

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE DU MARAIS POITEVIN*

J. DUCLoux

Laboratoire de Pédologie
Université de Poitiers
France

R. NIJS

Institut Géologique
Université de Gand
Belgique

SOMMAIRE L'histoire géologique du Marais Poitevin, ancien golfe comblé récemment par des apports marins, débute en fait à l'Ere secondaire. Le dépôt des marnes calloviennes et oxfordiennes, au Jurassique Supérieur, en constitue le premier chapitre. Légèrement déformées par la tectonique au Crétacé inférieur et au Tertiaire, ces formations affleuraient au début du Pléistocène là où s'étend, de nos jours, le Marais Poitevin. L'érosion périglaciaire les a profondément entamées à plusieurs reprises. La dépression ainsi créée a été envahie par la transgression flandrienne et transformée en Golfe du Poitou pratiquement comblé de nos jours par le « bri » ou argile marine à Scrobiculaires.

SAMENVATTING De geologische geschiedenis van het Marais Poitevin, een nagenoeg volledig met mariene sedimenten opgevulde zeegolf, vangt aan met de afzetting van Calloviane en Oxfordiane mergels in het Boven-Jura.

Gedurende het Onder-Krijt en het Tertiair werden deze formaties licht tektonisch vervormd. Bij het begin van het Pleistoceen kwam de dagzoom der zachte jurasedimenten overeen met de huidige positie van het Marais Poitevin.

De mergels werden vervolgens sterk geërodeerd onder periglaciaire klimaatomstandigheden. Aldus ontstond een depressie, die door de Atlantische transgressie werd overspoeld, waardoor de Golf van Poitou geschapen werd. Deze is nu bijna volledig door de Holocene „bri” of Scrobicularia-zeeklei opgevuld.

SUMMARY The geological history of the Marais Poitevin which is an ancient marine gulf filled with recent alluvium, in fact starts in the Upper-Jurassic times, with the deposit of the Callovian and Oxfordian marls.

These formations have been slightly deformed by tectonical activity during the Lower Cretaceous and the Tertiary. In the early Pleistocene, the outcrop of those soft jurassic sediments was situated where nowadays the Marais Poitevin has developed.

The marls have been deeply eroded under periglacial climates. The so created depression has been invaded by the Atlantic transgression and transformed into the Gulf of Poitou, which is nearly completely filled up to-day by marine Scrobicularia-Clay.

(*) Etude effectuée dans le cadre du programme de travail de l'Equipe de Recherche Associée du Centre National de la Recherche Scientifique n° 220 (Pédologie des Pays Atlantiques).

I — INTRODUCTION

Les recherches détaillées que nous avons entreprises sur les sols du Marais Poitevin s'accompagnent de leur cartographie systématique à grande échelle (Nijs, 1968). Elles sont inséparables de l'étude des facteurs de la pédogenèse et notamment de ses facteurs géologiques.

Nous nous proposons de donner ici une vue globale sur l'ensemble de la région, en insistant sur les données géologiques qui exercent une influence directe sur la pédogenèse et qui expliquent la répartition des différentes catégories de sols. Nos observations essentielles portent sur la géomorphologie et sur la stratigraphie des différentes assises.

Le Marais Poitevin constitue le plus important de tous les marais côtiers français. Il s'étend dans une vaste dépression, mal drainée par les basses vallées du Lay et de la Sèvre Niortaise (ainsi que de ses affluents: Vendée, Autise et Mignon), sur environ 80 000 ha, répartis dans les trois départements de Vendée au Nord, Deux-Sèvres à l'Est et Charente-Maritime au Sud. Il est délimité au Nord par la Plaine Vendéenne de Luçon-Niort (haute de 30 à 50 mètres); au Sud, le plateau d'Aunis le domine de 30 à 60 mètres (Figure 1). C'est un ancien golfe marin, cerné de falaises calcaires plus ou moins fraîches et comblé d'apports quaternaires marins et fluviaux. De nombreuses îles anciennes y dominent le bas-pays.

Nous nous sommes efforcés de reconstituer dans cette zone l'évolution des formes du relief et de suivre les dépôts sédimentaires qui s'y sont succédés depuis le début de l'Ere secondaire jusqu'à la fin de l'Holocène et qui continuent encore à combler la Baie de l'Aiguillon. Il est évident que le Marais Poitevin n'a acquis sa forme actuelle que depuis une époque très récente et qu'il présente donc un âge pratiquement négligeable à l'échelle des temps géologiques. Cependant, l'étude de l'histoire antérieure de la région n'en reste pas moins nécessaire à la compréhension de la situation présente.

Dans cette étude, où nous avons dû sortir parfois du cadre géographique strict du Marais Poitevin pour nous intéresser aux bordures plainaudes ainsi qu'aux îles, nous tenterons de

donner une synthèse de nos observations personnelles et des nombreux travaux antérieurement publiés. Parmi ceux-ci, il convient surtout de citer les études de Welsch (1919) et de Waterlot (1938).

II — LA RÉGION DU MARAIS POITEVIN PENDANT L'ÈRE SECONDAIRE

A — *LE TRIAS*

Le Trias (tout comme le Permien) y est complètement absent. On peut en conclure que l'érosion continuait toujours son travail destructeur, en s'acharnant sur le relief hercynien du Massif Armoricaire Vendéen. Vers la fin du Trias, le massif primaire fut complètement réduit à l'état de pénéplaine.

B — *LE JURASSIQUE*

D'une manière générale, la nature lithologique des sédiments jurassiques a été déterminée principalement par la profondeur de la mer dans laquelle ils se sont déposés. En l'absence de mouvements importants du fond et de changements brutaux du niveau de la mer jurassique, le caractère de la sédimentation n'a jamais changé que lentement, et les limites entre les différentes assises se traduisent rarement par des contrastes lithologiques nets.

