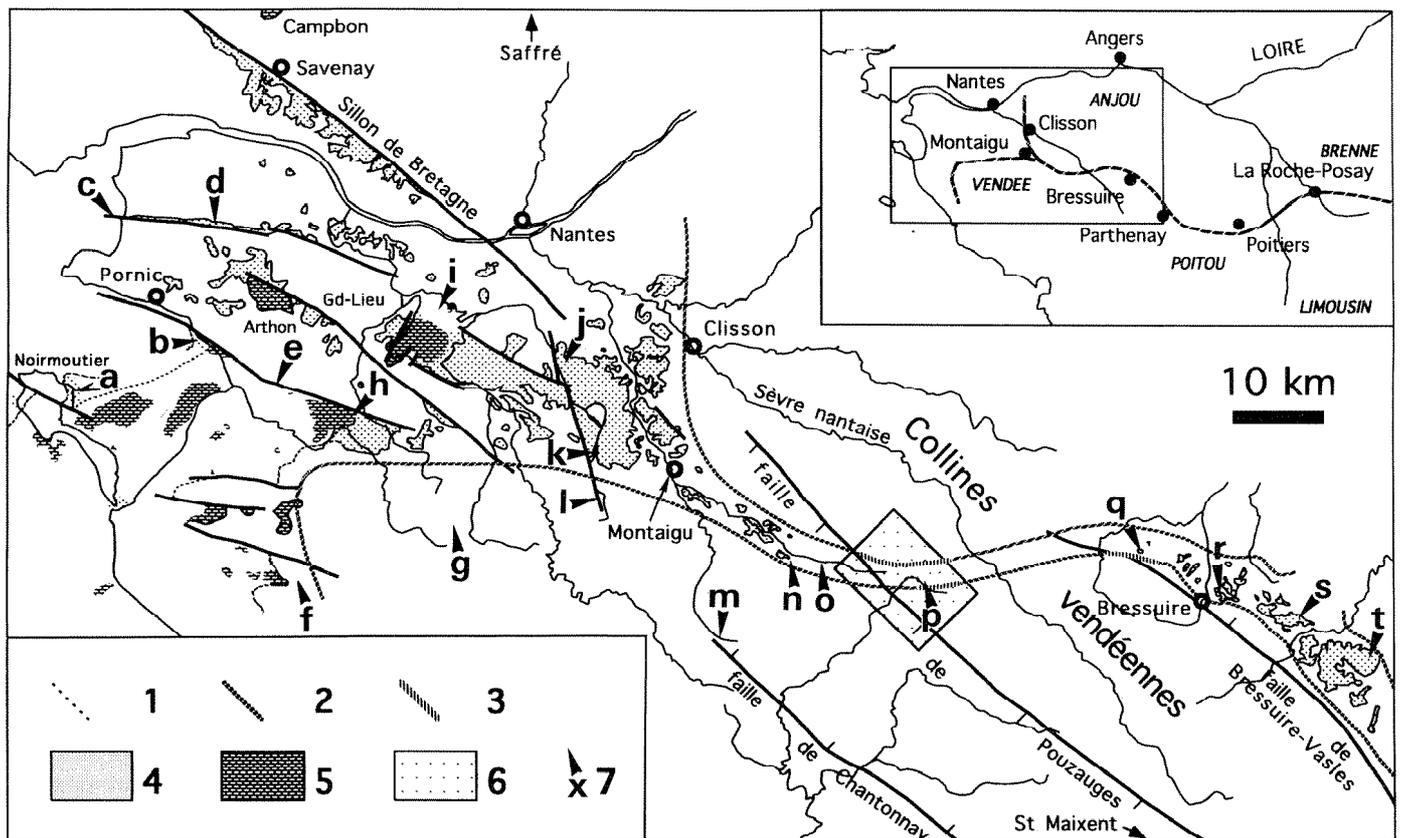


Fig. 1. — Le fleuve yprésien en Vendée.

Contours géologiques d'après les cartes géologiques à 1/50 000 disponibles et des levés non publiés. 1 : contours géologiques masqués ; 2 : limites du fleuve yprésien ; 3 : talus fossiles ; 4 : Yprésien fluvial ; 5 : Lutétien supérieur marin ; 6 : cadre des figures 3 et 4 ; 7 : principales localités mentionnées dans le texte (a : Bois de La Chaise à Noirmoutier ; b : La Senetière ; c : faille de St-Père-en-Retz ; d : St-Père-en-Retz ; e : faille de Machecoul ; f : Challans ; g : forêt de Touvois ; h : bassin de Machecoul-La Marne ; i : lac de Grand-Lieu ; j : Les Chaises en Montbert ; k : Vieilleville ; l : faille de l'Ognon ; m : Les Essarts ; n : La Maindronnière en Saint-Fulgent ; o : rivière la Grande Maine ; p : St-Mars-La-Réorthe ; q : Mont-Louis en Nueil-sur-Argent ; r : St-Porchaire ; s : Faye-l'Abbesse ; t : L'Hôpitéau).

Fig. 1. — The Ypresian paleo-river in Vendée.

Geological contours after the existing 1/50,000 scale geological maps and some unpublished geological surveys. 1: hidden geological contours; 2: contours of the Ypresian paleo-river; 3: fossil escarpments; 4: fluvial ypresian deposits; 5: upper marine Lutetian deposits; 6: frame for figures 3 and 4; 7: main localities mentioned in the text (see french legend).

Introduction

Le nord-ouest de la Vendée est en partie recouvert par de larges placages de cailloutis et "sables rouges" azoïques qui furent classiquement attribués au Pliocène. Au cours des dernières années, des études palynologiques d'argiles noires interstratifiées dans ces sables donnèrent un âge yprésien (Focène inférieur) (e.g. Ollivier-Pierre *et al.*, 1985) et l'on remit en cause l'attribution de ces sédiments au Pliocène (Chevalier, 1987; Chevalier et Borne, 1989). Par ailleurs, on savait que cette formation dessinait un golfe largement ouvert vers le nord-ouest. A l'occasion des levés de la feuille Montaigu, on s'aperçut que le fond de ce golfe se prolongeait de manière démesurée vers le sud-est, presque jusqu'au pied des Collines ven-

déennes, formant un appendice de 20 km de long et 4 km de large (fig. 1). De plus, des sédiments similaires sont observables sur l'autre versant des Collines vendéennes, dans les régions de Bressuire et de Parthenay, formant une longue traînée jusqu'à Poitiers.

Le golfe pliocène de Montaigu fut donc, en réalité, l'embouchure d'un fleuve yprésien dont la source doit être recherchée vers l'est. Cette nouvelle conception a des conséquences importantes sur la géologie du Tertiaire de l'Ouest de la France. Elle remet en cause certaines attributions stratigraphiques et modifie la paléogéographie du Tertiaire en Vendée. Elle permet aussi d'analyser la tectonique tertiaire en Vendée et en Poitou, car les sédiments et le profil longitudinal du paléo-fleuve ont enregistré les déformations liées à cette tectonique.

Nous allons successivement décrire les dépôts fluviaux attribuables à ce fleuve (paléogéographie; sédimentologie; datation) puis analyser les implications paléogéographiques, tectoniques et stratigraphiques de cette étude pour l'ensemble du Massif armoricain méridional et du Poitou.

Paléogéographie

Partie amont et sources

C'est près de Poitiers (fig. 2) que l'on observe les premiers sédiments clairement attribuables au fleuve yprésien ; il s'agit de cailloutis à galets de quartz et de silex noirs. Vers l'amont, c'est-à-dire à l'est de Poitiers, il est difficile de reconstituer l'ancien réseau hydrogra-

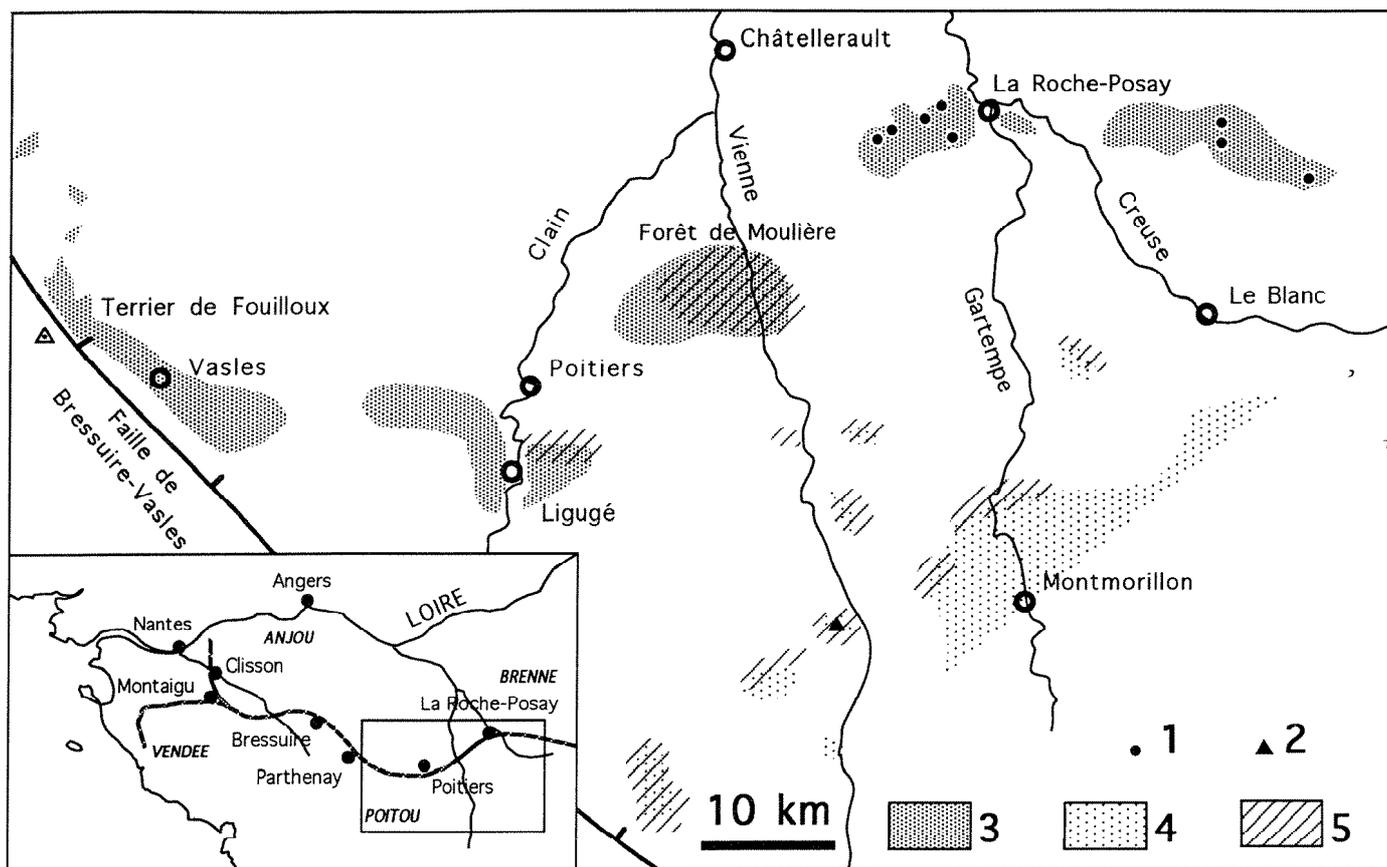


Fig. 2. – Le fleuve yprésien en Poitou et en Brenne.

Contours géologiques d'après Donnadiou (1976) et les cartes géologiques à 1/50 000 disponibles.

1 : Sondages ayant livré une association palynologique du Cuisien supérieur (Yprésien) (Châteauneuf, 1977) ; 2 : gisement de vertébrés bartoniens de Fontliasmès (Petit, 1987) ; 3 : cailloutis à galets de quartz et de silex noirs, d'âge yprésien probable ; 4 : Eocène sablo-graveleux indifférencié ; 5 : calcaires lacustres d'âge éocène supérieur à oligocène, souvent superposés à l'Eocène détritique.

Fig. 2. – The Ypresian paleoriver in Poitou and Brenne.

Geological contours after Donnadiou (1976) and existing 1/50,000 scale geological maps.

1: Upper Cuisian microflora from boreholes (Châteauneuf, 1977); 2: Bartonian vertebrates (Fontliasmès: Petit, 1987); 3: Gravels of probable Ypresian age, with quartz pebbles and reworked black flintstones; 4: undifferentiated Eocene sand and gravel; 5: Lacustrine limestone, commonly overlying detrital Eocene deposits (probable age: Upper Eocene or Oligocene).

prique. On connaît, néanmoins, sur la bordure nord-ouest du Massif central, particulièrement en Montmorillonnais et en Brenne, des "traînéees à chailles [silex]" parmi les formations continentales rapportées à l'Eocène (Sidérolithique des auteurs) : P. Jodot (1948) ; C. Klein (1961b) ; J. Donnadiou (1976) ; L. Rasplus (1982). En Brenne, J.J. Châteauneuf (1977) a montré "le très fort diachronisme des faciès de base de la formation" dont l'âge s'échelonne du Cuisien au Bartonien. Parmi ces faciès, J. Donnadiou (1976) décrit des sables et cailloutis à galets de quartz et de silex jurassiques à patine noire, qui sont régulièrement représentés à la base de l'Eocène, sur une largeur de 2 à 4 km depuis la région de La Roche-Posay jusqu'au centre de la Brenne, selon une direction E-W (fig. 2). La palynologie (Châteauneuf, 1977) a permis de donner un âge

cuisien supérieur (Yprésien) à cette formation, de telle sorte que, si l'on prend soin de renverser le sens d'écoulement proposé par J. Donnadiou (1976), elle pourrait constituer une branche amont du fleuve. Dans cette hypothèse, les sédiments de la forêt de Moulière constitueraient un jalon intermédiaire entre La Roche-Posay et Poitiers. Plus loin vers l'amont, c'est-à-dire à l'est de la Brenne, l'existence du fleuve est encore plus hypothétique. On note toutefois, sur les cartes à 1/50 000 Velles (Lorenz *et al.*, 1986) et Ardentes (Lorenz et Lorenz, 1975), la présence d'une formation "cantonée à la partie inférieure des dépôts tertiaires [attribués à l'Eocène supérieur, dont] la répartition, très irrégulière, semble cependant jalonner une zone grossièrement est-ouest [...]. Il s'agit de galets de quartz pouvant atteindre jusqu'à 10 cm, bien usés, accompagnés de

silex du Bajocien également usés et recouverts d'une patine noirâtre" (Lorenz *et al.*, 1986). Des cailloutis à silex existent aussi sur la bordure nord-ouest du Limousin, entre Montmorillon et L'Isle-Jourdain. Cependant, l'unique datation disponible dans ce secteur indique un âge éocène moyen (crocodiles et mammifères de Fontliasmès : Brunet et Gabilly, 1981 ; Petit, 1987).

Sur la feuille Poitiers à 1/50 000 (Platel et Mourier, 1986), les cailloutis à galets de quartz et de silex noirs sont disposés en une large traînée orientée N70W selon un axe Ligugé-Lavaussau-Vasles. Sa largeur atteint une dizaine de kilomètres et J. Platel et M. Mourier l'ont décrite comme étant une formation fluviale divagante d'âge éocène. A l'ouest de Vasles, les cailloutis fluviaux sont abondants dans le bois de

Magot, au pied du Terrier de Fouilloux. C. Klein (1961a) y vit de "réelles analogies de faciès" avec les cailloutis à chailles de la Brenne. La trainée oblique alors vers le nord-ouest, en direction de Bressuire, et mesure environ 5 km de large (Klein, 1961a, 1975 ; Ildefonse *in* Coubès *et al.*, 1985). Elle longe la faille Bressuire-Vasles sur son côté nord-ouest, comme si elle avait été "détournée" et "guidée" par le relief de faille (fig. 1 et 2). La surface de base des sédiments fluviaux est irrégulière, en raison de l'existence de chenaux (ex. : talus de la D725, 2,5 km à l'est de Faye-l'Abbesse ; coordonnées Lambert II : 392,5-2207,3). De plus, les isohypses de la formation montrent des distorsions et des irrégularités que l'on doit attribuer à la tectonique ultérieure mais qui, parfois, en particulier dans la région de Bressuire, laissent aussi supposer l'existence d'anciens méandres.

Collines vendéennes et couloir de Saint-Mars-la-Réorthe

Dans les Collines vendéennes, entre la faille de Bressuire-Vasles et celle de Pouzauges, l'érosion a fait disparaître les sédiments fluviaux. Le dernier témoin amont connu est celui de Mont-Louis en Nueil-sur-Argent (coordonnées Lambert II : 376,6-2215,5 ; altitude : 178 m) et le premier témoin aval est situé à La Maindronnière en Saint-Fulgent (336,3-2214,6 ; 97 m). Entre les deux, existe une lacune de 41 km.

La structure la plus remarquable de ce secteur est le couloir de Saint-Mars-la-Réorthe, situé près des Herbiers, que nous allons décrire car la question se pose de savoir s'il ne pourrait pas s'agir d'un vestige très dégradé de la paléo-vallée. Il s'agit d'une structure rectiligne E-W de 10 km de long, 2 km de large et environ 50 m de profondeur (fig. 3 à 6). Ce couloir débouche à l'ouest dans le Bas-Bocage, formant une brèche dans l'escarpement de la faille de Pouzauges (fig. 5). Ses bordures sont soulignées par un talus bien conservé malgré les entailles des rivières actuelles (fig. 4). Le talus sud est plus élevé (environ 50 m) que le talus nord (25 à 40 m), ce qui semble être en rapport avec la différence d'altitude entre les collines au nord

et au sud du couloir (fig. 6 : histogrammes 4 et 5). Lorsqu'il n'est pas trop dégradé, le fond initial de cette structure se manifeste par des replats situés entre 180 et 205 m d'altitude. Pour observer ces replats et le talus qui les domine, nous recommandons les localités suivantes : la montée de la RN160 vers le mont des Alouettes ; le point coté 213 au nord de La Creulière entre Les Herbiers et Les Epesses ; La Bridurière au sud des Epesses ; le moulin de La Monerie, enfin, qui permet d'avoir une vue générale sur la structure.