L'histoire géologique de la région du Marais Poitevin, au jurassique, est caractérisée par les faits suivants:

1 — Au début du jurassique, le socle primaire est réduit à l'état de pénéplaine. A la base du complexe (peu important) formé pendant cette époque, on trouve localement les « grès et arkoses d'Hermenault », d'origine continentale, surmontés de sables et d'argiles. Il s'agit de dépôts torrentiels, comblant d'anciennes dépressions de la pénéplaine post-hercynienne. Ils correspondent au faciès continental du Rhétien ou de l'Hettangien (2ème édition de la carte géologique de Fontenay-le-Comte et de Niort).

La partie méridionale de la pénéplaine est envahie par la mer à la fin de l'Infralias (Hettangien).

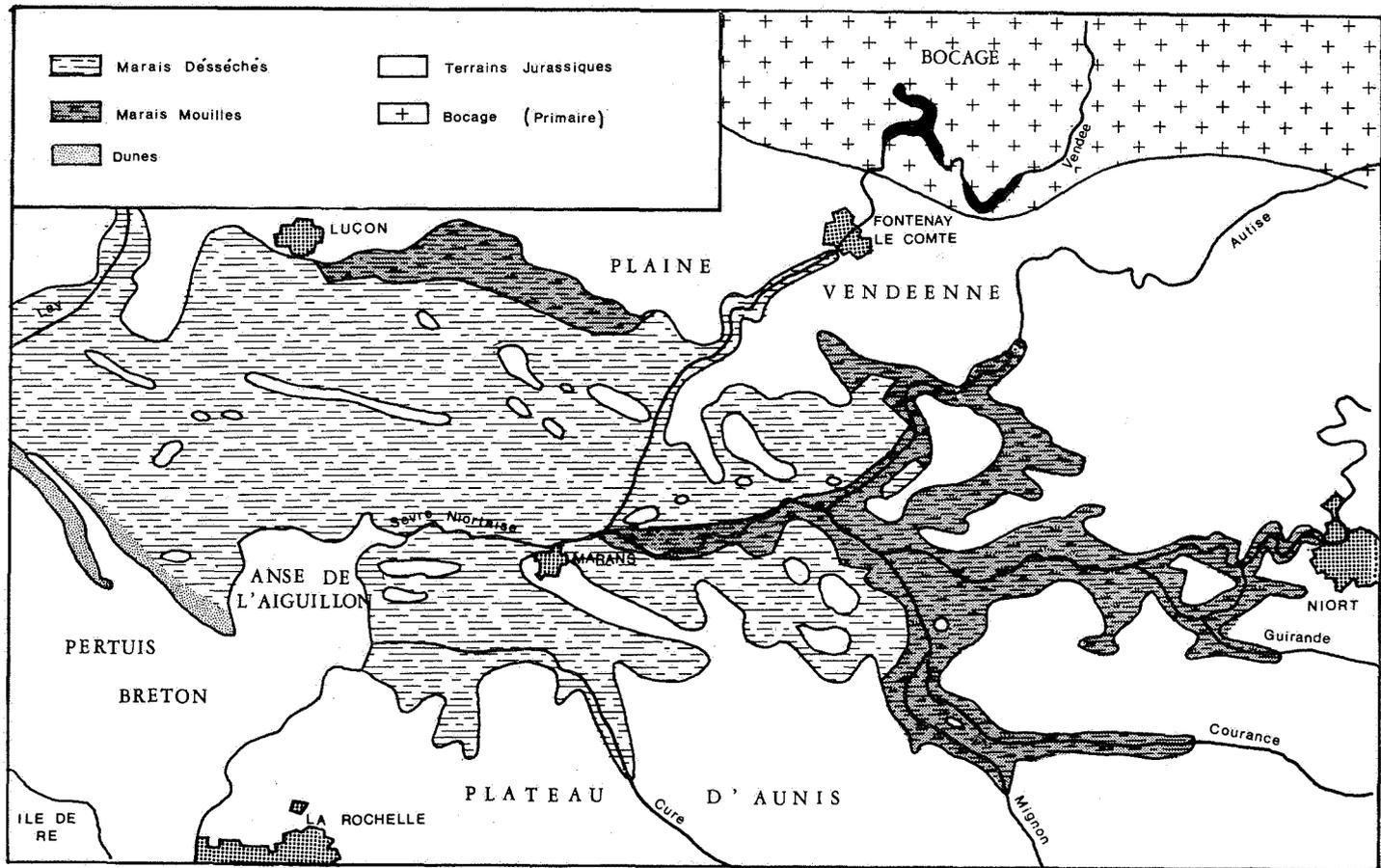


Fig.1 - CARTE SCHEMATIQUE DU MARAIS POITEVIN

1 / 250.000

2 — Progressivement, le socle est submergé par la mer transgressive. Au Domérien, la Vendée est coupée du Massif Central par le Détroit du Poitou qui fait communiquer les mers du Bassin d'Aquitaine et du Bassin de Paris.

3 — A la fin du Lias, la transgression atteint son maximum. La Vendée a probablement disparu complètement sous la mer.

4 — Les dépôts liasiques sont essentiellement calcaires, sauf ceux du Toarcien, plutôt marneux. Au Nord de l'emplacement actuel du Marais Poitevin, ils atteignent une épaisseur de quarante mètres.

5 — Au jurassique moyen, après avoir hésité à l'Aalénien, la mer dépose encore trente mètres de calcaire.

6 — Pendant la période callovo-oxfordienne, la sédimentation change de caractère: une masse de marnes, puissante de 70 à 80 mètres, témoigne de cette époque où la mer était peut-être plus profonde que durant le reste du Jurassique.

7 — Au Rauracien, et surtout au Séquanien, l'hégémonie des calcaires est rétablie. L'épaisseur de ces sédiments est de l'ordre de 70 mètres.

8 — Après le dépôt des marnes du Kiméridgien (100 mètres) et des calcaires du Portlandien Inférieur, la mer disparaît de la région au milieu du Portlandien. Pour la première fois depuis le début du Jurassique, une émergence générale se produit.