Il y a un contrôle lithologique clair dans la forme de cette structure puisqu'elle est creusée dans un long couloir de schistes, bordés au nord par le granite de Clisson-Mortagne et au sud par les granites des Châtelliers-Châteaumur et de Pouzauges (fig. 3). Le talus sud, notamment, semble pouvoir être expliqué par l'érosion différentielle. Par contre, l'érosion différentielle ne peut expliquer totalement la forme du talus nord car celui-ci, s'infléchissant vers le nord-ouest, quitte la bordure du granite de Clisson-Mortagne pour être taillé à l'intérieur du granite lui-même (versant sud du mont des Alouettes : fig. 3).

Par ailleurs, cette structure est ancienne, peut-être éocène. On peut d'abord montrer qu'elle est antérieure aux vallées actuelles. En effet, le Petit Lay et la Grande Maine naissent dans ce couloir mais ils ont creusé leur cours à un niveau topographique clairement inférieur au plancher initial de la structure. Ceci est montré notamment par l'histogramme des altitudes (fig. 6 : histogramme 3) qui présente deux maxima : le premier maximum (110-150 m) correspond à la vallée du Petit Lay qui communique de plain-pied avec le Bas-Bocage, et le second (150-200 m), au couloir lui-même dont le fond, plus ou moins dégradé, est "perché" à plus de 160 m d'altitude. Le Petit Lay a ainsi creusé un "cirque" emboîté dans la structure et ses ramifications ont profondément entaillé les talus nord et sud de celle-ci qui est donc clairement antérieure aux vallées actuelles. A l'extrémité ouest, entre Lay et Maine, l'action de ces rivières a épargné un témoin curieux, La Roche Thémer, coté à 165 m ; il pourrait s'agir d'un vestige dégradé du fond ini-

tial du couloir. En dehors de ces arguments qui permettent de penser que cette structure est ancienne, il n'existe qu'un élément de datation très ténu : J.M. Bourdeau (1942) a décrit un "gisement de grès éocènes [...] près des Herbiers (Vendée), au pied du Mont des Alouettes, sur le rebord sud du Haut Bocage vendéen. De petits blocs (30 à 35 cm de côté) et des fragments de grès (10 à 15 cm) rougeâtres, patinés [...] sont visibles dans les champs, près de l'Angirardière notamment". Nous avons retrouvé les grès décrits par J.M. Bourdeau sur des replats situés entre 180 et 195 m d'altitude (ex. : 344,3-2216,0 ; 344,6-2215,6). Ces témoins, très résiduels, sont localisés dans le couloir, à 200 ou 300 m du talus nord et au débouché de celui-ci dans le Bas-Bocage. De tels grès sont souvent considérés comme éocènes *s.l.* dans le Massif armoricain (grès ladères). On les trouve souvent associés aux sédiments du fleuve. Il serait toutefois très téméraire de leur donner une valeur stratigraphique précise.

A partir de ces analyses, on peut émettre deux hypothèses, qui d'ailleurs peuvent se combiner :

a) *Le couloir de Saint-Mars-la-Réorthe aurait été façonné par la pédimentation* : lors de la surrection des Collines vendéennes, à l'Eocène moyen ou supérieur, une surface "S2" fut sculptée, par la pédimentation, à environ 50 m au-dessous de la surface "S1" pré-existante (Désiré-Marchand et Klein, 1988). Cet étagement du relief est visible dans l'ensemble des Collines vendéennes. Localement, ce phénomène aurait façonné un couloir dont le fond serait constitué de la surface S2 plus ou moins dégradée, les talus marquant l'étagement entre S2 et S1. Cette hypothèse s'accorde avec l'âge ancien de la structure et peut expliquer le rôle discuté de l'érosion différentielle, la pédimentation étant peu sensible à la lithologie.

b) *Le couloir de Saint-Mars-la-Réorthe serait un vestige très dégradé de la paléo-vallée yprésienne* : L'inflexion du cours du fleuve en amont et la position du premier témoin aval (fig. 1) permettent de penser que le fleuve a probablement emprunté ce couloir de schistes entre Mauléon et Les Herbiers, exploitant cette zone de moindre résis-

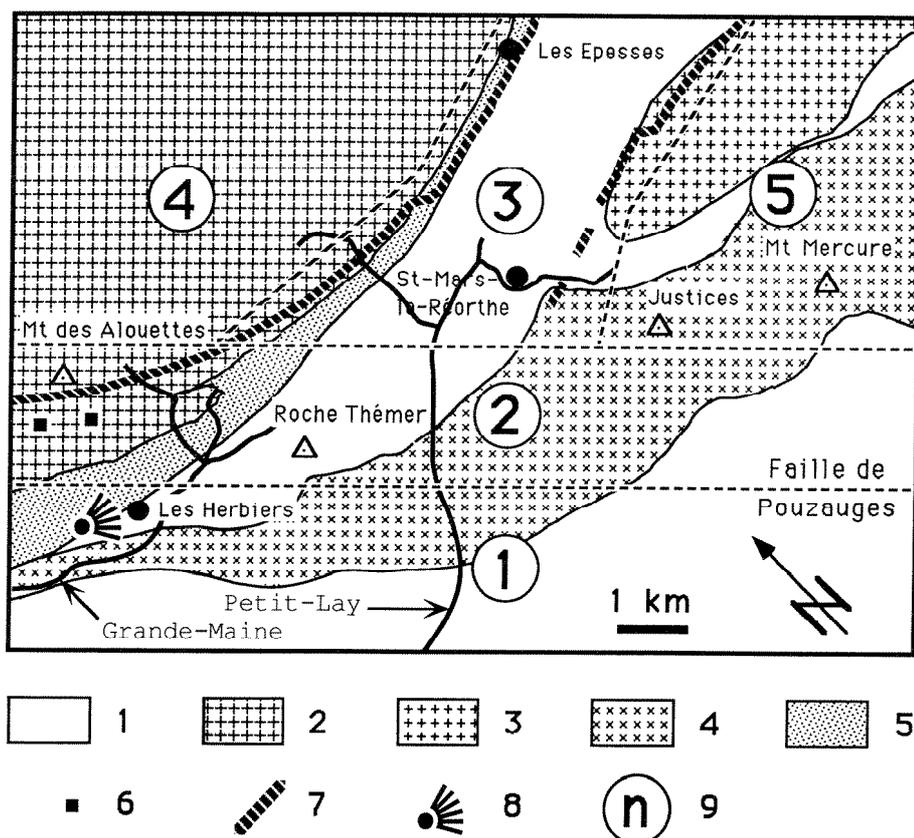


Fig. 3. — Couloir de Saint-Mars-la-Réorthe. Esquisse géologique.

D'après la carte géologique à 1/80 000, modifiée. Cadre : cf. figure 1 (Coordonnées Lambert II : coin ouest : 341,5-2213,5 ; coin nord : 348,5-2220,5 ; coin est : 358,5-2210,5 ; coin sud : 351,5-2203,5).

1 : micaschistes et schistes ; 2 : granite de Clisson-Mortagne ; 3 : granite des Châtelliers-Châteaumur ; 4 : granite de Pouzauges ; 5 : gneiss ; 6 : témoins résiduels de grès ladères (Bourdeau, 1942) ; 7 : talus ; 8 : point d'observation de la figure 5 ; 9 : zones de la figure 6 (la limite des zones 1 et 2 coïncide avec la faille de Pouzauges).

Fig. 3. — Saint-Mars-la-Réorthe corridor. Geological sketch map.

Modified from the 1:80,000 scale geological map. Frame position: cf. Fig. 1 (Lambert II grid reference: western corner: 341.5-2213.5; northern corner: 348.5-2220.5; eastern corner: 358.5-2210.5; southern corner: 351.5-2203.5).

1: micaschist and schist; 2: Clisson-Mortagne granite; 3: Les Châtelliers-Châteaumur granite; 4: Pouzauges granite; 5: gneisses; 6: relict eocene sandstones (Bourdeau, 1942); 7: escarpments; 8: view point of figure 5; 9: zones 1, 2, 3, 4, 5 in figure 6 (the Pouzauges Fault coincides with the boundary between zones 1 and 2).

tance pour établir son cours. Les talus représentent-ils pour autant les bordures de la paléo-vallée ? La position, la direction et l'écartement de ces talus semblent indiquer que cette hypothèse est possible. Le fait le plus troublant est l'inflexion du talus nord qui pénètre à l'intérieur du granite de Clisson (cf. *supra*). L'érosion différentielle ne peut rendre compte de cette inflexion qui, par contre, serait expliquable par la courbure du fleuve dont le cours devait nécessairement dévier vers le NW en direction de Montaigu (fig. 1). De plus, il existe dans la région un contre-exemple : le granite de Pouzauges et la diorite quartzique de Moncoutant sont séparés par

des schistes qui forment aussi un couloir dont l'orientation et la position dans les Collines vendéennes sont similaires ; mais l'érosion n'y a creusé aucune gouttière comparable à notre structure.

La seconde hypothèse ne pourrait être démontrée que par la découverte de témoins de cailloutis à galets de quartz et de silex noirs dans le couloir. La conservation depuis l'Eocène de tels sédiments meubles est toutefois très improbable, en raison de l'altitude, des pentes et du fait que cette structure fut incontestablement très retouchée par l'érosion ultérieure, notamment par l'action de la Grande Maine et du Petit Lay qui en éventrèrent la partie sud-ouest.

Partie aval et embouchure

Entre La Maindronnière en Saint-Fulgent et Montaigu, les témoins fluviaux à dragées de quartz et silex noirs dessinent un drain de 20 km de long, dans lequel la Grande Maine a établi son cours. Ce drain mesure 3,5 km de large et une dizaine de mètres de profondeur. Cette portion du fleuve est marquée par le passage du granite de L'Ortay qui se traduit, de La Richerie à La Grassière, par une pente accrue (3,2 ‰ pour une pente moyenne de 2,4 ‰) et un resserrement des isohypses (cf. feuille Montaigu à 1/50 000, à paraître).

En aval de Montaigu, le fleuve s'élargit en "delta" et la sédimentation évolue : les argiles kaoliniques et les sables, dont le façonnement devient franchement marin, sont plus fréquents ; des sapropels apparaissent ; stratifications obliques et chenaux (fig. 7) sont omniprésents. La question de savoir s'il s'agit d'un delta ou d'un estuaire est un peu délicate car l'un et l'autre ont pu coexister et se succéder dans le temps. Le façonnement marin des sables et l'existence dans certains sapropels d'une microflore marine à dinoflagellés traduisent assurément des influences marines, mais les sapropels évoquent aussi une plaine deltaïque, lagunaire et marécageuse, à mangroves. Par commodité, dans le reste du texte, nous désignerons par "embouchure" toute la région située en aval de Montaigu et comprise dans l'angle Clisson-Montaigu-Noirmoutier.

Les argiles blanches kaoliniques sont assez fréquentes dans cette embouchure. Elles sont particulièrement abondantes dans la partie amont de celle-ci, aux environs de Vieilleville et de Saint-Hilaire-de-Loulay, notamment à l'est de cette localité où un important gisement d'intérêt économique potentiel a fait l'objet de recherches (n° archivage au SGN : 6-4001 ; le gisement est constitué à la fois d'altérites *in situ* et d'argiles sédimentaires). Le dépôt de ces argiles pourrait être dû à une floculation liée à l'augmentation de salinité. Leur position évoque, à une échelle beaucoup plus modeste, celle des argiles plastiques de l'Yprésien du bassin de Paris qui, de Mantes à Provins, font la transition entre les faciès fluviaux méridionaux et les faciès lagunaires ou marins septentrionaux.

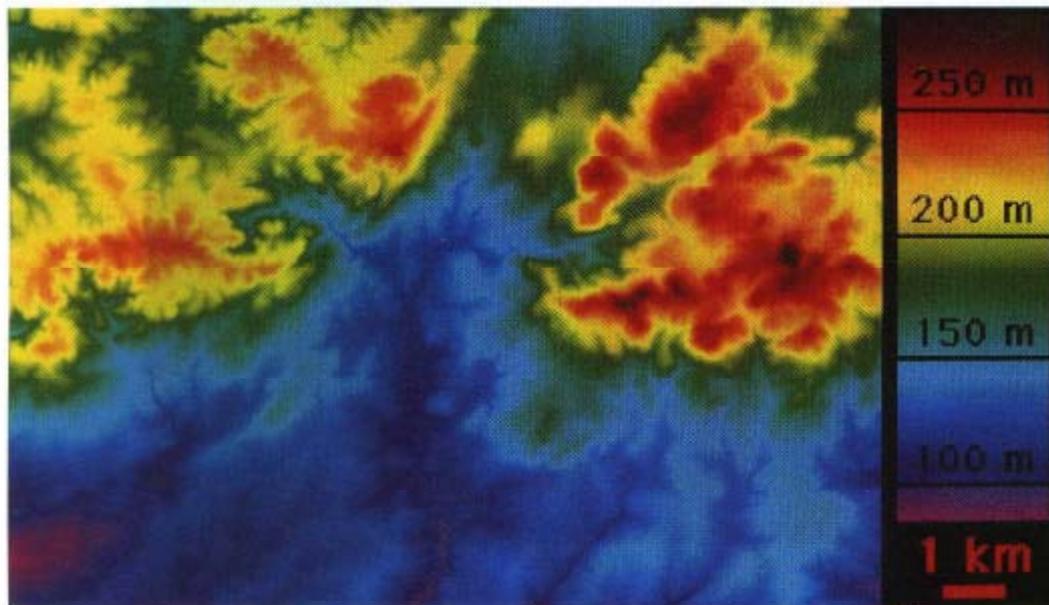


Fig. 4. – Couloir de Saint-Mars-la-Réorthe.

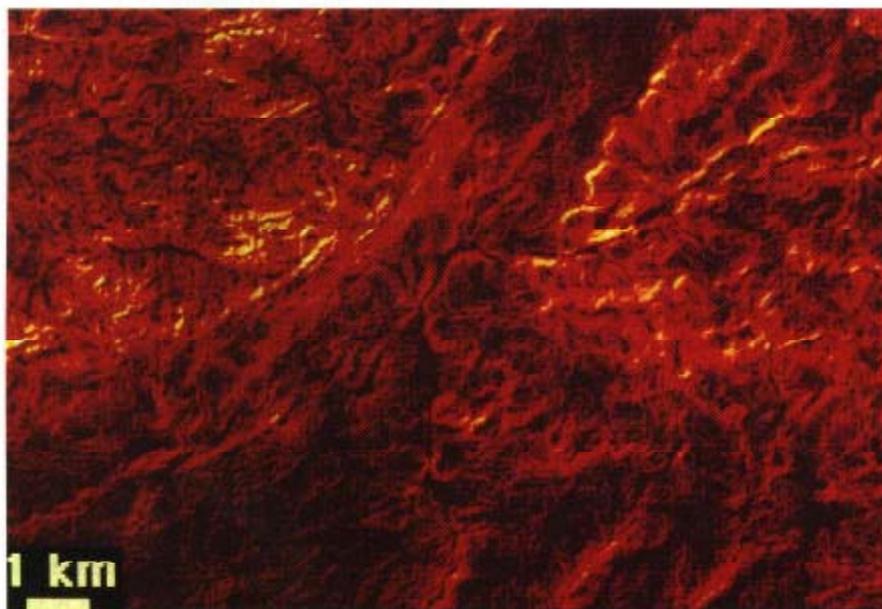
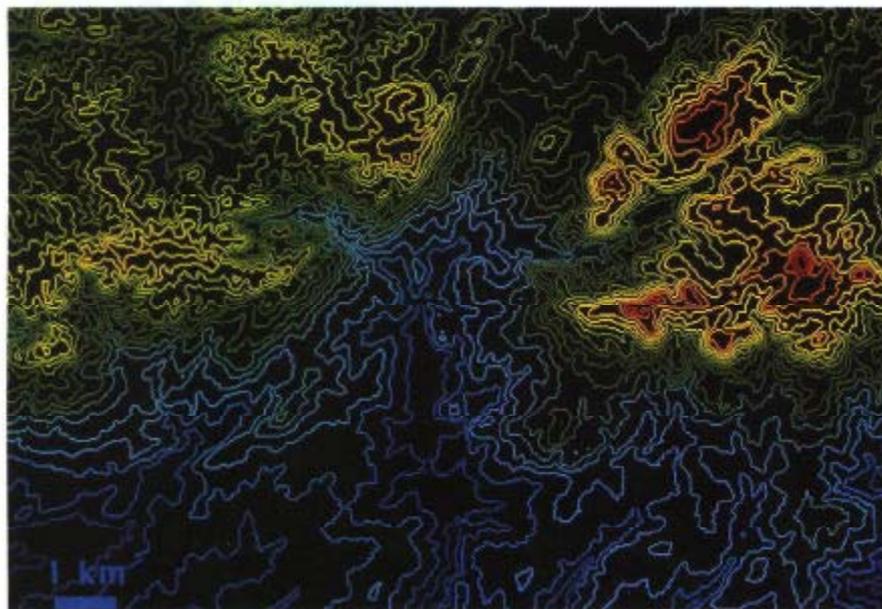
Images 256 couleurs générées à partir d'un Modèle Numérique de Terrain de maille 50 m (Copyright : IGN, 1992 ; autorisation de publier n° 80-4094) ; altitudes N.G.F. ; même cadre que la figure 3.

4a- Altitudes ;
4b- Courbes de niveaux (courbes 90, 100, 110, ..., 260 et 270 m) ;
4c- Pentés.

Fig. 4. – Saint-Mars-la-Réorthe corridor.

256-color images computed from "DEM" grid (Copyright : IGN, 1992). Unit cell: 50 m; altitude reference: N.G.F.; same frame as figure 3.

4a- Altitudes ;
4b- Contour lines (levels: 90, 100, 110, ..., 260, 270 m) ;
4c- Slopes.



Les argiles noires sapropéliennes n'existent qu'en aval de Montaigu. La palynologie (cf. Datations) a permis d'y distinguer un faciès à microflore marine réparti dans toute l'embouchure et un faciès à microflore continentale dont les gisements sont concentrés suivant un axe Montaigu - Grand Lieu - Saint Père en Retz. Cet axe de 50 km de long est situé précisément dans le prolongement du fleuve. On est donc tenté d'y voir la trace du chenal principal ou du panache qui seraient ainsi à l'origine de ces apports continentaux.

Les cailloutis sont encore abondants dans un rayon de 50 km en aval de Montaigu. Actuellement, on peut les observer dans les gravières de Lincuire en Geneston, de La Charouillère et de La Rivière en La Marne. Au-delà, vers le nord-ouest, leur fréquence diminue et ils sont progressivement remplacés par des sables. Ainsi, dans les régions de Noirmoutier, Pornic et Savenay – soit à environ 65 km de Montaigu –, les sédiments ne sont plus guère formés que d'argiles et de sables dans lesquels on observe encore quelques silex jurassiques et spongiaires sénoniens, éléments remaniés typiques de la formation. Au delà, sur la façade atlantique de la Bretagne, les divers gisements yprésiens connus (Abrard, 1941 ; Durand, 1949, 1960 ; Andreieff *et al.*, 1968 ; Barbaroux *et al.*, 1971 ; Bouysse *et al.*, 1974 ; Ollivier-Pierre, 1980) sont encore marqués par des apports détritiques. Ils sont surtout formés de sédiments argilo-sableux et

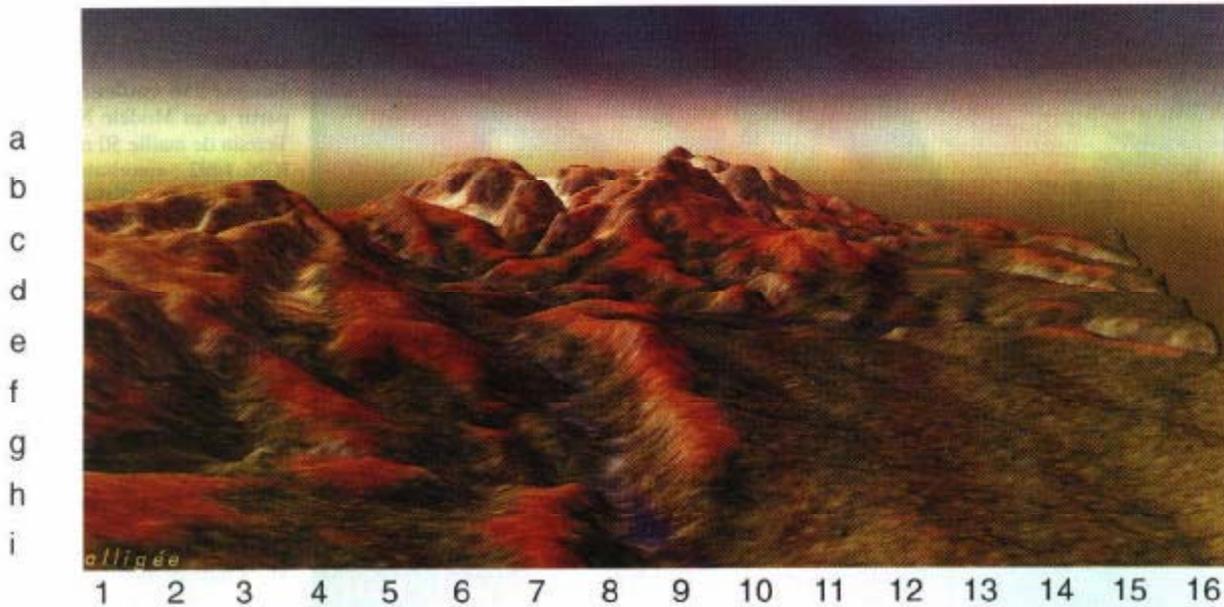


Fig. 5. — Vue du couloir de Saint-Mars-la-Réorthe et de l'escarpement de la faille de Pouzauges.

Observation depuis la verticale des Herbiers (cf. fig. 3), vers l'ESE en direction du mont Mercure ; reliefs multipliés par 10. a9 : mont Mercure ; i-3 (hors image) : mont des Alouettes ; e6 à i9 : vallée de la Grande Maine ; d6 à e16 : vallée du Petit Lay ; e8 et f9 : La Roche Thémer ; b5 : seuil des Epesses ; b4 à f1 : talus nord ; b6 à c7 : talus sud ; c12 à i9 : faille de Pouzauges ; b10 à h1 : escarpement de la faille de Pouzauges ; a9 à b1 : surface pré-éocène régulièrement inclinée vers le NE (effet de basculement de bloc lié au jeu de la faille de Pouzauges).

Fig. 5. — Saint-Mars-la-Réorthe corridor and Pouzauges Fault scarp.

View from Les Herbiers to Mercure mount (ESE direction: cf. fig 3); relief $\times 10$. a9: Mercure mount; i-3 (outside the image): Les Alouettes mount; e6 to i9: La Grande Maine valley; d6 to e16: Le Petit Lay valley; e8 and f9: La Roche Thémer; b5: Les Epesses pass; b4 to f1: northern escarpment; b6 to c7: southern escarpment; c12 to i9: Pouzauges fault; b10 to h1: Pouzauges fault scarp; a9 to b1: pre-Eocene surface tilted to the NE when the Pouzauges Fault was active.

s'opposent en cela aux sédiments lutétiens essentiellement calcaireux. Signifions enfin que spongiaires sénoniens et silex ont été observés, à l'état résiduel, jusque dans le golfe du Morbihan (Mazères, 1931). La cavité d'un spongiaire recueilli par cet auteur contenait quelques nummulites indiquant un remaniement éocène.

Au sud de l'embouchure, le littoral devait s'infléchir vers le SSE (fig. 1) en direction de la région de Coutras-Libourne où, au Cuisien, existait un autre fleuve avec delta (Dubreuilh, 1989 ; Meunier *et al.*, 1989).

Sédimentologie

Dans le cadre de cette étude, nous n'avons pas entrepris de nouveaux travaux sur la sédimentologie des sédiments fluviaux. Nous présentons donc ici une synthèse des travaux antérieurs en les confrontant à la nouvelle interprétation (*i.e.* fleuve yprésien).

Les cailloutis

Les cailloutis possèdent des caractères typiques que l'on observe aussi

bien dans la partie amont que dans la partie aval du fleuve et qui permettent, à eux seuls, de différencier la formation des autres formations graveleuses de la région. Ces caractères sont les suivants :

- a) abondance de galets de silex remanié à patine noire ;
- b) abondance de "dragées" de quartz ;
- c) présence de quelques fossiles remaniés du Crétacé supérieur, principalement des spongiaires silicifiés ;
- d) absence presque totale d'autres éléments lithiques remaniés.

Les très nombreux galets de silex (ou chailles), à patine noire ou gris bleuté, diminuent de taille entre l'amont et l'aval. Ils dépassent fréquemment le décimètre en Poitou ; dans le Bressuirais, leur taille et leur aspect sont ceux d'un tubercule de pomme de terre ; dans l'embouchure, ils sont souvent inférieurs à 5 cm. Leur âge serait jurassique inférieur ou moyen. En effet, selon L. Valensi (*in* Ters, 1961 : p. 67), la microfaune des silex de La Jacquetterie, à l'est de Machecoul (sud de l'embouchure) "permet de les attribuer au Jurassique, peut-être au Bathonien". Le même auteur (Valensi, 1954) décrit une micro-

faune similaire pour la partie amont du fleuve : "La presque totalité des silex de la région de Bressuire est aalénienne [...]. Un silex de Saint-Porchaire est bathonien inférieur, de structure oolithique, avec des débris d'articles de crinoïdes. Il renferme des microfossiles caractéristiques [...]".

Les "dragées" de quartz constituent l'autre composante importante des cailloutis. Leur taille, plus petite que celle des silex, est habituellement comprise entre 1 et 3 cm. Leur degré d'arrondi est bien supérieur à celui des galets de silex. Ceci semble indiquer que ces dragées ont une origine géographique plus lointaine que les silex, ou qu'elles proviennent du remaniement d'une formation graveleuse pré-existante.

La troisième composante des cailloutis et des "sables à galets" est constituée de fossiles silicifiés et remaniés du Crétacé supérieur. Ces éléments, tout-à-fait négligeables par le volume, sont néanmoins très caractéristiques de la formation. Plusieurs auteurs anciens et modernes ont mentionné leur présence en plusieurs points de l'embouchure, souvent avant que l'âge yprésien de la formation n'ait été reconnu. Ce fut le cas

à Noirmoutier (Bertrand-Geslin, 1834 ; D'Archiac, 1846 ; Ferronnière, 1920 ; Ters, 1978c), dans le bassin de Macheoul et à La Sennetière (Durand, 1960 ; Mounès, 1974), à Savenay (Barrois, 1921 ; Bézier, 1922), à Montbert (Ganichaud, 1922 ; Ters, 1982 ; Chevalier et Borne, 1989), dans les régions de Pornic (Bureau et Ferronnière, 1926) et de Grand-Lieu (Bureau et Ferronnière, 1926 ; Ters, 1982). Les principaux fossiles mentionnés par ces auteurs, et observés aussi par nous-mêmes, sont surtout des spongiaires silicifiés (spongiaires branchus et cupulospongiaires, en particulier *Jerea* sp.) mais il est question aussi de *Gryphaea columba* var. minor, de *Pecten*, *Ostrea*, *Rhynchonella*, etc., toujours silicifiés et plus ou moins usés. A titre d'exemple, on peut citer B. Ganichaud (1922) qui a récolté près de Montbert, un certain nombre de fossiles "toujours un peu roulés", parmi lesquels, "de nombreux cupulospongiaires silicifiés, une baguette très bien conservée de *Cidaris* [...], des *Ostrea* [...], quelques *Pecten* et *Janira* silicifiés et, surtout, une ammonite [semblant être] *Fagesia superstes* Kosmat" du Cénomannien supérieur. En ce qui concerne la partie amont, E. Patte (1953) a observé, dans la gravière de Saurais, près de Parthenay, un spongiaire siliceux "très roulé" du Sénonien (*Craticularia* sp.). Nous-mêmes avons observé des spongiaires à L'Hôpiteau, Faye-l'Abbesse et Saint-Porchaire près de Bressuire. Entre les Collines vendéennes et Montaigu, des spongiaires furent aussi observés à Puy-Greffier en Saint-Fulgent et à Saint-Georges-de-Montaigu. Signalons, enfin, l'existence de quelques fragments roulés de bois silicifié que nous avons récoltés à Viellevigne (cmbouchure) et à Faye-l'Abbesse (amont), et qui existent aussi sur la feuille Parthenay (Coubès *et al.*, 1985).

Ces éléments remaniés se retrouvent, dans toute leur diversité, aussi bien dans la partie amont que dans la partie aval du fleuve. Ils permettent de relier ces deux parties séparées par une lacune de 40 km. Seule l'existence d'une telle connexion peut expliquer la présence de silex jurassiques et fossiles crétacés dans les sédiments de l'aval, car aucune formation susceptible de les avoir fournis n'existe dans l'amont du bassin versant de la Grande Maine. Ces éléments rema-

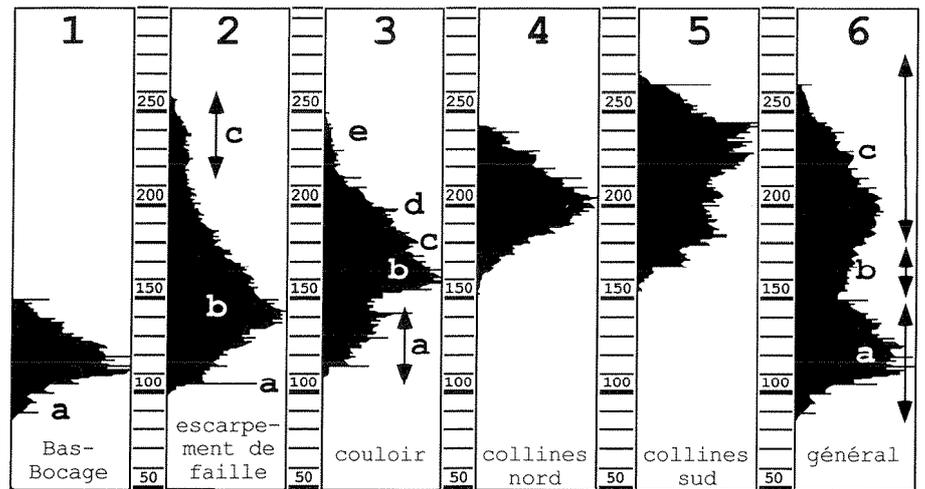


Fig. 6. – Couloir de Saint-Mars-la-Réorthe. Histogrammes des altitudes.

Pour la position des zones 1, 2, 3, 4, et 5, se référer à la figure 3.

Zone 1 : Bas-Bocage, à l'ouest de la faille tertiaire de Pouzauges (a- vallées) ;

Zone 2 : Escarpement de la faille de Pouzauges (a- vallée du Petit Lay ; b- étage principal ; c- crêtes) ;

Zone 3 : Couloir de Saint-Mars-la-Réorthe (a- "cirque" creusé par le Petit Lay ; b- fond dégradé du couloir ; c- seuil des Epesses ; d- replats sur les côtés ; e- talus du couloir) ;

Zone 4 : Collines au nord du couloir ;

Zone 5 : Collines au sud du couloir ;

6 : Histogramme général (= 1 + 2 + 3 + 4 + 5) (a- Bas-Bocage ; b- couloir de St-Mars-la-Réorthe ; c- Collines vendéennes).

Fig. 6. – Saint-Mars-la-Réorthe corridor. Altitude histograms.

Position of zones 1, 2, 3, 4 and 5. See figure 3.

Zone 1: "Bas-Bocage", to the west of the Pouzauges Fault (a- valleys);

Zone 2: Pouzauges Fault scarp (a- Le Petit Lay valley; b- main step; c- ridges);

Zone 3: hypothetical fossil valley of Saint-Mars-la-Réorthe (a- head of Le Petit Lay valley; b- eroded floor of the hypothetical fossil valley; c- Les Epesses pass; d- benches; e- escarpments on both sides);

Zone 4: Hills on the northern side of the corridor;

Zone 5: Hills on the southern side of the corridor;

6: General histogram (= 1+2+3+4+5) (a- "Bas-Bocage"; b- Saint-Mars-la-Réorthe corridor; c- Vendée Hills).

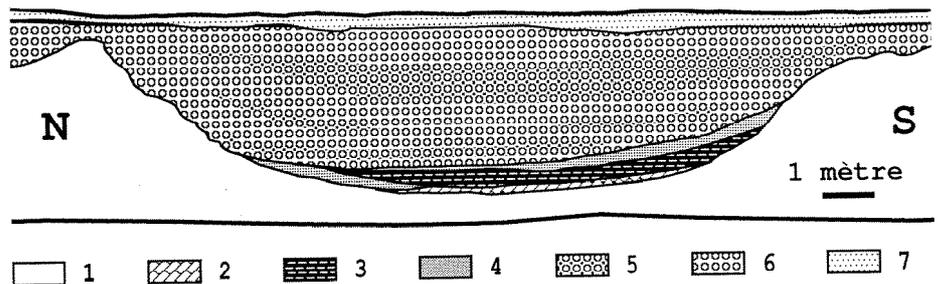


Fig. 7. – Coupe d'un chenal.

Localisation : La Petite Sénardière, à l'ouest de Montaigu, talus Est de l'autoroute A83, 150 m au sud du pont de la route D753 (coordonnées Lambert II : 315,32-2225,67 ; altitude : 43 m) ; direction du talus : N145 ; direction du chenal (observé de part et d'autre de la trancheée) : N135W.

1 : socle altéré ; 2 : silex et blocs décimétriques de quartz, dans une matrice argilo-sableuse noire ; 3 : argile noire sapropélienne à microflore yprésienne (cf. Tabl. 1) ; 4 : sable fin beige bien classé ; 5 : sable avec galets de silex et de quartz ; 6 : cailloutis à galets de silex et de quartz ; 7 : terre végétale.

Fig. 7. – Section of a stream channel.

Locality : La Petite Sénardière, near Montaigu, on the eastern side of the A83 highway, 150 m to the south of the RD753 bridge (Lambert II grid reference: 318.32-2225.67; altitude: 43 m); direction of the section: N145; direction of the channel (observed on both sides of the highway): N135W.