9 — Dans toute la région étudiée, il n'y a pas le moindre indice qui puisse indiquer, pendant le Jurassique, une tendance à la subsidence plus prononcée qu'ailleurs. Le caractère des dépôts est en parfaite harmonie avec celui des sédiments du même âge que l'on trouve dans le Bassin de Paris et le long de la bordure orientale du Bassin d'Aquitaine (*).

(*) Cet aperçu de la stratigraphie du Jurassique est essentiellement basé sur les renseignements fournis par la Carte Géologique de France, feuilles de Niort, de Fontenay-le-Compte et de la Rochelle (2ème édition), complété par quelques observations personnelles.

C — LE CRÉTACE

1 — *Le crétacé Inférieur*

L'émergence qui s'est produite à la fin du Jurassique se prolonge pendant tout le Crétacé Inférieur. Pendant cette période, la tectonique nous semble avoir joué un rôle assez important.

a — Les déformations de la surface Post-Jurassique

A la vue de la carte géologique de Fontenay-le-Comte (seconde édition), on est frappé immédiatement par la disposition des couches jurassiques: du Nord au Sud se succèdent des dépôts de plus en plus récents. Cette régularité est interrompue dans une large zone, ayant pour axe la ligne Luçon-Fontenay-le-Comte-Benêt-Niort: cette région est affectée par un système d'anticlinaux et de synclinaux parallèles (Synclinorium de Luçon), orientés du WNW au ESE. Au Sud de Fontenay-le-Comte, on peut observer, en outre, une série de failles et de flexures, orientées dans la même direction et associées intimement au système d'anticlinaux. Plus à l'Est, l'importance des failles est dominante: la principale est la faille de Benêt, dont la lèvre méridionale est affaissée, comme c'est le cas général.

Il faut mentionner aussi l'existence d'ondulations transversales très larges (Waterlot, 1938), comme l'axe de Naillers à l'embouchure de la Sèvre et surtout l'axe La Grève, Damvix, Nieul-sur-l'Autise, Saint-Hilaire-des-Loges. Ces deux axes correspondent à de très faibles dépressions transversales, d'une largeur de plusieurs kilomètres. Les axes de Marans à Fontenay-le-Comte et de Mauzé à Benêt en représentent les « anticlinaux ».

b — L'âge des déformations

S'il est relativement facile de constater les effets de l'activité tectonique, il est beaucoup moins aisé d'en préciser l'âge. Pourtant, malgré l'absence de terrains de recouvrement qui en seraient affectés, il semble que l'on puisse la dater du Crétacé Inférieur pour les raisons suivantes:

— Au début du Quaternaire, nous verrons que toute trace de relief due à des déformations tectoniques avait disparu dans la région du Marais Poitevin. Or, nous pensons qu'un relief tectonique tertiaire récent aurait vraisemblablement laissé des traces, comme c'est le cas de plusieurs failles du Seuil du Poitou (Passerat, 1909; Facon, 1957 et 1965). On peut donc supposer que l'âge des déformations de la région remonte au moins au Paléogène, ou même, à l'Ere Secondaire.

— Tout le Bas-Bocage vendéen fut une région remarquablement stable à partir de la fin du Secondaire (Ters, 1961). Les principaux accidents tectoniques présents y remontent au Crétacé Inférieur. Leur nature et leur ampleur, de même que leur direction et leur position périphérique par rapport au Bocage, sont sensiblement analogues à ceux des déformations de la bordure septentrionale du Marais Poitevin. Ces analogies nous ont suggéré de les considérer comme contemporains.

— En Charente-Maritime, la transgression cénomaniennne semble s'être opérée sur un terrain légèrement déformé par des mouvements du sol qui se sont produits à la limite du Jurassique et du Crétacé (Carte Géologique de La Rochelle, 2ème édition). Tous leurs caractères sont analogues à ceux des accidents autour du Marais Poitevin; il semble assez logique de leur attribuer le même âge.

Evidemment, les trois arguments précités ne sont pas suffisants à eux seuls pour dater à coup sûr du Crétacé Inférieur la phase tectonique de la région.

Il n'en reste pas moins que l'hypothèse d'une tectonique post-jurassique et pré-cénomaniennne n'a, selon nous, rien d'in vraisemblable (Nijs, 1968). Il faut y voir des mouvements hercyniens posthumes du Massif Armoricain. On pourrait considérer l'activité tectonique de la région comme un contre-coup des premières dislocations pyrénéennes, datées du Crétacé Inférieur.

Les larges ondulations transversales sont les seules déformations qui sont probablement plus récentes que les autres (voir paragraphe concernant le Tertiaire).

c — Effet des déformations

Bien que les accidents tectoniques soient nombreux, ils n'ont nullement bouleversé la région. Quelques coupes N-S du Marais (Figure 2) tenant compte de l'épaisseur approximative des dépôts jurassiques, illustrent clairement la faible ampleur des anticlinaux et des synclinaux, ainsi que leur grand rayon de courbure; en outre, le rejet maximum de la faille principale (celle de Benêt), dépasse très rarement vingt mètres. Il ne nous paraît donc y avoir aucune raison de considérer le Marais Poitevin comme une grande fosse tectonique.

Cependant, les déformations ont eu une certaine répercussion sur la surface plane de la plaine post-jurassique. Ainsi, la région correspondant aujourd'hui au Bocage a dû se relever; par ce fait, la couverture sédimentaire de ses flancs a pris une légère inclinaison. Cette allure se reflète de nos jours dans la succession d'assises jurassiques de plus en plus récentes, au fur et à mesure que l'on s'éloigne du massif primaire.

Parfois, surtout sur la bordure septentrionale du Marais Poitevin, cette continuité a été interrompue. Les dépôts sont ondulés; en même temps, ils se sont affaissés d'une vingtaine de mètres par rapport à l'actuelle plaine de Luçon.