1: weathered bedrock; 2: decimetric flintstones and boulders of quartz, within a clayey-sandy black matrix; 3: sapropel bearing an ypresian microflora (cf. Table 1); 4: well-sorted fine-grained sands; 5: sands with a few flint and quartz pebbles; 6: gravels bearing flint and quartz pebbles; 7: soil.

niés constituent, par ailleurs, un échantillonnage assez complet et représentatif des diverses formations géologiques du Seuil du Poitou et de la bordure méridionale du bassin de Paris. Il est probable en effet que les galets de quartz proviennent, directement ou indirectement, des terrains cristallins du nord-ouest du Massif central. Les galets de silex ont pour origine les calcaires du Jurassique inférieur et moyen, vraisemblablement par l'intermédiaire des argiles à silex. Du bois silicifié existe à la base du Cénomaniens, en particulier en Mirebalais. Les débris de bivalves proviendraient de l'ensemble du Crétacé supérieur et, peut-être plus spécifiquement, des "marnes à ostracées" du Cénomaniens supérieur. Les spongiaires siliceux, enfin, sont abondants dans les sables sénoniens.

Les sables

Les sables accompagnent fréquemment les cailloutis avec lesquels des termes de passage (sables à galets) existent. Leur étude minéralogique, granulométrique et morphoscopique fut entreprise par quelques auteurs : Wang Nai Liang (1951) ; M. Gautier (1969) ; J. Mounès (1974) ; J. Flageollet (1977) ; M. Chevalier (1987) ; V. Borne *et al.* (1989b) ; M. Chevalier *et al.* (1989a). Une compréhension synthétique de ces études est difficile. Néanmoins, l'étude de J. Flageollet (1977) est particulièrement intéressante car elle permet de comparer les sables yprésiens de l'amont (L'Hôpiteau près de Bressuire : éch. 666, 667 ; fig. 105) avec ceux de l'embouchure (Les Frêches, La Robertière, La Planche, etc. : éch. 611 à 613, 621 à 623, 632 et 633 ; fig. 115 et 117). Dans tous les cas, les sables sont quartzeux, avec seulement 1 ou 2 % de grains de feldspath à L'Hôpiteau et 0 % dans l'embouchure ; ceci pourrait traduire une altération et un transport importants. Dans les deux cas, on observe des grains émoussés luisants (EL) et des quartz hyalins (QH), mais leur proportion est différente entre l'amont (EL 20-40 % ; QH 80-60 %) et l'embouchure (EL > 80 % ; QH < 5 %), ce qui traduit un évident façonnement marin pour ce dernier cas. Selon la même logique, l'indice d'émoussé progresse de l'amont vers l'aval : moins de 10 % des grains ont un indice d'émoussé supérieur ou égal à 0,5 à L'Hôpiteau ;

environ 20 % des grains ont un indice d'émoussé supérieur ou égal à 0,5 dans l'embouchure. Dans l'embouchure, les minéraux lourds sont, d'après J. Flageollet (1977), "des minéraux résistants, fréquents en milieu littoral : ilménite et grenat", tandis que V. Borne *et al.* (1989b) citent essentiellement staurotite et andalousite. Plusieurs auteurs (Gautier, 1969 ; Flageollet, 1977 ; Chevalier, 1987) ont souligné l'importance du façonnement marin des sables de l'embouchure.

De plus, J. Flageollet suggère l'existence dans l'embouchure de niveaux sableux dont le façonnement marin est particulièrement important. Il s'agit de sables très fins, que l'auteur ne dissocie pas des autres car "ils contiennent eux aussi quelques galets, quelques chailles ; [... ils] sont également exclusivement quartzeux et tous EL, mieux triés. Les minéraux lourds sont également des minéraux résistants littoraux : ilménite, grenat. Ce sont des sables marins infratidaux". Ce faciès est visible "entre La Planche et Montbert". Nous croyons pouvoir ranger dans cette catégorie certains sables très fins de la dépression de Grand Lieu. Il semble que ces sables fins marins soient concentrés à la partie supérieure des sédiments yprésiens et qu'ils succéderaient aux cailloutis, sables grossiers et argiles noires (Borne, 1987 ; Chevalier, 1987).

Les sapropels

Les argiles noires sapropéliennes de l'embouchure sont interstratifiées dans les cailloutis et, plus fréquemment, dans les sables. La puissance de ces niveaux atteint habituellement quelques décimètres, mais des épaisseurs de plusieurs mètres ont été observées (Chevalier, 1987 ; cf. tabl. 2). Ce sont ces sapropels qui, par leur microflore, ont permis de dater la formation. Ils furent étudiés par S. Durand (1960), M. Ollivier-Pierre *et al.* (1985), M. Chevalier (1987), V. Borne *et al.* (1989b). Ces derniers auteurs les décrivent comme "constitués de fines lamines formées alternativement d'argiles compactes et de silts quartzeux riches en muscovite ; des spicules de spongiaires remaniés y sont fréquents. [... Les] argiles contiennent des débris charbonneux ainsi qu'une forte propor-

tion de pyrite (en grains ou en épigénie de fragments végétaux). Quelques cristaux de gypse ont été également observés". Localement, la pyrite peut être très abondante ; au Cobe (Noirmoutier), elle fut exploitée de 1811 à 1814 pour produire de la soude à partir de sel marin (Piet, 1863). L'analyse minéralogique des argiles (Estéoule-Choux *in* Ollivier-Pierre *et al.*, 1985 ; Borne, 1987) a montré la présence constante de kaolinite accompagnée de smectite dans les niveaux à microflore marine abondante, et d'illite dans les niveaux à microflore continentale. Ces argiles noires sont aussi uranifères. Si l'on se réfère à des études de sédiments éocènes formés dans des conditions similaires (*e.g.* Meunier *et al.*, 1989), on peut alléguer que l'uranium est vraisemblablement présent sous forme de coffinite $[U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}]$ associée à la matière organique.

Des sables noirs sapropéliens, avec une grande abondance de grains de quartz cariés, accompagnent parfois ces argiles (*e.g.* Chevalier *et al.*, 1989a). L'exoscopie des grains de quartz y fut étudiée par M. Chevalier (1987) et V. Borne *et al.* (1989b) : les faces des grains montrent des figures de dissolution dont certaines "sont remplies par de la silice de néogène, parfois accompagnée de baguettes de gypse [...]. Des dépôts de fins globules siliceux, visibles sur certains grains, témoignent de périodes d'immobilisation. L'ensemble de ces caractères indique une mise en place en milieu aquatique de basse à moyenne énergie". M. Ollivier-Pierre *et al.* (1985) pensent qu'un climat chaud et humide et un milieu marin ou deltaïque riche en alumine et en acides humiques peuvent expliquer de telles figures de dissolution. Dans tous les cas, les conditions particulières de formation et de conservation de ces sapropels ne peuvent être que très réductrices.

Les argiles blanches

Dans la partie amont, les argiles furent étudiées par Ildefonse (*in* Coubès *et al.*, 1985) : "Dans le nord [en Bressuirais] le minéral argileux dominant est la kaolinite, alors que dans la partie sud-est [près de Lhoumois] c'est la smectite". On peut envisager, à titre d'hypothèse, que la smectite a pour origine le rema-

niement des argiles cénomaniennes de cette région, elles-mêmes riches en smectite (Ildefonse, *op. cit.* ; Dhoste *et al.*, 1987).

A l'embouchure du fleuve, et plus généralement dans l'ensemble du Massif armoricain, la kaolinite est le minéral dominant des argiles yprésiennes, ce que J. Estéoule-Choux (1968, 1970) attribue à une phase de rhexistasie. Précisons que lorsque la rubéfaction des sables et cailloutis est importante, les niveaux argileux blancs qu'on y observe pourraient être d'anciens sapropels oxydés.

Les grès ladères

On nomme "pierre ladère" la dalle supérieure des dolmens. Les géologues armoricains utilisent aussi cet épithète pour désigner les grès tertiaires qui ont souvent servi à cet usage (Durand, 1960). En Vendée, ces grès "ladères" se présentent sous forme de grandes dalles à la partie supérieure des formations sablo-graveleuses yprésiennes, mais aussi crétacées (Touvois ; Challans), voire lutétiennes (Saffré ; Grand-Lieu). Ils existent dans toute l'embouchure où ils devaient former des croûtes de silicification d'origine pédologique à la partie supérieure des sédiments éocènes. Ces croûtes furent en grande partie démantelées, de telle sorte que l'on observe souvent ces grès sous forme de blocs remaniés et patinés par l'action éolienne ("grès lustrés"). Ces grès existent aussi dans la partie amont du fleuve (Noirterre : 390,9-2209,3 ; Maisontiers : 402,0-2200,2 ; Enjouran ; Sourches)... et un peu partout dans le Massif armoricain. Ils sont, semble-t-il, plus fréquents lorsque l'épaisseur des sédiments est faible, notamment sur les bordures de la formation yprésienne.

Le matériel grésifié (Chevalier, 1987) était composé de cailloutis et de sables, de telle sorte que tous les intermédiaires existent entre un faciès grossier et un faciès fin. Les grès grossiers sont composés de grains de quartz parfois centimétriques, jointifs, à nourrissage siliceux faible. Des oxydes de titane et du microquartz comblent en partie les interstices où les figures d'illuviation sont fréquentes. Dans les grès plus fins, les petits grains de quartz, fortement

nourris, sont engrenés avec des auréoles de nourrissage siliceux qui sont parfois soulignées par des oxydes. Il existe un autre faciès, plus rare, à débit colonnaire, qui résulterait de la silicification d'un matériel argileux (Chevalier, 1987), selon un processus décrit dans le bassin de Paris (Thiry, 1978) et en Bretagne (Estéoule-Choux, 1983).

Datations

Historique des datations

L'âge des sédiments de l'embouchure a varié selon les localités et le gré des auteurs. On y vit, tour à tour, du Crétacé supérieur, de l'Eocène, du Pliocène, voire du Quaternaire.

L'âge crétacé supérieur fut adopté pour diverses localités du nord-ouest de la Vendée, en particulier Noirmoutier, par les anciens auteurs (*e.g.* Bertrand-Geslin, 1834 ; Rivière, 1842 ; D'Archiac, 1846), sur la foi de fossiles crétacés dont on pense aujourd'hui qu'ils sont remaniés (*cf. supra*). Une grande partie de la formation fut ainsi figurée comme Sénonien et Turonien dans la première édition de la feuille Nantes à 1/80 000 (Bureau et Ferronnière, 1926).

L'âge pliocène fut avancé par G. Vasseur (1881). Ayant observé les sables azoïques de Saint-Jean-la-Poterie, près de Redon, au-dessus des argiles pliocènes à *Nassa prismatica*, il proposa avec prudence un âge pliocène supérieur pour l'ensemble des sables et cailloutis rubéfiés ("sables rouges") du Massif armoricain méridional. En raison de l'influence qu'eurent les travaux de Vasseur, à une époque où la publication de la carte géologique à 1/80 000 imposait aux auteurs de choisir une attribution stratigraphique, la presque totalité des sables rouges azoïques de l'ensemble du Massif armoricain fut attribuée au Pliocène supérieur, au risque de ranger sous la même appellation des formations d'origine et d'âge différents. Les "sables rouges de la Basse-Loire", notamment, furent classés dans le Pliocène (*e.g.* Denizot, 1924). Au fil du temps, on oublia la fragilité de cette attribution et, aujourd'hui, presque tous les sédiments de l'embouchure figurent comme Pliocène ou Plio-Quaternaire sur les cartes géologiques.

Cependant, l'utilisation d'une nouvelle technique de datation, la palynologie, permit à S. Durand (1957a, 1957b, 1958, 1960) de réviser l'âge des sédiments de Noirmoutier, La Sennetière et Savenay pour leur attribuer un âge éocène. Cette révision fut toutefois strictement restreinte aux localités étudiées, voire même à l'horizon daté (La Sennetière). Dans les années suivantes, devant la multiplication des déterminations palynologiques donnant un âge yprésien, Mireille Ters hésita à remettre en cause l'âge pliocène et tenta de faire figurer au mieux, sur les cartes géologiques à 1/50 000 (Ters, 1978a, 1978b, 1978c, 1982), les témoins d'Yprésien daté, isolés parmi des "sables rouges pliocènes". Plus récemment, l'attribution de la formation au Pliocène fut remise en cause par M. Chevalier (Chevalier, 1987 ; Chevalier et Borne, 1989).

Les grès ladères de l'embouchure, quant à eux, furent tôt assimilés aux grès "à Sabals" (palmiers fossiles) de l'Anjou par de nombreux auteurs : L. Crié (1881) ; G. Vasseur (1881) ; A. De Grossouvre (1898) ; J.M. Bourdeau (1938, 1940) ; J.M. Bourdeau et A. Guilhaud (1941). Ces grès à Sabals de l'Anjou et du Maine furent eux-mêmes l'objet d'une querelle entre, d'une part, J. Welsch (1897, 1910) qui y avait observé des fossiles sénoniens, et, d'autre part, A. Bigot (1897, 1903), O. Couffon (1908b, 1909) et P. Fritel (1922) qui se fondaient sur la flore fossile (Crié, 1878 ; Boulay, 1888 ; Fritel, 1922) pour leur attribuer un âge bartonien. L'existence de grès similaires entre le Lutétien marin et l'Oligocène du bassin de Saffré (zone V de Vasseur, 1881 ; Durand, 1960) plaçait aussi en faveur de cet âge. Depuis lors, on pense généralement (*e.g.* Denizot, 1972 ; Vaudois-Miéja, 1979 ; Mouyoungou, 1989) que ces grès résultent de la grésification, à l'Eocène, de sables sénoniens plus ou moins remaniés. Par analogie avec ces grès de l'Anjou, les grès ladères du nord-ouest de la Vendée furent donc considérés comme bartoniens, avec toutefois une incertitude pour les grès de la région de Touvois (La Péranche) pour lesquels une querelle similaire à celle de J. Welsch et A. Bigot opposa M. Ters (1961, pp. 178-179) à S. Durand (1960). Mais cet âge éocène présumé posait le

Localité	Coord. Lambert	Description du gisement (sédiments associés aux sapropels)	Microflore	Spores et pollens (continental ou littoral)	Dinophycées (marin)	Age proposé
Petite Sénardière (Vieillevigne)	318,32 2225,67	talus de l'autoroute A83 (base d'un chenal : Cf. Fig. 7)	abondante	prédominance des pollens triporés. Diporites	absents	yprésien
Petite Sénardière (Vieillevigne)	318,25 2226,10	talus de l'autoroute A83 (sable et cailloutis à silex)	très abondante	prédominance des pollens triporés. Bombax	absents	yprésien
La Doué (La Planche)	312,45 2229,35	déblais d'un étang (sable et cailloutis à silex)	abondante	taxons triporés dominants	présents	yprésien
La Gétière (La Planche)	311,78 2229,55	déblais d'une mare (sable, argile, cailloutis avec peu de silex)	très abondante très diversifiée	Normapolles abondantes Diporites	abondants Wetzelliella	yprésien
L'Essart (St-Philbert-De-B)	309,35 2232,80	déblais d'une mare (argile, sable et peu de cailloutis à silex)	très abondante peu diversifiée	peu caractéristique	absents	éocène
Le Grand Panveau (La Chevrolrière)	302,30 2237,40	déblais d'un étang (argile, sable et peu de cailloutis à silex)	peu abondante peu diversifiée	peu caractéristique	présents	éocène
La Bastière (La Chevrolrière)	301,72 2239,06	déblais d'une mare (mélange de sable, cailloutis à silex et altérites)	très abondante	Betula et Herbacaceae dominants	absents	plio- quaternaire
Le Mortier (La Chevrolrière)	300,40 2237,00	déblais d'une mare (sable, argile et cailloutis mélangés à des faluns redoniens)	très abondante	conifères et herbacées taxons éocènes remaniés	absents	pliocène (+ éocène)
Le Champ-de-Foire (St-Aignan-De-GL)	299,65 2243,65	déblais d'une mare (sables, argiles, peu de cailloutis à silex)	abondante	Normapolles dominants	présents	yprésien
La Capitaine (lac de Grand-Lieu)	295,18 2241,60	sondage (sables, argiles grises)	assez abondante	mélange de microflores pliocène et éocène	présents	éocène + pliocène
Ile verte (lac de Grand-Lieu)	295,30 2236,70	sondage (sables, argiles vertes)	rare	mélange de taxons éocènes et plio-quaternaires	absents	éocène + pliocène
Port Chapeau (lac de Grand-Lieu)	294,62 2241,07	sondage (sables et argiles noirs)	abondante	mangrove : Nypa, Diporites.	abondants	yprésien
Port Chapeau (lac de Grand-Lieu)	294,62 2241,07	sondage (sables et argiles noirs)	très abondante	Normapolles dominants	présents	yprésien
Prée des Canes (lac de Grand-Lieu)	292,38 2239,20	sondage (voir Tableau 2) (sables grossiers, argiles noires)	abondante	taxons triporés dominants	présents	yprésien
Bassin à la brebis (lac de Grand-Lieu)	294,63 2238,88	sondage (sables et argiles grises)	très rare	Nudopollis	peu	éocène
Mauregard (Est de Machecoul)	287,85 2229,05	déblais d'un étang (sable, très peu de cailloutis, rares grès calcaires lutétiens)	très abondante très diversifiée	Normapolles mangrove : Nypa, Diporites	abondants	yprésien

Tabl. 1. - Déterminations palynologiques des sapropels. Détermination : Farjanel, BRGM, 1992.

Autres déterminations : se référer à Durand (1960), Durand et Ollivier-Pierre (1969), Mounès (1974), Azema *et al.* (1978), Châteauneuf *in Ters* (1978a, 1978b, 1978c, 1982, 1983), Ollivier-Pierre (1980), Ollivier-Pierre *et al.* (1985), Borne *et al.* (1989b).

Table 1. - Palynology of the sapropels. Study: Farjanel, BRGM, 1992.

Other studies: see Durand (1960), Durand and Ollivier-Pierre (1969), Azema *et al.* (1978), Châteauneuf *in Ters* (1978a, 1978b, 1978c, 1982, 1983), Ollivier-Pierre (1980), Ollivier Pierre *et al.* (1985), Borne *et al.* (1989b).

problème de la présence de dalles de grès éocène au sommet de sédiments considérés, par ailleurs, comme pliocènes ou plio-quaternaires (ex. : sablière des Chaises en Montbert). Certains auteurs tentèrent d'expliquer cette contradiction : la butte du moulin des Penauds en Saint-Hilaire-de-Chaléons, par exemple, serait une butte témoin couronnée de grès éocènes mais ceinturée de sédiments "pliocènes" (Mounès, 1974 ; Ters, 1978b) ; au voisinage de la Loire, les dalles de grès éocène auraient été charriées sur des radeaux de glace (Ters, 1978a) ; F. Forestier *et al.* (1982) considèrent que les grès éocènes de la feuille Clisson sont remaniés dans la formation "plio-quaternaire" mais admettent toutefois que les grandes dalles sont peu déplacées.

En ce qui concerne les cailloutis à silex de l'amont, G. Mathieu (1954) en fit, dans la région de Bressuire, du Juras-

sique décalcifié *in situ*. Cette interprétation ne semble pouvoir s'appliquer qu'à certaines buttes témoins de Jurassique résiduel (bois de Beaumont et de Châtillon sur la feuille Thouars). Plus tard, C. Klein (1961a, 1962, 1975) et J. Flageollet (1977) firent de ces cailloutis du "Sidérolithique de transport" et les assimilèrent, par analogie de faciès, à l'Eocène continental de Brenne, tandis que M. Steinberg (1967) préféra adopter un âge "mio-pliocène".

Datation proposée

Les éléments de datation de la formation dans la partie amont du fleuve sont les suivants :

a) la formation est postérieure au Jurassique et au Crétacé supérieur qu'elle remanie ;

b) elle est antérieure aux calcaires lacustres ludiens qui la recouvrent (fig. 2) ;

c) les cailloutis à silex noirs et quartz de la région de La Roche-Posay ont livré une association palynologique du Cuisien supérieur (Yprésien) (Châteauneuf, 1977 ; Rasplus, 1982).

Dans l'embouchure, les éléments de datation sont les suivants :

a) la formation est postérieure au Jurassique et au Crétacé supérieur remaniés ;

b) on la retrouve sous les sédiments marins du Lutétien supérieur (cf. tabl. 2) ;

c) Chevalier (1987) y a observé, au Piltier en Saint-Philbert-de-Bouaine, un niveau induré fossilifère avec empreintes de gastéropodes, bivalves et bryozoaires ; cette faune "peut être rapportée sans plus de précision à l'Eocène" ;

d) enfin, et surtout, les niveaux d'argiles noires sapropéliennes interstratifiées dans les sables et cailloutis ont livré, en une cinquantaine de points différents, une microflore d'âge yprésien.

La palynologie des argiles noires est donc l'élément essentiel de la datation. De nombreuses études palynologiques (Durand, 1960 ; Durand et Ollivier-Pierre, 1969 ; Mounès, 1974 ; Azema *et al.*, 1978 ; Châteauneuf *in* Ters, 1978a, 1978b, 1978c, 1982, 1983 ; Ollivier-Pierre, 1980 ; Ollivier-Pierre *et al.*, 1985 ; Borne *et al.*, 1989b), complétées par de nouvelles déterminations (tabl. 1), ont permis de réviser l'attribution stratigraphique d'une cinquantaine de sites. De bonnes descriptions de cette microflore ont été données par S. Durand, J.J. Châteauneuf et M. Ollivier-Pierre (*op. cit.*). Elles peuvent être résumées ainsi : la microflore sporopollinique est bien diversifiée et permet d'attribuer un âge cuisien et/ou ilderdien (Yprésien) à l'ensemble des dépôts étudiés. Le groupe des normapolles est largement représenté et dominé par *Plicapollis pseudoexcelsus*. D'autres formes sont fréquentes, en particulier certaines formes caractéristiques des faciès sparnaciens du bassin de Paris. Selon les faciès paléoécologiques, certaines associations particulières peuvent apparaître. Ainsi, on observe dans les faciès à affinité marine la présence de dinoflagellés, et parfois de petits foraminifères. Les faciès lagunaires sont marqués par la présence du petit palmier *Nypa*, plante caractéristique de mangroves. Les faciès "continentaux" livrent des pollens de monocotylédones aquatiques, d'arbustes et d'arbres caractéristiques de forêts tropicales.

La formation est donc clairement yprésienne. Toutefois, quelques sites (tabl. 1) ont livré une microflore "plio-quadernaire", "pliocène" ou "pliocène à taxons éocènes remaniés", alors que sur le terrain ces sédiments ne se distinguent pas clairement de ceux rapportés à l'Yprésien. On ne peut douter qu'il s'agisse là de sédiments yprésiens remaniés et resédimentés car il est vraisemblable qu'une formation aussi meuble ait été sujette à des remaniements tout au long du Cénozoïque. C'est par de tels remaniements que l'on doit aussi expliquer les relations, apparemment contradictoires, entre la formation étudiée et

Localité	Prée des Canes (marais de Grand-Lieu)		
Coordonnées	X=292,38	Y=2239,20	Z=3,0m NGF
Description	Sables et grès calcaires lutétiens sur sables et argiles yprésiens		
Log	épaisseur	sédiment	(âge)
	4 m	Tourbe et argile tourbeuse	(quadernaire)
	2 m	Sables calcaires	(lutétien sup.)
	1 m	Sables blancs	
	28 m	alternance de calcaires gréseux et de sables	
	3 m	Calcaires gréseux	(lutétien sup.)
	2 m	Sables et argiles noirs	(yprésien)
	16 m	Sables propres bruns	
	4 m	Sables et argiles bruns	(yprésien)
	>7 m	micaschistes altérés	(socle)
Localité	Le Maupas (Saint-Philbert-de-Grand-Lieu)		
Coordonnées	X=295,99	Y=2230,95	Z=35,0m NGF
Description	Sables et grès calcaires lutétiens sur sables et argiles noirs yprésiens		
Log	épaisseur	sédiment	(âge)
	2 m	Sables blancs argileux à éléments quartzeux	
	2,5m	Sables blancs fins peu argileux	
	7,5m	grès calcaires et sables coquilliers	(lutétien)
	4 m	sables et argiles noirs	(yprésien)
	>8 m	micaschistes peu altérés	(socle)
Localité	Le Chochois (lac de Grand-Lieu)		
Coordonnées	X=294,41	Y=2239,61	Z=3,0m NGF
Description	Sables et grès calcaires lutétiens sur sables yprésiens à silix		
Log	épaisseur	sédiment	(âge)
	5 m	Tourbe et argile tourbeuse	(quadernaire)
	4,5 m	Sables blancs	(lutétien sup.)
	6 m	alternance de calcaire gréseux et de sable	
	6,5 m	sable coquillier	(lutétien sup.)
	3 m	Sables à galets de silix noirs	(yprésien)
	>17 m	argile blanche (kaolinite)	(yprésien ?)
Localité	1 km au NNW de Chéméré (Cf. Durand, 1960, p. 49)		
Coordonnées	Z=7,0m NGF		
Description	Sables calcaires lutétiens sur sables et argiles yprésiens (Durand, 1960)		
Log	épaisseur	sédiment	(âge)
	11 m	Sable calcaire et dolomitique	(lutétien)
	3,5 m	argiles noires riches en pollens	(yprésien*)
	14,5 m	Sable dépourvu de calcaire et riche en orbicules et débris de fossiles silicifiés du Crétacé supérieur	
	1 m	"Embréchites" (ortho-gneiss ocellé)	(socle)

Tabl. 2. – Logs de sondage, montrant les relations de l'Yprésien avec le Lutétien moyen.

* : microflore attribuée au Lutétien inférieur par Durand (1960) puis réattribuée à l'Yprésien par Ollivier-Pierre (1980).

Table 2. – Borehole logs, showing the relationships between the Ypresian and the upper Lutetian deposits;

*: microflore dated from the early Lutetian by Durand (1960) and dated again from the Ypresian by Ollivier-Pierre (1980).

les gisements faluniens, miocènes ou redoniens, du nord-ouest de la Vendée. Dans les régions de Clisson (Viaud, 1979 ; Viaud *in* Forestier *et al.*, 1982), Montaigu et Corcoué, la plupart de ces faluns n'ont pas de relation directe avec les sables et cailloutis yprésiens ; ils reposent sur le socle et sont situés en contrebas des sédiments yprésiens qui occupent interfluves et plateaux. Cette disposition indique que la couverture yprésienne était déjà partiellement démantelée par l'érosion au Miocène et au Pliocène. Certains gisements de faluns, toutefois, reposent sur des sédi-

ments yprésiens : Les Etangs en La Limouzinière ; lac de Grand-Lieu ; Le Chaudry et La Morinière en Viellevigne. D'autres, enfin, sont situés à la base ou interstratifiés dans les sables et les cailloutis à galets de quartz et de silix : La Gouretterie en Bouguenais (Ferronnière, 1921) ; L'Audouinière en Saint-Hilaire-de-Clisson et Les Vieilles Bauches au sud d'Aigrefeuille (Flageolet *in* Forestier *et al.*, 1982). Si les deux premiers types de relation s'accordent bien avec un âge yprésien, le dernier ne peut être expliqué que par du remaniement. Il semble que ces remaniements

ont contribué à entretenir l'attribution de cette formation au Pliocène dans l'esprit de plusieurs auteurs.

Pour être prudents, précisons aussi que, dans l'embouchure, des lambeaux de sédiments crétacés supérieurs d'origine locale, plus ou moins remaniés, pourraient être facilement confondus avec la formation yprésienne. Un doute de ce genre existe pour les sédiments du Cobe à Noirmoutier que nous pensons être yprésiens mais que M. Ters (1978c) attribue au Crétacé.

Quant aux grès ladères existant à la partie supérieure de la formation étudiée, seuls deux gisements ont livré une macroflore continentale et tropicale : le bois de La Chaise à Noirmoutier et les fondations de l'église de Montbert. A Noirmoutier, *Sabalites andegavensis* Sch., *Araucarites rogeinei* Sap., *Nipadites parkinsoni* Bowerb., *Laurus attenuata* Wat. et des graines d'anonacées (Crié, 1881 ; Bonnet, 1905 ; Vaudois *in* Ters, 1978c ; Borne et Vaudois-Miéja, 1986) indiquent clairement un âge éocène. A Montbert, les déterminations de *Nerium* sp., *Podocarpus* sp., etc., par G. De Tromelin (1875) sont trop peu précises pour indiquer un âge, mais les genres cités sont abondants dans la flore des grès à Sabals de l'Anjou (Crié, 1878). De plus, certains grès calcareux associés à des grès ladères des environs de la Bernerie-en-Retz, renferment une faunule d'eau douce à limnées, planorbes et *Chara* dont l'âge serait bartonien (Ferronière, 1907, 1911 ; Durand, 1960). Les grès ladères de l'embouchure sont donc vraisemblablement éocènes et leur assimilation aux grès à Sabals de l'Anjou semble fondée. Ces derniers furent traditionnellement classés dans le Bartonien ; leur âge éocène est bien établi (Vaudois-Miéja, 1979, 1985) et la tendance est désormais de les attribuer plus spécifiquement au Cuisien (Vaudois-Miéja et Mornand, 1986). En plusieurs endroits, en particulier à Noirmoutier, les grès ladères de l'embouchure sont si clairement associés à l'Yprésien daté, qu'on est aussi tenté d'en faire du Cuisien. Il convient néanmoins d'être prudent, car ces grès pourraient ne pas être rigoureusement tous contemporains. Les conditions climatiques et pédologiques favorables à leur formation ont dû persister durant tout l'Eocène et les grès

de l'embouchure ont vraisemblablement pu se former à chaque fois que le retrait de la mer le permettait, notamment au Cuisien supérieur/Lutéien inférieur et au Bartonien.

Implications

Evolution paléogéographique

A l'Yprésien, le fleuve coulait de l'ESE vers l'WNW avec une pente d'environ 0,3 ‰ (fig. 8). L'arrière-pays était couvert de forêts tropicales ou sub-tropicales ; la côte et l'embouchure étaient bordées de marécages et de mangroves. Le fleuve drainait la Vendée, le Poitou, l'Anjou et une partie de la Touraine, du Limousin et du Berry. Dans ces régions, les drains yprésiens sont globalement orientés E-W. Au delà, vers l'est et le nord-est, l'écoulement devait plutôt se faire vers le nord, en direction du centre du Bassin parisien où les apports fluviaux d'origine méridionale sont alors bien connus. Au sud, dans les Charentes, une autre ligne de partage des eaux devait exister, au delà de laquelle l'écoulement se faisait vers le sud-ouest (Dubreuilh, 1989).

Sur le Seuil du Poitou, le cours du fleuve longeait l'axe principal de l'ensellement topographique actuel ; celui-ci était donc inexistant ou peu marqué. Ce fait est surprenant car il est admis que le détroit poitevin ait fonctionné comme seuil au Jurassique et au Crétacé (Gabilly *et al.*, 1985 ; Lorenz, 1985 ; Moreau, 1985). Dans cette même région, les sédiments fluviaux reposent directement sur le Jurassique, de telle sorte que, à l'Yprésien, le Crétacé supérieur ne constituait déjà plus une couverture continue entre le Bassin parisien et le Bassin aquitain, si cela fut jamais le cas (*cf.* discussion *in* Moreau, 1985).

En aval de Poitiers, le cours du fleuve obliquait vers le nord-ouest, longeant la faille de Bressuire-Vasles sur son côté nord-est, comme s'il avait été "détourné" et "guidé" par le relief de faille (fig. 1 et 2). Il est donc possible que cette faille ait joué avant ou pendant l'Yprésien, bien que l'on ait admis jusqu'à présent un jeu post-yprésien pour celle-ci. Quoiqu'il en soit, de légers reliefs, prémices des Collines vendéennes, semblent déjà exister

au sud-ouest. Cette impression est forte dans la région de Bressuire, en particulier à Mont-Louis en Nueil-sur-Argent où les sédiments fluviaux occupent, à 175 m d'altitude, des replats dominés au sud-ouest par le talus du Bois des Chèvres qui culmine à 210 m. Par ailleurs, si l'on suppose que le couloir de Saint-Mars-la-Réorthe représente un vestige de la paléo-vallée, il faut admettre que, dans cette région, le cours du fleuve était légèrement encaissé et plus étroit (2 km) qu'ailleurs.

La disparition du fleuve se manifeste par un changement de sédimentation dans l'embouchure. On observe en effet (*e.g.* Borne, 1987), après le dépôt des sables et cailloutis yprésiens, une lacune de sédimentation au Lutétien inférieur. Puis, la mer revient et dépose, au Lutétien supérieur, des sédiments peu détritiques parmi lesquels dominent des calcaires et grès calcareux (bassins de Machecoul, Arthon, Saffré, Campbon, etc.). On n'observe ni silex jurassique, ni fossiles crétacés remaniés dans ces sédiments lutétiens. Les apports détritiques en provenance du sud-ouest du Bassin parisien se sont donc taris ; l'embouchure s'est transformée en golfe, et la mort du fleuve peut être datée approximativement du Cuisien supérieur ou du Lutétien inférieur.