La zone, occupée de nos jours par le Marais Poitevin, se présentait donc, à l'époque cénomaniennne, non comme une fosse, mais comme une région légèrement déprimée et ondulée. Au Nord, elle était délimitée par endroits par un talus d'une quinzaine de mètres, correspondant à un escarpement de faille (à Benêt), ou d'un système de flexures et de plis (au Sud de Fontenay-le-Comte). Au Sud, les ondulations de la surface s'apaisaient et, à part les failles de Marans et de Richebonne (au rejet de quelques mètres vers le Nord), la transition avec la région actuellement connue comme l'Aunis était continue.

Pour la première fois depuis le retrait de la mer jurassique, on peut parler d'un certain relief dans la région étudiée. Même si les déformations ne se sont probablement pas produites d'un seul coup, elles ont certainement contribué à une érosion assez importante, grâce

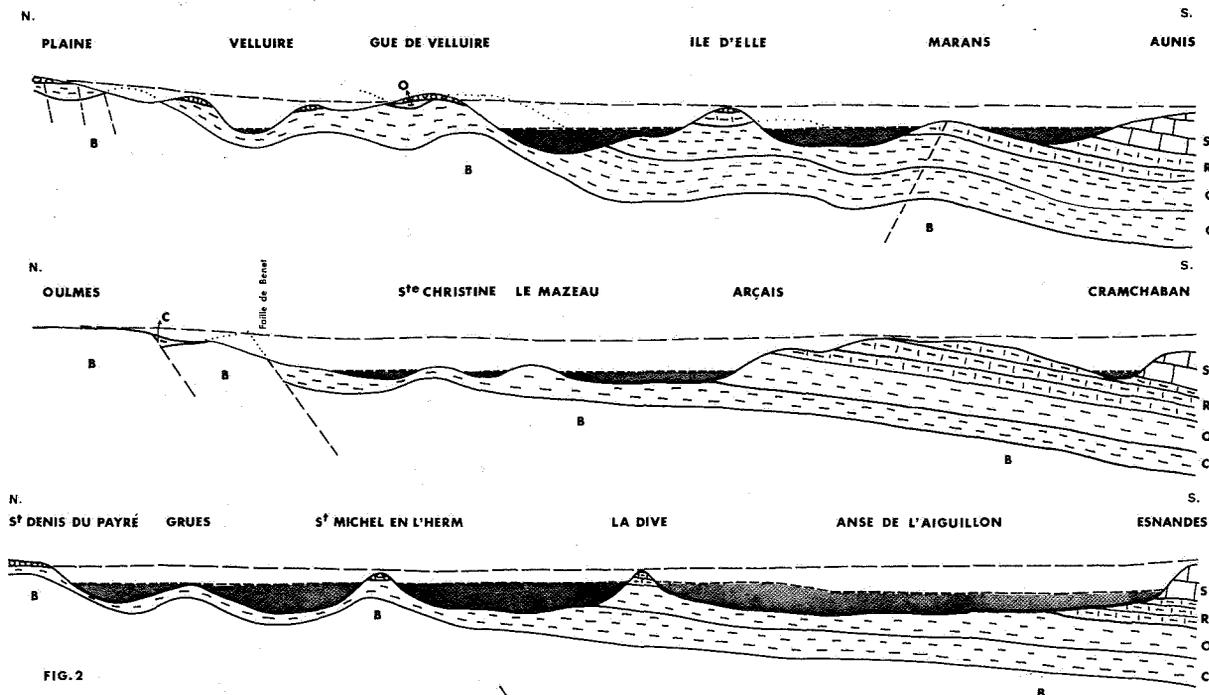


FIG. 2

<p>20 mètres</p> <p>1 kilomètre</p>	<p> Facès calcaire</p> <p> Facès marneux</p> <p> Marnes et calcaires</p> <p> Haute terrasse</p> <p> Holocène</p>	<p> Faille</p> <p> Surface des dépôts holocènes</p> <p> Niveau de la surface post-tertiaire</p>	<p>S Séquanien</p> <p>R Rauracien</p> <p>O Oxfordien</p> <p>C Collovien</p> <p>B Bathonien</p>
-------------------------------------	--	---	--

Schémas dérivés de la carte géologique de Fontenay-le-Comte. (2^e édition)

aux dénivellations (d'ailleurs modestes), résultant de chaque mouvement dont on n'observe aujourd'hui que le résultat final.

Grâce à l'érosion, la plus grande partie des sédiments jurassiques avait disparu du Bocage à la fin du Crétacé inférieur (Ters, 1961). Dans la région qui nous intéresse, le Rauracien et le Séquanien ont dû être entamés assez sérieusement, sinon enlevés, tout comme sur le Seuil du Poitou (Passerat, 1909).

2 — *Le Crétacé supérieur*

On ne connaît pas de dépôts crétaciques dans la région étudiée. Pourtant, sur la périphérie septentrionale, Ters (1961) signale localement (à Nieul-sur-l'Autise) des blocs de grès qui pourraient dater du Cénomaniens. A part ces résidus, il ne semble exister aucun témoin d'une mer crétacique (Ters, 1961).

La présence de dépôts marins d'âge céno-manien, turonien ou sénonien en Basse Vendée et en Charente-Maritime prouve cependant que la région du Marais Poitevin a dû être affectée pendant ces trois transgressions, mais l'importance de celles-ci n'y fut jamais comparable à celle des transgressions jurassiques, puisqu'on sait qu'elles n'ont pas dû submerger le Seuil du Poitou, sauf au Turonien (Ters, 1961).