Cette disparition est vraisemblablement liée à la tectonique éocène qui, en réactivant des failles de direction sud-armoricaine (Sillon de Bretagne ; failles de Pouzauges, de Vasles, de Montalembert), a généré une zone de reliefs allongée suivant l'axe : Cornouaille - Collines vendéennes - Seuil du Poitou - Limousin. Le cours du fleuve est voisin de cet axe entre Poitiers et Montaigu (fig. 1 et 2). Non adapté à la nouvelle topographie, il a dû subir des captures sur ses flancs et disparaître. Sous l'effet de la surrection des nouveaux reliefs, le bassin versant yprésien, dirigé vers l'WNW, a dû être divisé en deux bassins versants dirigés l'un vers le nord et l'autre vers le sud-ouest, préfigurant respectivement le bassin versant de la Loire (et de ses affluents) et le bassin versant des fleuves côtiers (Lay ; Sèvre Niortaise ; Charente). Ainsi, le bassin versant de la Loire, bien individualisé au Miocène (mer des faluns), semble déjà esquissé à l'Eocène

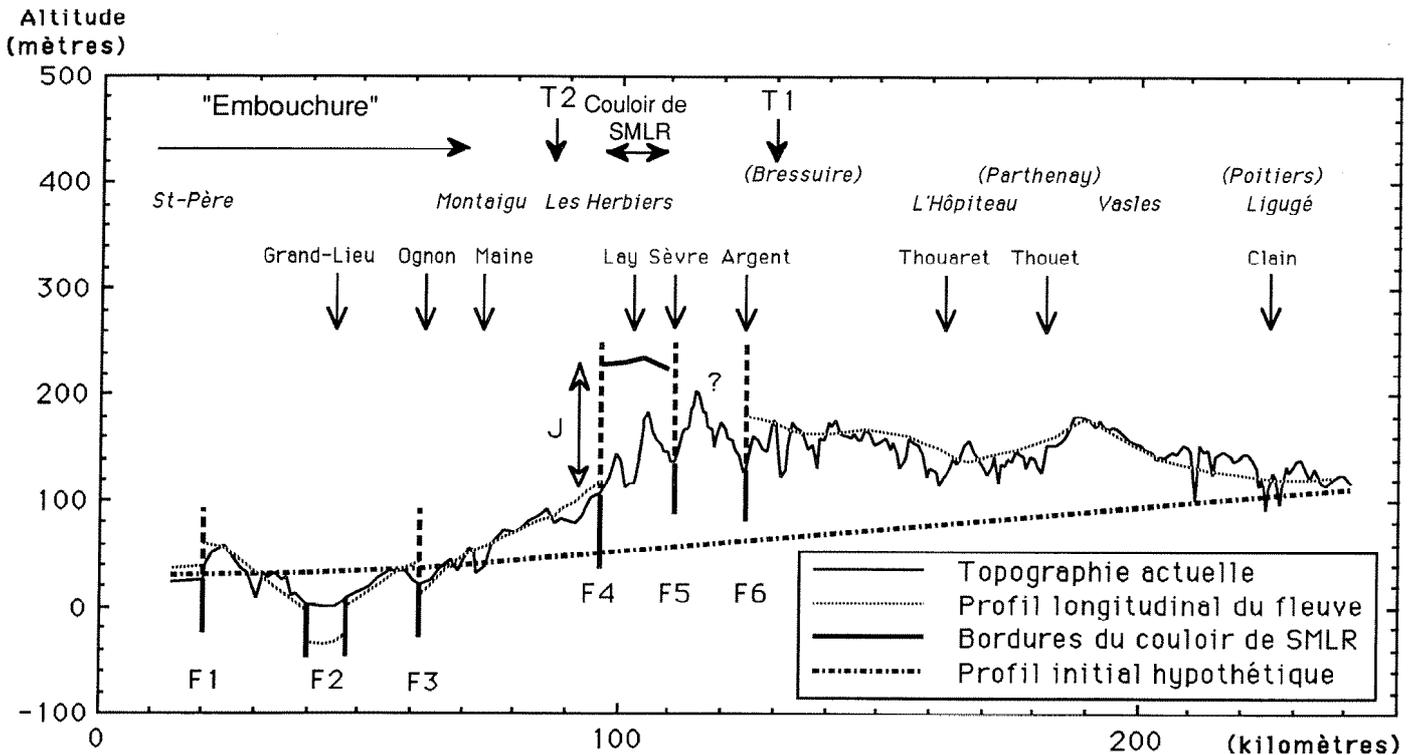


Fig. 8. – Profil longitudinal du fleuve Yprésien. SMLR : Saint-Mars-La-Réorthe ; F1 : faille de Saint-Père-en-Retz ; F2 : failles de la dépression de Grand-Lieu ; F3 : faille de l'Ognon ; F4 : faille de Pouzauges (J : jeu vertical de la faille) ; F5 : faille de la Sèvre Nantaise ; F6 : faille de Bressuire-Vasles ; T1 : dernier témoin amont de sédiments fluviaux ; T2 : premier témoin aval.

Fig. 8. – Longitudinal profile of the Ypresian paleoriver. SMLR: Saint-Mars-la-Réorthe; F1: Saint-Père-en-Retz fault; F2: Grand-Lieu faults; F3: L'Ognon fault; F4: Pouzauges fault (J: vertical throw); F5: La Sèvre Nantaise fault; F6: Bressuire-Vasles fault; T1: last upstream outlier of the fluvial sediments; T2: first downstream outlier.

supérieur par le "lac bartonien" du Maine et de l'Anjou où des calcaires lacustres se sont déposés dans une dépression presque fermée (Couffon, 1908a ; Durand, 1959 ; Mouyoungou, 1989). De plus, C. Passerat (1909) a montré que, sur le Seuil du Poitou, on observe les traces d'un réseau hydrographique primitif orienté SE-NW ; celui-ci fut "tronçonné" par les cours d'eau S-N (Clain ; Vienne ; Gartempe). L'auteur attribue cette modification du réseau hydrographique à l'influence de la "mer des faluns" miocène, située au nord. Nous suggérons que ce changement ait pu commencer à s'opérer dès l'Eocène.

Lors de la surrection des Collines vendéennes, une surface "S2" fut sculptée, par la pédimentation, à environ 50 m au-dessous de la surface "S1" pré-existante (Désiré-Marchand et Klein, 1988). Selon ces auteurs, cette surface S2 daterait de l'Eocène moyen ou supérieur. Dans la région de Mauléon, elle est inférieure au profil longitudinal du fleuve et en a effacé toutes traces. Après la surrection des Collines vendéennes, la Sèvre

Nantaise a établi son cours dans le plan de S2, semble-t-il, le long d'une faille, à la limite de deux blocs basculés. Ce cours est singulier (e.g. Gautier, 1951) : le bassin est étranglé entre les deux glaciers qui encadrent les Collines vendéennes au sud-ouest et au nord-est et, surtout, il les domine en altitude d'une cinquantaine de mètres. La persistance de cette position désavantageuse peut être expliquée par la relative faiblesse de l'érosion au Néogène. Celle-ci est attestée par la pérennité des structures morphologiques anciennes que sont le couloir de Saint-Mars-la-Réorthe, les surfaces d'érosion éo-tertiaire (S1) et éocène (S2) (Désiré-Marchand et Klein, 1988) et les escarpements de failles éocènes, notamment la faille de Pouzauges. Dans cette région, le dénivelé maximal entre les cours d'eau actuels (Argent ; Sèvre Nantaise ; Petit Lay) et le profil longitudinal du fleuve yprésien est de 70 m.

Enfin, lors des transgressions lutétienne, miocène et redonienne, l'ancienne embouchure du fleuve yprésien a joué le rôle d'un golfe ouvert vers le nord-

ouest (paléo-golfe de Montaigu), lui-même diverticule du golfe ligérien. Tandis que les faluns miocènes y atteignent 75 m d'altitude (La Bruffière ; Treize-Septiers : Viaud *in* Forestier *et al.*, 1982), les dépôts redoniens n'y dépassent pas 50 m.

Implications tectoniques

Le profil longitudinal du fleuve a été déformé par le bombement des Collines vendéennes dont la flèche est d'environ 150 m (fig. 8). Ce bombement est plus large que les collines elles-mêmes puisque, dès la région de Poitiers, l'altitude du fleuve croît de l'amont (120 m à Ligugé) vers l'aval (180 m au pied du Terrier de Fouilloux). Après s'être légèrement éloigné de l'axe des collines et être ainsi redescendu à 140 m (L'Hôpiteau), le fleuve remonte jusqu'à 175 m au point du dernier témoin amont. Dans les Collines vendéennes, le long du cours supposé (fig. 1), existent deux seuils à 200 et 185 m d'altitude qui permettent de penser que la tectonique post-yprésienne a gauchi le profil longitudinal du fleuve

pour l'élever à plus de 200 m d'altitude. Dans le Bas-Bocage, on retrouve des témoins du fleuve à 100 m d'altitude. Mais là encore, l'effet du bombement se fait sentir jusqu'au-delà de Montaigu car la pente moyenne du profil (2,4 ‰ : fig. 8) ne peut être tenue pour naturelle. Cette tectonique fut responsable de la disparition du fleuve vers la fin de l'Yprésien ; les modifications paléogéographiques qu'elle a entraînées étaient achevées au Miocène.

Les Collines vendéennes ne sont pas simplement bombées. On y observe aussi au moins trois alignements de crêtes, parallèles, de direction N130, qui sont souvent indépendants de la lithologie. Ces alignements pourraient être la conséquence du basculement de blocs, limités par des failles à rejet vertical. L'archétype de ces failles est la faille de Pouzauges, limite ouest des Collines vendéennes. Cette faille naît dans le sud du Massif vendéen, limite à l'est le bassin de Saint-Maixent, longe la bordure ouest des granites de Neuvy-Bouin, Moncoutant et Pouzauges, puis s'amortit dans le granite de Clisson-Mortagne près de La Gaubretière (fig. 1). Le rejet vertical de cette faille se manifeste par un escarpement rectiligne bien visible dans le paysage (fig. 5). En extrapolant le profil longitudinal de la partie aval du paléo-fleuve au-delà de La Maindronnière en direction des Herbiers, on atteint le pied de cet escarpement à une altitude d'environ 125 m. De l'autre côté de la faille, les collines dépassent 240 m d'altitude. On est donc obligé d'admettre un rejet vertical de plus de cent mètres pour la faille de Pouzauges qui serait responsable du décalage vertical du profil longitudinal du fleuve (fig. 8). Une partie de ce jeu, qui n'excéderait pas 40 m, pourrait être contemporain du fleuve si l'on admet que celui-ci a creusé le couloir de Saint-Mars-la-Réorthe dans les collines au début de leur surrection.

Il est possible que la faille de Pouzauges soit relayée vers le nord par les failles à regard WSW qui apparaissent dans la région de Clisson, limitent à l'est la dépression de Goulaine et se connectent, par delà la Loire, au système de failles des bassins de Nort-sur-Erdre et Saffré (cf. Sellier, 1985). Ces accidents constituent peut-être un prolongement

méridional de l'alignement Quessoy - Nort sur Erdre (Jaeger, 1967). S'ils sont effectivement contemporains des grabens de Nort-sur-Erdre et Saffré, ils furent actifs à l'Eocène supérieur et au Stampien (e.g. Borne *et al.*, 1991). Mais cette activité dut se prolonger au Néogène, car, dans cette même région, on observe aussi des sédiments miocènes et surtout pliocènes piégés dans des grabens (e.g. Borne *et al.*, 1989a)

Ailleurs dans le nord-ouest de la Vendée, nombreuses sont les failles que l'on considérerait jusqu'à présent comme ayant joué après le Pliocène qu'elles étaient censées affecter : faille de Machecoul ; faille de l'Ognon ; Sillon de Bretagne ; failles de la dépression de Grand-Lieu ; faille de Saint-Père-en-Retz ; etc. Mais, la plus grande partie du "Pliocène" de cette région étant en fait yprésien, l'âge de ces failles doit être reconsidéré. Une partie de leur jeu pourrait être éocène ainsi que tendent à le montrer des variations d'épaisseur des sédiments éocènes de part et d'autre de leur tracé : A Montbert, des grès ladères reposent sur le socle, alors qu'aux Chaises, de l'autre côté de la faille de l'Ognon, de tels grès surmontent plus de 10 m de sédiments yprésiens. Au Moulin de la Nation, les sédiments marins du Lutétien supérieur reposent aussi sur le socle, tandis que, dans les marais de Grand-Lieu, à 2 km vers l'ENE, 22 m de sédiments yprésiens sont intercalés entre le Lutétien supérieur et le substratum (cf. tabl. 2). Les grès résiduels bartoniens de G. Ferronnière (1907, 1911) et S. Durand (1960) reposent sur le socle du compartiment surélevé par la faille de Machecoul, tandis que le compartiment effondré comporte, près de Bourgneuf-en-Retz, jusqu'à 30 m de sédiments lutétiens et yprésiens.

La période d'activité tectonique se manifeste, par ailleurs, à l'échelle du Massif armoricain méridional, par la subsidence et le remplissage sédimentaire de grabens. Ceux-ci furent colmatés par des sédiments yprésiens, pour la plupart ex-pliocènes (Machecoul ; Arthon ; Grand-Lieu ; Savenay ; Bas-Bergon [?] ; Port-Louis [Durand, 1960]), puis lutétiens (Machecoul ; Arthon ; Grand-Lieu ; Bas-Bergon ; Campbon ; Saffré ; Rennes ; Port-Louis ; Baie de Concar-

neau [Delanoë *et al.*, 1975]), et enfin bartono-ludiens (Saint-Maixent [?] ; Saffré ; Rennes) et stampiens (Nort-sur-Erdre ; Saffré ; Rennes). En Basse-Loire, le record de subsidence est tenu par le bassin de Saffré, avec une épaisseur de 330 m de sédiments lutétiens supérieurs à stampiens (Borne, 1978). Depuis lors, au Néogène, la subsidence de ces grabens fut plus faible et géographiquement restreinte. Le seul graben à contenir des quantités notables de sédiments miocènes est celui de Rennes. Quelques bassins, souvent actifs à l'Eocène, furent de nouveau subsidés au Pliocène : le petit bassin des Etangs - La Marnière, au sud du lac de Grand-Lieu a joué de l'Yprésien au Bartonien puis, de nouveau, au Pliocène (Chevalier, 1988 ; Chevalier *et al.*, 1989a ; Chevalier *et al.*, 1989b ; Chevalier et Delanoë, 1989) ; les bassins de Grand-Lieu et Cheviré contiennent jusqu'à 30 m de Redonien reposant sur les sédiments éocènes (Chevalier, inédit) ; à l'est de Nantes existent aussi quelques grabens à remplissage pliocène (Sellier, 1985 ; Borne *et al.*, 1989a). Le plus grand volume des sédiments miocènes et pliocènes est toutefois localisé hors de ces bassins dont la taille et la profondeur sont assez modestes relativement aux grabens à remplissage éocène et oligocène dont la profondeur dépasse parfois 100 m (cf. *supra*).

L'ensemble de ces analyses nous permet de proposer la conclusion suivante : c'est de la fin de l'Yprésien au Stampien inclus que la tectonique tertiaire fut la plus active dans le Massif armoricain méridional.

Le fleuve yprésien permet, enfin, d'argumenter en faveur de l'existence d'ondulations lithosphériques à large échelle (Wyns, 1991). En effet, les courbes de variation du niveau marin (Haq *et al.*, 1988) donnent une altitude moyenne d'environ 200 m pour les mers yprésiennes. Dans le bassin de Paris, par exemple, les témoins de la "mer des sables de Cuise" atteignent 150 m d'altitude. Or, la transition entre les domaines fluvial et marin de l'Yprésien est assez bien localisée, dans la région de Montaigu, à une altitude actuelle bien inférieure (environ 45 m). Ceci suggère une subsidence de la région après l'Yprésien et corrobore l'analyse de R. Wyns (1991)

qui propose, pour le Massif armoricain, l'hypothèse d'une subsidence d'environ 150 m au Néogène faisant suite à un bombement vers la limite Crétacé/Tertiaire. Cette subsidence régionale fut localement compensée, dans le Haut-Bocage, par la surrection relative des Collines vendéennes.

Révisions stratigraphiques

"Sidérolithique" du sud-ouest du Bassin parisien.

Le paléo-fleuve permet de proposer un âge pour les terrains du Seuil du Poitou et de la Gâtine parthenaise qui furent attribués selon les auteurs au "Sidérolithique", au "Mio-Pliocène" ou cartographiés en "e-p" : ils sont, au moins *pro parte*, yprésiens. Les cailloutis fluviaux à galets de quartz et de silex noirs, notamment, doivent être attribués à l'Yprésien. Ils passent latéralement, et parfois insensiblement, à une formation argilo-sableuse, bien exposée à Viennay (Klein, 1962, 1975 ; Flageollet, 1977 ; Steinberg, 1967), qui est probablement du même âge. Dans la même région, des sédiments cénomaniens furent identifiés par M. Steinberg (1961, 1962, 1967) et P. Ildefonse (*in* Coubès *et al.*, 1985). Ces deux formations, cénomaniennes et éocène, ont des faciès voisins, la seconde remaniant la première, et sont difficiles à distinguer.

Une autre conséquence possible concerne les "traînées à chailles" situées à la base des formations continentales éocènes de Brenne et du Montmorillonais. Certaines pourraient être liées au fleuve et, dans ce cas, seraient yprésiennes. En Brenne occidentale, cette hypothèse est en accord avec les déterminations palynologiques de J.J. Châteauneuf (1977).

"Sables rouges" du Massif armoricain méridional.

Dans le Massif armoricain méridional, les sables et cailloutis rubéfiés, nommés "sables rouges", furent traditionnellement classés dans le Pliocène. Avec le paléo-fleuve, c'est plus du tiers de ces sédiments qui deviennent yprésiens. Dès lors, on doit s'interroger sur l'existence même de cette formation qui fut déjà remise en question par M. Che-

valier (1987) et M. Chevalier et V. Borne (1989) pour le nord-ouest de la Vendée. En réalité, cette formation semble regrouper des sédiments d'âge divers, notamment crétacé supérieur, yprésien et pliocène.

Sédiments du Crétacé supérieur

En Vendée littorale, des placages sablo-graveleux azoïques "pliocènes" voisinent avec du Crétacé supérieur daté. J. Louail (1984) a étudié ces formations dans la région de Challans et dans la vallée de la Vie. Il remet en cause l'âge pliocène de la plupart de ces sédiments pour leur restituer un âge crétacé supérieur qu'ils avaient dans la première édition de la feuille Palluau à 1/80 000 (Wallerant, 1902). De telles révisions pourraient aussi être proposées pour la région de Touvois où les relations entre sables "pliocènes" et cénomaniens sont confuses. A. Rivière (1842) y a décrit d'anciennes carrières montrant les sables et cailloutis rubéfiés azoïques avec des sédiments crétacés fossilifères à la base et des "bancs de quartzite" au sommet. Ces grésifications sont généralement rapportées, sans preuves définitives, à l'Éocène *s.l.* (grès ladères).

En Anjou, dans les régions d'Angers, Saumur et Thouarcé, G. Mathieu (1945) a souligné l'impossibilité pratique de distinguer sur le terrain les sables cénomaniens des "sables rouges de l'Anjou" attribués au Pliocène. J. Péneau (1927) a décrit des fossiles crétacés dans les "sables rouges" de La Bertière en Saint-Clément-de-la-Place. Plus récemment, J. Laugery (1971) a donné des arguments pour intégrer une partie de ces "sables rouges" au Céno-manien tandis que J. Louail (1972) tente d'établir des critères de distinction entre les deux formations.