Au total, on peut résumer ainsi l'histoire de la région au Crétacé :

— Le Crétacé inférieur coïncide avec une longue période d'émersion. Des déformations tectoniques ont sans doute favorisé, par le relief qu'elles ont créé, une érosion sensible de la surface post-jurassique. Ces déformations résulteraient d'un soulèvement pré-cénomaniens du socle vendéen. Elles ont déterminé la faible pente des assises jurassiques (situation très semblable à celle de la Lorraine à la fin du Tertiaire). Quelques accidents (plis, failles) se sont produits pendant ce soulèvement; ils n'ont cependant jamais entraîné la formation d'un vaste graben tectonique entre l'Aunis et la Plaine de Luçon.

— Au Crétacé supérieur, la mer recouvre partiellement la région pendant la transgression céno-manienne, turonienne et sénonienne, mais il ne subsiste plus aucun dépôt de cette époque.

III — LA RÉGION DU MARAIS POITEVIN PENDANT L'ÈRE TERTIAIRE

S'il reste peut-être quelques blocs résiduels du Crétacé à Nieul-sur-l'Autise, il n'existe absolument aucun dépôt tertiaire. Il semble bien que les transgressions tertiaires n'aient jamais atteint la région et, même si quelques-unes y sont jamais parvenues, ce ne fut que d'une manière très éphémère. Les dépôts continentaux font également défaut. On est donc obligé de considérer toute la période comprise entre le retrait de la mer sénonienne et l'installation du climat périglaciaire du Pléistocène comme une longue période d'émersion et d'érosion. Comme les climats tertiaires étaient vraisemblablement peu favorables à une vigoureuse érosion (pendant les époques humides, le faible relief et la végétation s'y opposaient; durant les périodes arides, le manque d'eau la contrariait), l'effet de celle-ci y fut modeste: à la fin du Tertiaire, la région se présentait comme une plaine dépourvue de relief, dont l'altitude minimum au-dessus du niveau actuel de la mer se trouvait entre 25 et 30 mètres (Fig. 2). L'épaisseur de la couverture jurassique enlevée s'élève donc à peine à quelques dizaines de mètres (Ters, 1961).

Il est probable que les déformations tectoniques tertiaires du Seuil du Poitou, de la Saintonge et du Haut Bocage vendéen ont eu des échos dans la région. Plusieurs failles ont pu rejouer, en particulier, la faille de Benêt; mais, dans ce cas, les dénivellations créées n'ont pas dû dépasser quelques mètres puisqu'elles étaient complètement nivelées au début du Pléistocène.

Il convient d'ajouter que les larges ondulations transversales, déjà mentionnées au chapitre II, peuvent dater de cette époque puisqu'elles se prolongent au Sud jusqu'à l'Est de Rochefort, où elles rejoignent les déformations tertiaires de la Saintonge (Carte Géologique de La Rochelle, 2ème édition).

Pour compléter l'image du Tertiaire, il faut signaler la présence de concrétions et nodules ferrugineux d'hématite et de goëthite dans les formations superficielles qui recouvrent la plaine. On peut supposer que ces « pédoreliques » sont analogues à celles du Sidérolite

thique où Millot (1964) voit des produits remaniés de cuirasses latéritiques tertiaires. A une certaine période du Tertiaire, les conditions climatiques ont pu favoriser le développement de sols ferrallitiques sur le socle vendéen.

L'aspect final de la région à la fin du Tertiaire est d'une importance capitale pour expliquer la formation du Marais Poitevin, tel que nous le connaissons aujourd'hui.

C'était une plaine dont la partie la plus basse se tenait à une hauteur de 25 à 30 mètres (nous reviendrons sur ce point en étudiant le Pléistocène). Sa surface recoupe les assises subhorizontales jurassiques. L'affleurement de la masse marneuse callovo-oxfordienne coïncide avec la partie la plus déprimée de la plaine; cela prouve que l'érosion tertiaire fut moins faible dans les marnes que sur les calcaires environnants.

IV — LA RÉGION DU MARAIS POITEVIN PENDANT L'ÈRE QUATERNAIRE

A — LE PLEISTOCÈNE

1 — *Les témoins principaux de l'histoire pléistocène : les îles.*

Le Marais Poitevin est parsemé d'une vingtaine d'îles qui apparaissent nettement sur la carte géologique. Leur étendue est très variable, mais toutes présentent plusieurs caractères communs.

- Leur soubassement est toujours constitué de marne ou de calcaire jurassique;
- Aucune des îles ne dépasse une hauteur de 35 mètres;
- Si leurs flancs sont fréquemment abrupts, leur surface topographique est généralement très plane, surtout si les dimensions de l'île sont assez importantes.

Malgré ces caractères communs, il est très facile de distinguer trois types d'îles, en se basant sur la nature géologique de leur surface et sur leur niveau général.

— Premier type

Ce sont des îles portant une nappe de gra-

viers d'origine continentale indiquée comme « Pliocène » sur la carte géologique (Feuille de Fontenay-le-Comte). L'altitude de toutes ces îles est comprise entre 25 et 35 mètres, sauf très près de la côte, où leur niveau peut descendre jusqu'à 12 mètres (Saint-Michel-en-l'Herm). Il est très important de noter que la nappe « Pliocène » se raccorde topographiquement aux nappes signalées le long du Lay et de la Vendée, où ces dépôts reposent également sur le substrat jurassique de la Plaine de Luçon et où ils dominent le fond de vallée (situé à 10 mètres au-dessus du niveau de la mer) de 30 à 40 mètres; c'est-à-dire, que leur niveau ne diffère guère de celui de la Plaine actuelle.

— Second type

Ce sont des îles également recouvertes de graviers d'origine continentale, mais indiquées comme « Alluvions anciennes » sur la carte géologique (Feuille de Fontenay-le-Comte). Ces îles sont plus basses que les précédentes et elles sont très fréquentes dans la partie orientale du Marais Poitevin. Leur altitude varie entre 7 et 15 mètres. Leurs nappes de recouvrement se raccordent ici aux terrasses de la Vallée de la Sèvre et aux terrasses du Lay, de la Vendée et de l'Autise.

— Troisième type

Ce sont les îles sans couverture de nappes graveleuses. Elles sont assez rares. Leur altitude est très variable: elle est ou bien comparable à celles des îles des deux types précités, ou bien si modeste que les îles dépassent à peine le niveau général du Marais.

2 — *Interprétation de la morphologie des îles*

a — Les îles du Marais Poitevin témoignent de la *continuité topographique entre la Plaine de Luçon et l'Aunis au début du Pléistocène*. Le niveau des nappes de graviers « Pliocène » est identique au niveau général de la région au moment de leur dépôt. Topographiquement, d'après la répartition géographique de ces graviers, la région se présentait donc comme une plaine pratiquement dépourvue de relief, dont la partie la plus haute (40-50 mètres) s'identifie à la Plaine de Luçon actuelle, et

dont la partie la plus déprimée (25-30 mètres) formait une très large gouttière d'orientation E-W. Cette dépression correspond à l'affleurement de la masse marneuse callovo-oxfordienne. Elle est délimitée au Sud par les calcaires d'Aunis (30-40 mètres).

La coulée graveleuse provient du Bocage Vendéen, comme son caractère lithologique le prouve (sables et cailloux quartzeux, migmatites, etc...). Elle se dirige du Nord au Sud à travers la Plaine de Luçon. Une fois arrivée dans la dépression callovo-oxfordienne, elle a profité de l'existence de ce « couloir » pour se diriger vers la mer, donc vers l'Ouest, ce qui explique l'absence de nappes semblables au Sud du Marais Poitevin actuel. Il n'existe plus aucun doute à ce sujet, si l'on tient compte de la diminution d'altitude de la nappe le long du trajet Fontenay-le-Comte-Velluire-Ile d'Elle-Saint-Michel-en-l'Herm.

La nappe « pliocène » est figurée comme une seule unité sur la carte géologique. Cependant, un examen attentif des niveaux atteints par ces graviers semble démontrer l'existence d'au moins trois terrasses discontinues mais distinctes.

— Une terrasse supérieure à 40 mètres développée sur la rive droite de la Vendée, entre Le Poiré et Fontenay-le Comte. Un niveau pareil se trouve au Nord de Saint-Liguaire (41 mètres), ainsi qu'aux environs de Mareuil-sur-le-Lay (supérieur à 40 mètres).

— Une terrasse de 25 à 35 mètres. Elle se développe surtout sur le plateau de la rive gauche de la Vendée, en aval de Fontenay-le-Comte, sur les îles de Vix, du Gué-de-Velluire, l'Ile d'Elle, et sur la « presqu'île » de Saint-Denis-du-Payré. Les graviers de Sansais, de La Garette et de la partie méridionale de l'île de Magné s'observent également tous à ce niveau dans la vallée de la Sèvre Niortaise.

— Une terrasse de 12 à 20 mètres. Très discontinue, elle est formée de lambeaux sur la rive droite du Lay (Curzon), sur l'Ile de Grues et de Saint-Michel-en-l'Herm. Peut-être quelques placages graveleux aux environs de Velluire et de Chaix appartiennent aussi à ce niveau.

La présence de graviers le long des vallées du Lay et de la Vendée prouve que ces deux rivières existaient déjà au moment du dépôt. Par ailleurs, l'« ancêtre » de la Sèvre Niortaise devait sans aucun doute suivre l'axe de la « dépression centrale »; le Lay et la Vendée en étaient les affluents principaux. Les vallées de ces rivières post-tertiaires ne devaient pas être encaissées, mais larges et plates, comme le prouve l'étendue de la nappe de graviers.

Il convient d'observer que les nappes de graviers ne sont jamais affectées par les failles ou les plis qu'elles recoupent au Sud de Fontenay-le-Comte. D'autre part, elles ne montrent aucune dénivellation anormale le long de leurs cours ailleurs. Il est donc évident que la transition entre la Plaine de Luçon et la dépression callovo-oxfordienne se faisait graduellement; c'est-à-dire que toute trace de tectonique ou de talus structuraux (par exemple au contact des marnes et des calcaires) était absente.

En conclusion, la nappe de graviers « Pliocène » se présente, de tous les points de vue, comme une formation qui fossilise la plaine post-tertiaire. Elle prouve aussi qu'aucune déformation tectonique n'a pu affecter la région après son dépôt. *L'hypothèse d'un affaissement en bloc ayant entraîné la création du « Golfe du Poitou » au Flandrien nous paraît donc devoir être totalement abandonnée.*

b — *Après le dépôt de la nappe de graviers « Pliocène », une première phase d'érosion attaqua la région. Ses effets ont accentué la différence entre la Plaine de Luçon et l'Aunis, d'une part, et la dépression callovo-oxfordienne d'autre part.*

Les plaines calcaires ont plus ou moins pu conserver leur niveau initial. Seules les vallées principales se sont encaissées, parfois de plusieurs dizaines de mètres. Par contre, les marnes de la Dépression Centrale n'ont pas du tout résisté à l'érosion régressive: toute la zone a été complètement réduite à un niveau de 7 à 15 mètres. Seuls quelques points ont échappé à la destruction: ce sont les îles qui se tiennent à une hauteur entre 25 et 30 mètres, souvent couvertes de nappe graveleuse « Pliocène » et qui constituent les seuls témoins de la plaine post-tertiaire.

On peut facilement admettre que cette nappe les a souvent protégées contre l'érosion. En effet, les îles les plus grandes se retrouvent vers Velluire et Vix, où l'on pourrait s'attendre à une érosion plus intense qu'ailleurs à cause de la proximité de la Vendée. Or, cette proximité a également déterminé la grande importance de la nappe graveleuse à cet endroit. Il semble donc que la présence de la nappe a joué un rôle prépondérant dans la conservation des îles, sinon on ne pourrait pas expliquer que cette région marneuse ait pu résister, malgré l'érosion locale particulièrement vigoureuse. (La même remarque s'applique à la « presqu'île » de Saint-Denis-du-Payré, au Nord de l'embouchure du Lay).