Malgré de très larges lacunes cartographiques, ces sables rouges de la Vendée littorale et de l'Anjou semblent être des équivalents latéraux des sables rouges du Bas-Bocage (La Motte-Achard ; Nesmy ; La Ferrière ; Les Essarts ; etc.) et des Mauges (Jallais ; Beaupréau ; etc.). Ceux-ci sont aussi des sables et cailloutis à dragées de quartz qui se distinguent aisément des sédiments yprésiens par l'absence de silex. On les observe jusqu'à l'altitude de

110 m (Les Essarts ; Beaupréau). Pour leur description, on consultera G. Denizot (1924), M. Ters (1961) – qui, dans le sud-ouest du Bas-Bocage, en fit alors du Céno-manien –, J. Louail (1972) et J. Flageollet (1977). Ils furent classiquement attribués au Pliocène, mais les cartes géologiques récentes tendent à remettre en cause cette attribution (*e.g.* Wyns *et al.*, 1988, 1989). Leurs éléments de datation sont les suivants :

a) Ces sédiments sont portés par une surface ancienne sur laquelle ils pourraient avoir constitué une couverture continue, actuellement dilacérée et résiduelle. Cette surface recoupe le Jurassique en biseau (ce fait est très net aux Essarts).

b) On observe ces sédiments, à l'état résiduel, dans la moitié nord-ouest du Massif vendéen, de part et d'autre du paléo-fleuve, sauf précisément parmi les sédiments yprésiens -il est vrai qu'ils pourraient facilement y passer inaperçus-; ceci indiquerait qu'ils sont antérieurs.

c) De même, ils ne remanient pas l'Yprésien (absence de silex).

d) Ils sont rarement grésifiés. Toutefois, G. Denizot (1924) a décrit des blocs de grès "à Sabales" à Beaupréau et R. Wyns *et al.* (1988) ont signalé quelques "indurations gréseuses à empreintes végétales" au sud de Chantonay.

e) Selon les conclusions proposées par R. Wyns (1991), seules les mers du Crétacé supérieur auraient franchement dépassé, dans le Massif armoricain, l'altitude de 110 m qui est celle de ces sédiments à Beaupréau et aux Essarts. Les mers miocène et pliocène auraient, pour leur part, atteint respectivement 115 m et 90 m, de telle sorte que ces âges ne peuvent être totalement exclus, encore que ces mers ont plutôt déposé des faluns que des cailloutis.

Ces divers arguments laissent entrevoir un âge ancien, peut-être crétacé supérieur, mais ne permettent pas toutefois de conclure avec certitude. Il n'est d'ailleurs pas certain que tous ces sédiments soient contemporains, bien que leur faciès soit assez constant.

Malgré une situation très confuse dans le détail, il se dégage donc l'im-

pression générale suivante : en Vendée et en Anjou, une partie des sables rouges "pliocènes" sont en réalité des sédiments crétacés, surtout cénomaniens, qui furent décalcifiés, rubéfiés, et parfois grésifiés au Cénozoïque ; certains furent remaniés, voire resédimentés. Si l'on ajoute à cette conclusion les résultats de M. Steinberg (1961, 1962, 1967) qui classe dans le Céno-manien une partie des formations "sidérolithiques" de la Gâtine parthenaise, on voit que depuis quelques décennies, le Crétacé supérieur a tendance à "progresser" sur les bordures du Massif vendéen, de telle sorte que la surface polygénique du Bocage vendéen a probablement une composante infra-cénomaniennne plus importante qu'on ne l'avait imaginée. L'hypothèse d'une communication entre Bassins parisien et aquitain en Basse-Loire au Crétacé supérieur (Moreau, 1985) devient aussi très probable, y compris dès le Céno-manien.

Près des Essarts et de Chantonay, ces sables et cailloutis d'âge crétacé supérieur hypothétique cachent l'essentiel du jeu de la faille de Chantonay. Celle-ci, de direction N130, limite le Jurassique du Bassin de Chantonay, effondré sur son côté nord-est. Cette disposition est similaire à celle de la faille de Vasles dont une partie du jeu pourrait être aussi antérieure à l'Eocène (cf. Implications tectoniques). On peut donc imaginer que ces failles normales à regard nord-est, postérieures au Jurassique mais néanmoins assez anciennes, pourraient avoir joué au Crétacé.

Sédiments yprésiens

On doit attribuer à l'Yprésien les sédiments dont les cailloutis ont les caractères précis exposés (cf. Sédimentologie) et, bien sûr, ceux qui contiennent des sapropels datés par palynologie. On trouve dans cette catégorie les sables et cailloutis du semi-graben de La Planche, des landes de Bouaine, de la dépression de Grand-Lieu, du Pays de Retz, de Noirmoutier, du bassin de Machecoul-La Marne et ceux situés au pied du Sillon de Bretagne, de Nantes à Pontchâteau. Au nord-ouest de Pontchâteau, les argiles et sables situés sous les sédiments lutétiens du bassin de Bas-Bergon (Audren *et al.*, 1975) sont probablement aussi yprésiens. Près de

l'estuaire de la Loire, certains sédiments fluviatiles "quaternaires" (Fw, Fz des cartes géologiques) comportent des galets de silex et sont voisins, du point de vue faciès, des sédiments yprésiens. On y observe souvent des blocs de grès ladère (Ters, 1978a) et ce pourrait être des sédiments yprésiens plus ou moins remaniés.

Lorsque les cailloutis et les sapropels manquent, il devient délicat de se prononcer sur l'âge des sédiments. C'est ainsi que quelques doutes subsistent pour le "Pliocène" de la presqu'île guérandaise, pour les sables des environs de Pornic et pour ceux qui jalonnent la faille de Saint-Père-en-Retz.

Sédiments pliocènes

Les sables intimement associés aux gisements redoniens fossilifères sont évidemment pliocènes. On doit aussi vraisemblablement continuer à classer dans le Pliocène les sédiments de la région de Redon, du bassin de la Vilaine, et peut-être ceux du nord-ouest de l'Anjou, pour lesquels l'argumentation de G. Vasseur (1881) semble valable, avec toutefois quelques nuances : depuis G. Vasseur, on a montré (Kerforne, 1903 ; Herpin, 1910 ; Fourniguet *et al.*, 1989 ; Borne *et al.*, 1989a) que ces sables et graviers sont tout autant au-dessous que sur les argiles à *Nassa prismatica*, lesquelles sont datées du Reuvérien (Fourniguet *et al.*, 1989) et assimilables au Redonien récent. On a aussi découvert une faune redonienne dans les sables rouges de la forêt du Gâvre (Davy, 1890 ; Lauriat-Rage, 1981). En conséquence, ces sédiments semblent être synchrones du Redonien récent dont ils constitueraient un faciès. Ils ne dépassent pas l'altitude de 60 m, sauf en Anjou où ils atteindraient 90 m. La "mer des sables rouges" pliocène ne fut donc probablement pas autre chose que la mer redonienne. Il n'est plus justifié, comme l'ont fait les anciens auteurs, de la faire transgresser jusqu'à plus de 100 m d'altitude pour y déposer des sédiments qui sont en fait d'un autre âge, ou encore, d'invoquer une transgression post-redonienne.

Autres sédiments

On ne saurait trop insister sur le fait que les dépôts meubles du Crétacé supérieur, de l'Eocène ou du Pliocène ont lar-

gement alimenté colluvions et alluvions plio-quaternaires. La distinction entre formation en place et formation remaniée peut être délicate. Encore nombreux, enfin, sont les sédiments dont l'âge précis est inconnu ou incertain : citons les sables du bassin de Nort-sur-Erdre dont on sait seulement qu'ils recouvrent des calcaires stampiens.

Conclusions

Le fleuve yprésien et sa disparition témoignent de l'importance de la "crise" paléogène dans l'ouest de la France qui fut, semble-t-il, une conséquence de l'orogénèse pyrénéenne. De l'Eocène moyen à la fin de l'Oligocène, le Massif armoricain méridional et le Poitou subirent en effet d'importantes perturbations telles que le jeu vertical de certaines failles, la surrection relative de nouveaux reliefs (e.g. Collines vendéennes), la disparition du fleuve yprésien, la subsidence et le remplissage sédimentaire de grabens. Cette crise a entraîné des modifications paléogéographiques avec, notamment, la mise en place d'un nouveau système de drainage dominé par la Loire. Ces modifications étaient achevées au Miocène et, au Néogène, la région redevint assez stable : quelques bassins sont encore soumis, par intermittence, à une subsidence et les grands traits de la paléogéographie régionale n'évoluent que lentement, abstraction étant faite des invasions épisodiques de la mer.

Une autre conclusion, qui fut présente ces dernières années par quelques auteurs, concerne spécifiquement le Massif vendéen. Il s'agit de la nécessité de rééchelonner dans le passé une évolution géologique que l'on croyait récente. Ainsi, les larges placages de "sables rouges", considérés jusqu'à M. Chevalier (1987) comme pliocènes, sont pour la plupart beaucoup plus anciens : yprésiens et crétacés. Ceci permet de reconsidérer l'âge des failles qui les affectent et d'attribuer une partie de leur jeu à l'Eocène ; les failles de Chantonay et de Vasles pourraient même avoir joué avant l'Eocène. Cela vieillit aussi d'autant les surfaces qui portent ces sédiments et étale dans le passé les phénomènes d'érosion qui affectèrent ces surfaces. Les vestiges de la surface infra-cénomaniennne, notamment, sont vraisemblable-

ment plus importants qu'on ne le pensait. Dans les Collines vendéennes, la pérennité des structures morphologiques anciennes que sont le couloir de Saint-Mars-la-Réorthe, les surfaces d'érosion éo-tertiaire (S1) et éocène (S2) indique aussi une évolution lente de cette région.

Remerciements : Cette publication est le résultat d'une étude (contrat n° B11661A000) réalisée pour l'ANDRA (Agence Nationale pour la gestion des Déchets Radioactifs). V. Borne, G. Carlier et N. Leguen sont remerciés pour leur aide. Nous remercions

C. Cavelier, C. Klein et C. Lorenz qui ont fait bénéficier le manuscrit de leurs remarques et de leurs suggestions judicieuses. En témoignage d'estime et de sympathie, nous rendons hommage à la mémoire de C. Lorenz qui vient de nous quitter.

Références bibliographiques

- ABRARD R. (1941). – Les lambeaux éocènes des côtes méridionales de Bretagne. *Bull. Mus. Hist. nat. Fr.*, (2), **13**, (3), pp. 212-215.
- ANDREIEFF P., BOUYSSÉ P., HORN R., L'HORMER A. (1968). – Données récentes sur l'Eocène au large de la Bretagne méridionale. *C.R. Som., Soc. géol. Fr.*, pp. 161-162.
- ARCHIAC D' (1846) – Etudes sur la formation crétacée des versants sud-ouest, nord et nord-ouest du plateau central de la France. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (2), 2, (1), pp. 1-148.
- AUDREN C., JÉGOUZO P., BARBAROUX L., BOUYSSÉ P. (1975). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille La Roche-Bernard. BRGM, 1^{re} éd.
- AZÉMA, C., OLLIVIER-PIERRE M., VIAUD J. M. (1978).. – La palynologie permet d'attribuer à l'Yprésien la flore contenue dans les argiles noires du Loreau en Soullans (Vendée). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **286**, pp. 1141-1143.
- BARBAROUX L., BLONDEAU A., MARGEREL J. (1971). – Présence d'Yprésien fossilifère sur le plateau continental à l'Ouest du plateau du Four (Loire-Atlantique). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **273**, pp. 12-15.
- BARROIS C. (1921). – Rapport sur les feuilles de Dinan et de Saint-Nazaire au 80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **25**, (143), pp. 45-48.
- BERTRAND-GESLIN (1834). – Notice géognostique sur l'île de Noirmoutier, département de la Vendée. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (1), 1, (14), pp. 317-330.
- BÉZIER T. (1922). – Sur les fossiles rencontrés dans les sables de Savenay (Loire-Inférieure), dans ceux de Saint-Perreux (Morbihan) et de Langon (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, 3, (1), pp. 91-111.
- BIGOT A. (1897). – Sur l'âge éocène des grès à Sabalites Andegavensis du département de la Sarthe. *C.R. Soc. géol. Fr.*, pp. 159-160.
- BIGOT A. (1903). – Sur l'âge des grès à Sabalites de Saint-Saturnin (Maine-et-Loire). *Assoc. fr. Avanç. Sci.*, C.R. Session d'Angers, pp. 624-623.
- BONNET E. (1905). – Contribution à la flore fossile des grès éocènes de Noirmoutier. *Bull. Mus. Hist. nat. Fr.*, pp. 59-60.
- BORNE V. (1978). – Etude d'un sondage profond dans le bassin tertiaire de Saffré (Loire-Atlantique). (Sédimentologie, Biostratigraphie, Paléoécologie). Rapport D.E.A., Université de Nantes, 44 p. [le log du sondage est reproduit dans la notice de la feuille Nort-sur-Erdre].
- BORNE V. (1987). – Le bassin Paléogène de Challans-Noirmoutier (France). Thèse d'Université, Université de Nantes, Sciences, 1986; Documents du B.R.G.M., 121, 272 p.
- BORNE V., BRÉBION P., BUGÉ E., CHAIX C., CHEVALIER M., COURBOULEIX S., ESTEOULE-CHOUX J., FARJANEL G., LAURIAT-RAGE A., LIMASSET O., MARGEREL J., NIKODIC J., SELLIER D., TRAUTH N. (1989a). – Conservation, dans le Pays nantais, de sédiments pliocènes en bordure d'accidents de type Quessoy - Nort-sur-Erdre (Loire-Atlantique). *Géologie de la France*, n° 1-2, pp. 171-190.
- BORNE V., CHEVALIER M., OLLIVIER-PIERRE M. (1989b). – Les premiers dépôts paléogènes (yprésiens) de la bordure méridionale du Massif armoricain : aspects sédimentologique, tectonique et paléogéographique. *Géologie de la France*, n° 1-2, pp. 11-20.
- BORNE V., MARGEREL J., OLLIVIER-PIERRE M. (1991). – L'évolution des environnements au Paléogène dans l'Ouest de la France. Le bassin de Saffré-Nort-sur-Erdre (Loire-Atlantique). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **162**, (4), pp. 739-751.
- BORNE V., VAUDOIS-MIÉJA N. (1986). – Sur des graines d'Anonacées découvertes dans les sédiments cuisiers (Eocène) de l'île de Noirmoutier. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **302**, pp. 105-110.
- BOULAY (1888). – Notice sur les plantes fossiles des grès tertiaires de Saint-Saturnin (Maine-et-Loire). *Journal de Botanique*, **2**, pp. 121-126, 151-157, 170-174.
- BOURDEAU J. M. (1938). – Recherches sur l'Eocène continental du massif vendéen. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, (5), **8**, pp. 87-93.
- BOURDEAU J. M. (1940). – Le gisement de grès éocène de la Pérenche (Loire-Inférieure). *C.R. Som., Soc. géol. Fr.*, pp. 16-17.
- BOURDEAU J. M. (1942). – Sur trois gisements d'Eocène continental du sud de la Basse-Loire. *C.R. Som., Soc. géol. Fr.*, pp. 67-69.
- BOURDEAU J. M., GUILCHER A. (1941). – Observations sur l'Eocène continental de la banlieue nantaise. *C.R. Som., Soc. géol. Fr.*, pp. 68-70.
- BOUYSSÉ P., CHATEAUNEUF J., TERS M. (1974). – Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en Baie de la Vilaine (Bretagne méridionale). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **279**, pp. 1421-1424.
- BRUNET J., GABILLY J. (1981). – Découverte d'une faune de Vertébrés bartoniens dans le Tertiaire continental du Seuil du Poitou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **23**, (1), pp. 95-100.
- BUREAU L., FERRONNIÈRE G. (1926). – Carte géologique de la France à 1/80 000. feuille Nantes. 1^{ère} éd.
- CHATEAUNEUF J. (1977). – Nouvelle contribution de la palynologie à la datation du Tertiaire continental de la Brenne. *Bull. B.R.G.M.Fr.*, I, n° 4, pp. 353-355.