A strictement parler, il ne s'agit pas ici de la toute première phase d'érosion pléistocène. La différenciation de la « haute terrasse » en plusieurs niveaux implique l'alternance de périodes d'accumulation et d'érosion. Ces dernières n'ont cependant jamais eu l'ampleur de ce que nous avons appelé ici la « première phase d'érosion », puisque l'encaissement des rivières leur est postérieur.

c — *La première période d'érosion a été suivie d'un dépôt d'« alluvions anciennes »*. Comme cette nappe se tient à un niveau inférieur d'une vingtaine de mètres par rapport au niveau moyen du gravier « pliocène », on ne la retrouve que dans le fond des vallées encaissées de la Plaine de Luçon et de l'Aunis, jamais à la surface même de ces plaines (comme c'est le cas du dépôt « pliocène »). Ce n'est que dans la dépression callovo-oxfordienne que ces graviers ont pu s'étaler sur d'assez larges surfaces.

La carte géologique de la feuille de Fontenay-le-Comte (2ème édition) regroupe toutes ces nappes sous le terme de « basse terrasse fluviale ». En fait, là aussi, la réalité est plus complexe. Les « alluvions anciennes » se répartissent manifestement en deux niveaux (Ona Ovono, 1971). Les critères distinctifs en sont principalement des arguments géomorphologiques (profils longitudinaux), lithologiques (état de conservation des galets des roches cristallines et cristallophylliennes) et pédologiques (décalcification, rubéfaction).

— Dans le niveau le plus élevé, les roches

sont altérées, tout particulièrement les schistes et les rhyolites devenus très friables. Cette nappe apparaît dans tout le Marais et recouvre les îles du second type. Elle est également présente dans les vallées du Lay et de la Vendée où elle domine le lit majeur.

— Dans le deuxième niveau, nettement inférieur au précédent, les mêmes roches sont plus fraîches et plus cohérentes. On peut signaler ces alluvions dans les cours moyens des rivières qu'elles dominent. Dans les cours inférieurs aux approches du Marais, elles disparaissent parce que recouvertes par des formations plus récentes (bri marin et continental). On peut penser qu'il en est de même dans le Marais sous lequel les sondages des Ponts et Chaussées recoupent d'ailleurs des graviers très semblables aux alluvions émergées en maints niveaux. Leur dernier témoin visible semble exister à Coulon que les découvertes paléontologiques (restes de *Equus adamaticus*, *Bos primigenius*) attribuent au Würm (Gelin, 1887; Welsch, 1919; Graff, 1953), de sorte que ces graviers constituent en fait la Basse Terrasse proprement dite du Marais Poitevin et de ses environs.

Dans ces conditions, le niveau le plus élevé des « alluvions anciennes » peut s'assimiler à une Moyenne Terrasse. Ce niveau est assez bien représenté, tant dans les vallées de la Vendée et du Lay que dans le Marais Poitevin. Dans ce dernier secteur, on note la présence d'une fraction importante de galets calcaires. Cette fraction prédomine largement dans les alluvions anciennes du Mignon. Ce fait est d'ailleurs peu surprenant puisque ce ruisseau est le seul affluent important de la rive gauche de la Sèvre. Ses apports seront donc presque essentiellement constitués de galets calcaires jurassiques. On y rencontre aussi quelques galets de rhyolites et schistes dans un état d'altération identique à ceux des terrasses analogues moins calcaires.

d — *Une deuxième phase d'érosion succède ensuite au dépôt alluvionnaire de la moyenne terrasse*. Les cours d'eau s'enfoncent et de nouvelles couches marneuses sont décapées. Le creusement est particulièrement important dans les basses vallées et la dépression centrale où il atteint son maximum. Le niveau de

base des rivières est alors nettement inférieur à l'actuel.

e — *Un second dépôt d'alluvions anciennes comble les vallées.* Les graviers y sont peu altérés. Ces alluvions correspondent au gisement de Coulon daté d'un Würm ancien. De nos jours, elles ne sont plus représentées dans la partie Ouest du Marais, car elles ont été recouvertes par des dépôts marins et continentaux holocènes. Dans la basse vallée du Lay, nous les avons rencontrées sous le bri alors que Fournier et Horemans ont observé les mêmes faits sur la Vendée (communication verbale).

f — *Une troisième phase d'érosion s'est produite.* A nouveau, les plaines calcaires et la Dépression centrale se comportent de manière différente. Les rivières s'encaissent une troisième fois dans la Plaine de Luçon et les Bois d'Aunis; la dépression callovo-oxfordienne, par contre, est profondément découpée et érodée. Grâce aux sondages profonds du Service de Navigation des Ponts et Chaussées de Niort, on a pu se former une idée du fond de la Vallée de la Sèvre, entre Maillé et Coulon. A l'Ouest de ce dernier village, le fond calcaire du Marais se trouve actuellement à — 6 mètres sous le niveau de la mer; à Damvix, à — 9 mètres et à Maillé à — 14 mètres. Cette phase d'érosion a donc abaissé encore le fond des vallées de la Dépression centrale. Ce bas niveau se prolonge par endroits de quelques kilomètres dans les vallées des Plainnes calcaires, empruntant les cours du Lay, de la Vendée, du Mignon, etc. A l'Ouest (région de Marans), le niveau s'abaisse encore, pour y atteindre une profondeur de — 20 à — 30 mètres, ce qui correspond à la surface topographique du fond de mer du Pertuis Breton.

Sur toute la surface érodée des formations jurassiques, l'érosion différentielle a créé une succession de cuestas plus ou moins développées, surtout au Sud-Ouest de Niort, où l'on peut facilement observer une cuesta oxfordienne (à Bessines), rauracienne (à Frontenay-Rohan-Rohan) et séquanienne (à Epannes) chaque fois qu'un faciès calcaire perce la surface topographique. Remarquons que ces formes de relief ont probablement déjà commencé à se former dès la première phase d'érosion.