- CHEVALIER M. (1987). – Tectonique récente, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques dans le domaine de Grand-Lieu. Thèse d'université, Université de Nantes, Sciences, 173 p.
- CHEVALIER M. (1988). – Conservation de sédiments cénozoïques le long de l'accident sud-armoricain "Sainte-Pazanne - Les Essarts" (Domaine du Lac de Grand-Lieu, Loire-Atlantique). *Géologie de la France*, n° 1, pp. 71-77.
- CHEVALIER M., BARREAU A., CHATEAUNEUF J., COURBOULEIX S., ESTÉOULE-CHOUX J., FARJANEL G., GENOT P., HOLLIER-LAROUSSE A., MARGEREL J., MERLE D., OLLIVIER-PIERRE M., LAURIAT-RAGE A., TRAUTH N. (1989a). – Le couloir "le Maupas - les Etangs" : aspects structuraux, sédimentologiques et paléontologiques (La Limouzinière, Loire-Atlantique). *Géologie de la France*, n° 1-2, pp. 79-102.
- CHEVALIER M., BORNE V. (1989). – Remise en question de l'attribution "Sables rouges pliocènes" aux formations détritiques du domaine du Lac de Grand-Lieu (Loire-Atlantique). *Géologie de la France*, n° 1-2, pp. 277-284.
- CHEVALIER M., BORNE V., BRÉBION P., BUGÉ E., CHAIX C., COURBOULEIX S., DELANOE Y., ESTÉOULE-CHOUX J., FARJANEL G., LAURIAT-RAGE A., MARGEREL J., POUIT D., TRAUTH N., VIAUD J. M. (1989b). – Le complexe cénozoïque de Corcoué-sur-Logne (Loire-Atlantique). Etudes sédimentologiques, paléontologiques et premières reconnaissances géophysiques. *Géologie de la France*, n° 1-2, pp. 153-170.
- CHEVALIER M., DELANOE Y. (1989). – Etude géophysique et sédimentologique du petit graben redonien pliocène de la Marnière (La Limouzinière, Loire-Atlantique). *Géologie de la France*, n° 1-2, pp. 103-116.
- COUBÈS L., DHOSTE M., ILDEFONSE P. (1985). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Parthenay, BRGM, 1^{re} éd.
- COUFFON O. (1908a). – Le Bartonien supérieur (Marinésien) en Anjou. *Bull. Soc. Etudes sci. Angers*, **37**, pp. 37-42.
- COUFFON O. (1908b). – Les grès à Sabalites en Anjou. *Bull. Soc. Etudes sci. Angers*, **38**, pp. 9-28 ; **39**, pp. 21-31.
- COUFFON O. (1909). – Réponse à une note de J. Welsch sur l'âge des sables et grès à Sabalites des environs de Fontevault, Saumur. *C.R. Som., Soc. géol. Fr.*, p. 159.
- CRÉ L. (1878). – Recherches sur la végétation de l'ouest de la France à l'époque tertiaire. Flore des grès éocènes du Mans et d'Angers. E. Baraise, 74 p.
- CRÉ L. (1881). – Sur la découverte à Noirmoutier (Vendée) de la flore éocène à Sabalites andegavensis. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **92**, pp. 759-761.
- DAVY L. (1890). – Découverte de fossiles du Miocène supérieur [Redonien, ndlr] dans les sables rouges de la forêt du Gâvre (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **18**, pp. 632-640.
- DELANOE Y., LEHEBEL L., MARGEREL J., PINOT J. (1975). – La Baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **281**, pp. 1947-1950.
- DENIZOT G. (1924). – Les sables de la Basse-Loire. *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, **5**, (2-4), pp. 158-196.
- DENIZOT G. (1972). – La géologie angevine dans le cadre de la Loire. *Bull. Soc. Sci. Anjou*, (n.s.), **8**, pp. 69-82.
- DÉSIRÉ-MARCHAND J., KLEIN C. (1988). – L'étagement du relief dans le massif vendéen. Les relations du Haut-Bocage et du Bas-Bocage entre Clisson et Saint-Maixent-l'École. *Norvès*, **35** (139), pp. 287-313.
- DHOSTE M., LEGENDRE L., COUBÈS L. (1987). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Thouars, BRGM, 1^{re} éd.
- DONNADIEU J. (1976). – Données nouvelles sur les formations de l'Eocène continental (Bartonien sens large) du sud-ouest du Bassin parisien : les dépôts de Brenne et des confins du Poitou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **18**, (6), pp. 1647-1658.
- DUBREUILH J. (1989). – Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviaux tertiaires du nord du bassin d'Aquitaine. Passage aux formations palustres, lacustres et marines. Thèse de doctorat d'état, Université Bordeaux IV, Sciences, 1987 ; Documents du B.R.G.M., **172**, 461 p.
- DURAND S. (1949). – Yprésien fossilifère et Lutétien aux environs de Port-Louis (Morbihan). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **229**, pp. 230-232.
- DURAND S. (1957a). – Les grès à Sabals de Noirmoutier (Vendée) reposent sur une formation ligniteuse datant du début du Tertiaire. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **244**, pp. 2629-2632.
- DURAND S. (1957b). – Contribution à l'étude du littoral entre la Bernerie et les Moutiers (Loire-Atlantique). *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, **1**, pp. 69-94.
- DURAND S. (1958). – L'analyse pollinique montre que le remaniement du Crétacé au pied du Sillon de Bretagne date de l'Eocène inférieur. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **247**, pp. 1753-1756.
- DURAND S. (1959). – Les calcaires bartoniens du Maine et de l'Anjou occupent une ancienne dépression littorale ouverte vers le Sud-Ouest. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **248**, pp. 1196-1198.
- DURAND S. (1960). – Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **12**, pp. 1-389.
- DURAND S., OLLIVIER-PIERRE M. (1969). – Observations nouvelles sur la présence du pollen de palmier *Nypa* dans l'Eocène de l'Ouest de la France et du Sud de l'Angleterre. *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, (C), **1** (1), pp. 49-57.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1968). – L'Eocène du Massif armoricain. Données nouvelles apportées par l'étude des minéraux argileux. Applications paléogéographique et paléoclimatique. *Mémoires du B.R.G.M.*, **58**, pp. 417-425.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970). – Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, **14**, 319 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1983). – Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France*, (2), n° **4**, pp. 345-352.
- FERRONNIÈRE G. (1907). – Présence aux environs de la Bernerie de grès calcifère à fossiles d'eau douce. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, (2), **7**, p. XVI.
- FERRONNIÈRE G. (1911). – L'Eocène marin dans le S-O de la feuille de Nantes. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, (3), **1**, pp. 231-236.
- FERRONNIÈRE G. (1920). – Rapport sur les feuilles de Nantes et du Pilier. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **25**, (123), pp. 49-54.

- FERRONNIÈRE G. (1921). – Sur un lambeau de falun décalcifié, avec essai sur la paléogéographie tertiaire de la Basse-Loire. *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, fasc. sp., pp. 237-245.
- FLAGEOLLET J. (1977). – Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. *Sciences de la terre, Mémoires (Nancy)*, **35**, 461 p.
- FORESTIER F., BAMBIER A., FLAGEOLLET J., VIAUD J. (1982). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Clisson, BRGM, 1^{re} éd.
- FOURNIGUET J., TRAUTMANN F., MARGEREL J., WHATLEY R., MAYBURY C., MORZADEC-KERFOURN M. (1989). – Les argiles et sables pliocènes de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan) : sédimentologie, micropaléontologie (foraminifères, ostracodes et palynologie). *Géologie de la France*, n° 1-2, pp. 55-78.
- Fritel P. (1922). – Flore des grès à Sabalites. *Bull. Mus. nat. Hist. nat. (Fr.)*, **5**, pp. 385-390.
- GABILLY J., CARIOU E., HANTZPERGUE P. (1985). – Le détroit du Poitou au Jurassique : mythe ou réalité paléogéographique? Comité des Travaux historiques et scientifiques. *Bull. Sect. Sci.*, **9**, ("Géodynamique des seuils et des hauts-fonds"), pp. 141-159.
- GANICHAUD B. (1922). – Note à propos de la découverte d'une ammonite à Montbert (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, **3**, (2), pp. 121-122.
- GAUTIER M. (1951). – Les rapports entre l'hydrographie et la structure dans le bocage vendéen et dans la Gâtine de Parthenay. *Ann. Géogr.*, **40**, (320), pp. 183-198.
- GAUTIER M. (1969). – Les sablières des environs de Pornic (Loire-Atlantique) et le Pliocène du Pays de Retz. *Norois*, **62**, pp. 155-175.
- GROSSOUVRE A. De (1898). – Note sur les grès à Sabalites. *Assoc. fr. Avanç. Sci., C.R. Session de Nantes*, pp. 337-339.
- HAQ B. U., HARDENBOL J., VAIL P. R. (1988). – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In "Sea-Level Changes. An Integrated Approach". *Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication, **42**, pp. 71-108.
- HERPIN R. (1910). – Note sur les argiles mio-pliocènes de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan). *Bull. Soc. polym. Morbihan*, 2 p.
- JAEGER J. (1967). – Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec des bassins tertiaires en Bretagne. *Mémoires du B.R.G.M. Fr.*, **52**, pp. 91-102.
- JODOT P. (1948). – Le réseau hydrographique entre la Brenne et la Touraine pendant le Bartonien. *C.R. Som., Soc. géol. Fr.*, p. 343.
- KERFORNE F. (1903). – Sur le Redonien d'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. sci. et médic. de l'Ouest*, **12**, pp. 202-207.
- KLEIN C. (1961a). – A propos du "Sidérolithique" sous-vendéen. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **253**, pp. 151-153.
- KLEIN C. (1961b). – Sur "la formation de la Brenne" et ses extensions en Montmorillonais et en Châtelleraudais. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **253**, pp. 2087-2089.
- KLEIN C. (1962). – L'intérêt morphologique d'une carrière de la gâtine parthenaise : Viennay. *Norois*, **9**, (34), pp. 167-171.
- KLEIN C. (1975). – Massif Armoricaïn et Bassin de Paris. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Normandie, Maine, Anjou, Touraine, Poitou septentrional et contrées adjacentes. Thèse de doctorat d'état, Université de Brest, Lettres, 1973. Assoc. Publications près les Universités de Strasbourg. Fondation Baulig, 1197 p.
- LAUGERY J. (1971). – A propos des sables et graviers rouges de l'Anjou. *Norois*, **70**, pp. 333-335.
- LAURIAT-RAGE A. (1981). – Les bivalves du Redonien (Pliocène atlantique de France). Signification stratigraphique et paléobiogéographique. *Mém. Mus. Hist. Nat., série C, Sci. Terre [Paris]*, **45**, pp. 1-173.
- LORENZ C. (1985). – La place du Seuil du Poitou dans l'évolution structurale du sud du Bassin parisien. Comité des Travaux historiques et scientifiques. *Bull. Sect. Sci.*, **9** ("Géodynamique des seuils et des hauts-fonds"), pp. 79-80.
- LORENZ C., DEBRAND-PASSARD S., LORENZ J., DESPREZ N., MANIVIT J. (1986). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Velles, BRGM, 1^{re} éd.
- LORENZ J., LORENZ C. (1975). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Ardentes, BRGM, 1^{re} éd.
- LOUAIL J. (1972). – Etude sédimentologique des placages sableux du plateau des Mauges. Distinction entre les formations détritiques azoïques cénomaniennes et les sables rouges de l'Anjou. *C.R. Congr. Soc. savantes, Nantes*, **2**, pp. 33-53.
- LOUAIL J. (1984). – La transgression crétacée au Sud du Massif armoricaïn. Cénomaniens de l'Anjou et du Poitou. Crétacé supérieur de Vendée. Etude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique. *Mém. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, **29**, 333 p.
- MEUNIER J. D., TROUILLET A., BRULHET J., PAGEL M. (1989). – Uranium and organic matter in a paleodeltaic environment: The Coutras deposit (Gironde, France). *Economic geology*, **84**, pp. 1541-1556.
- MATHIEU G. (1945). – La géologie des environs de Thouarcé (Maine et Loire). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **45**, (216), pp. 51-76.
- MATHIEU G. (1954). – Révision de la feuille Bressuire au 1/80000. Histoire du promontoire SE du Massif armoricaïn. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **51**, (239), pp. 51-64.
- MAZÈRES R. (1931). – Vestiges de dépôts crétacés et éocènes dans le golfe du Morbihan. *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, **1**, pp. 260-262.
- MOREAU P. (1985). – Paléogéographie et rôle paléobiogéographique du Seuil du Poitou au Cénomaniens et au Turonien. Comité des Travaux historiques et scientifiques. *Bull. Sect. Sci.*, **9** ("Géodynamique des seuils et des hauts-fonds"), pp. 241-254.
- MOUNÈS J. (1974). – Le Marais Breton et ses marges. Etude de géomorphologie et de sédimentologie. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Nantes, Lettres, 2 vol., 425 p.
- MOUYOUNGOU J. (1989). – Les silicifications tertiaires en Anjou : caractérisations géologique, minéralogique et géochimique. *Géologie de la France*, n° 1-2, pp. 251-256.

- OLLIVIER-PIERRE M. (1980). – Etude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **25**, 239 p.
- OLLIVIER-PIERRE M., CHATEAUNEUF J., FARJANEL G., ESTÉOULE-CHOUX J. (1985). – Du domaine marin au domaine continental, un exemple : les argiles feuilletées yprésiennes de la Baie de Bourgneuf et du Lac de Grand-Lieu (Vendée). *Bull. Sci. géol. [Strasbourg]*, **38**, (1), pp. 45-59.
- PASSERAT C. (1909). – Les plaines du Poitou. Thèse de doctorat, 1909. In-8°, 238 p.; *Rev. Géogr.*, (n. s.), **3**, pp. 155-380.
- PATTE E. (1953). – L'extension du Sénonien dans la Gâtine de Parthenay et dans la vallée du Clain. *C.R. Som., Soc. géol. Fr.*, pp. 53-54.
- PENEAU J. (1927). – Fossiles crétacés recueillis dans des "sables rouges". *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, (4), **7**, pp. 7-8.
- PETIT L. (1987). – Le gisement de vertébrés continentaux de Fontliasmès (Eocène supérieur du Poitou). Stratigraphie, sédimentologie, paléontologie. Thèse d'université, Université de Poitiers, Sciences.
- PIET F. (1863). – Recherches sur l'île de Noirmoutier [publié et annoté par Jules Piet, son fils]. Nantes, Mellinet, 725 p.
- PLATEL J., MOURIER J. (1986). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Poitiers, BRGM, 1^{re} éd.
- RASPLUS L. (1982) - Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires du Sud-Ouest du Bassin de Paris. Thèse de doctorat d'état, Université d'Orléans, Sciences, 1978, 3 vol., 454 p ; *Sciences géologiques, Mémoire Strasbourg*, **66**, 227 p.
- RIVIÈRE A. (1842). – Groupe crétacique ou terrains crétacés de la Vendée et de la Bretagne. *Ann. Sci. géol.*, I, pp. 617-653.
- SELLIER D. (1985). – Les versants du Pays Nantais. Etude géomorphologique. Thèse de 3^e cycle, Université de Nantes, Lettres, 506 p.
- STEINBERG M. (1961). – Données nouvelles sur l'extension du Cénomaniens dans le secteur d'Aivault (Deux-Sèvres). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **252**, pp. 2256-2258.
- STEINBERG M. (1962). – Découverte d'une faune cénomaniens dans la carrière de Viennay (Deux-Sèvres). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **254**, pp. 2193-2194.
- STEINBERG M. (1967). – Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou (Sidérolithique des auteurs). Thèse de doctorat d'état, Université d'Orsay, Sciences, 415 p.
- TERS M. (1961). – La Vendée littorale. Etude de géomorphologie. Oberthur, Rennes-Paris, 578 p.
- TERS M. (1978a). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Paimboeuf, BRGM, 1^{re} éd.
- TERS M. (1978b). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Macheaoul, BRGM, 1^{re} éd.
- TERS M. (1978c). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Ile-de-Noirmoutier, Pointe-de-St-Gildas, BRGM, 1^{re} éd.
- TERS M. (1982). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille St-Philbert-de-Grand-Lieu, BRGM, 1^{re} éd.
- TERS M. (1983). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Challans, BRGM, 1^{re} éd.
- THIRY M. (1978). – Silicification des sédiments sablo-argileux de l'Yprésien du sud-est du bassin de Paris. Genèse et évolution des dalles quartzitiques et silcrètes. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, (2), sect I, 1, pp. 19-46.
- TROMELIN G. De (1875). – Addition relative aux terrains tertiaires et quaternaires [flore fossile de Montbert, ndlr]. *Assoc. fr. Avanç. Sci.*, C.R. Session de Nantes, pp. 659-660.
- VALENSI L. (1954). – Confirmation de l'âge jurassique moyen des silex de la région de Bressuire (Deux-Sèvres). *Assoc. fr. Avanç. Sci.*, C.R. Session de Poitiers ; *Annales Univ. Poitiers*, (2), **5**, p. 295.
- VASSEUR G. (1881). – Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. Stratigraphie. 1^{ère} partie. Bretagne. Masson, 432 p + 5 cartes ; *Ann. Sci. géol.*, **13**, pp. 1-432.
- VAUDOIS-MIÉJA N. (1979). – Etude comparative des flores éocènes de l'Ouest de la France (grès à Sabals) et de celles du Bassin anglo-normand. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **289**, pp. 1233-1236.
- VAUDOIS-MIÉJA N. (1985). – La flore des grès à palmiers de l'Ouest de la France. Comité des Travaux historiques et scientifiques. *Bull. Sect. Sci.*, **8**, pp. 79-80.
- VAUDOIS-MIÉJA N., MORNAND J. (1986). – Sur la paléoflore d'un nouveau gisement éocène à Jarzé (Maine-et-Loire, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **303**, (7), pp. 637-642.
- VIAUD J. M. (1979). – Contribution à l'étude des dépôts tertiaires dans la région de Saint-Hilaire-de-Clisson (44). *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, (n. s.) **1** (3), pp. 146-162.
- WALLERANT F. (1902). – Carte géologique de la France à 1/80000, feuille Ile d'Yeu-Palluau, 1^{re} éd.
- WANG NAI LIANG (1951). – Lithologie et paléogéographie du plio-quaternaire détritique de la Basse-Loire. *Rev. Géomorph. dyn.*, **5**, pp. 193-213.
- WELSCH J. (1897). – Sur l'âge sénonien du grès à Sabalites andegavensis de l'Ouest de la France. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **125**, pp. 667-669.
- WELSCH J. (1910). – A propos de l'âge du grès à plantes de l'Anjou et des fossiles roulés en général. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), **10**, p. 7.
- WYNS R. (1991). – Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 11-42.
- WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS RAYMOND A., BRESSON G., BIRON R. (1988). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Chantonay. BRGM, 1^{re} éd.
- WYNS R., GODARD G., LABLANCHE G., BIRON R., BRESSON G. (1989). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille La Roche-sur-Yon, BRGM, 1^{re} éd.