Les cuestas sont aussi présentes dans le Marais même; les îles du troisième type correspondent à des couches monoclinales plus résistantes. Comme ces crêtes n'atteignent que rarement des altitudes constantes le long du tracé de la même cuesta, les îles du troisième type sont caractérisées par l'absence d'un niveau commun: les unes émergent nettement du bri (Chaillé-les-Marais, Vouillé), les autres sont à peine visibles (Champagné, Puyravault, Sainte-Radegonde); enfin, la majeure partie des cuestas se retrouve enfouie sous une couverture de bri plus ou moins épaisse.

3 — *Observations complémentaires*

a — Une première observation concerne *la vallée de l'Autise.* Cette rivière, affluent de la Sèvre, prend son origine dans le Bocage, tout comme le Lay et la Vendée. Ses alluvions seront donc comparables aux dépôts de ces deux rivières.

Or, pendant la traversée de la Plaine calcaire de Niort-Fontenay-le-Comte, sa vallée est tapissée d'« alluvions anciennes », mais la terrasse de « graviers pliocènes » manque totalement. Deux explications sont possibles: ou bien il n'y a jamais eu de dépôt de nappe « pliocène », ou bien celle-ci a été érodée. Si l'on tient compte de la bonne conservation de la nappe du Lay et de la Vendée, la dernière hypothèse ne semble nullement acceptable; il faut donc revenir à la première.

L'absence de dépôts « pliocènes » s'explique aisément si l'on accepte une capture du cours supérieur de l'Autise par un affluent de la Sèvre.

Le large « synclinal transversal » (tertiaire ?) de Damvix à Saint-Hilaire-des Loges, affectant les couches jurassiques (Waterlot, 1938) aurait facilité cette capture: il a abaissé la masse résistante de calcaire bathonien suivant un axe Oulmes-Nieul-sur-l'Autise-Saint-Hilaire-des-Loges. Un affluent de la Sèvre, empruntant cet axe, a facilement pu éroder les marnes calloviennes qui pourraient éventuellement former le noyau du « synclinal » en y masquant les calcaires sous-jacents. Ce phénomène se serait produit pendant la première phase d'érosion. Grâce à l'érosion régressive,

l'affluent a pu recouper le cours de l'Autise à Saint-Hilaire-des-Loges. A partir de ce moment, l'Autise s'est dirigée directement vers le Sud en abandonnant son cours primitif qui la conduisait à la Vendée. Après cette capture, la rivière s'est encaissée dans les calcaires bathoniens de la Plaine. Pendant le dépôt des « alluvions anciennes », son fond s'est tapissé de graviers.

Cette hypothèse expliquerait donc la présence d'« alluvions anciennes » — très normale d'ailleurs — et l'absence totale de graviers « pliocènes ».

b — Une seconde observation concerne la *vallée de la Sèvre à Niort*. A deux kilomètres au Nord du centre de cette ville, on observe un méandre abandonné, encaissé dans les calcaires bathoniens et bajociens. Le niveau du fond de ce bras de rivière coupé correspond à peu près au niveau des « alluvions anciennes » de la moyenne terrasse. Il semble que ce méandre ait été coupé au début de la seconde phase d'érosion (Gelin, 1887). Des « éboulis de pente » recouvrent localement le fond de cet ancien cours et fossilisent des sols riss-würm (Ona Ovono, 1971).

c — *L'île de Magné*, située quelques kilomètres à l'Ouest de Niort, représente un type d'île tout à fait particulier. Sa partie septentrionale a conservé les alluvions de la moyenne terrasse grâce à l'épaisseur notable de ces graviers. La partie méridionale de l'île, plus élevée, appartient au niveau des graviers « pliocènes ». Bien que ce dernier dépôt n'y soit pas figuré sur la carte géologique, nous en avons retrouvé des traces.

L'île de Magné est la seule île du Marais qui ait conservé simultanément ces deux terrasses; elle présente donc en même temps les caractères morphologiques des îles du premier et du second type.

Elle est entourée par des bras de la Sèvre. Il semble que le bras Nord, coulant de Magné à Coulon, soit le plus ancien. En effet, le long du bras Sud, qui passe par Bessines et La Garette, on n'observe aucune trace d'« alluvions anciennes », tandis que ces dernières abondent le long du bras de Coulon. Le creusement de la vallée du bras Sud daterait donc d'une époque postérieure au dépôt des « allu-

vions würmiennes », c'est-à-dire, l'époque de la troisième phase d'érosion. On pourrait penser que la Guirande, ou qu'un petit cours d'eau, venant du Marais de Bessines par Bessines et La Garette, s'est encaissé dans les marnes oxfordiennes. A la fin de cette période d'érosion, ce ruisseau aurait capté au Sud-Est de Magné une partie de la Sèvre Niortaise en créant, par ce fait, l'île de Magné.

d — La cartographie des sols des environs immédiats du Marais Poitevin a révélé, sur les coteaux et sur les îles, l'existence d'une couche de lœss discontinue et souvent très solifluée. Ce dépôt est assez important entre Aziré et Benêt, le long de la base de l'escarpement de la faille de Benêt. Cette faille a été ravivée par les trois phases d'érosion, car elle met en contact direct les calcaires bathoniens et les marnes calloviennes. Ceci a permis à l'érosion différentielle de la faire réapparaître dans la topographie. Cette faille aurait pu jouer le rôle d'obstacle à un transport éolien éventuel, d'où la grande épaisseur du lœss à sa base.

Le lœss se présente ici comme un dépôt sablo-limoneux, souvent franchement sableux, et extrêmement calcaire. Sa texture assez grossière permet de supposer que le transport éolien ne s'est pas effectué sur de longues distances, ce qui revient à dire que l'origine du lœss est assez locale. Sa masse semble essentiellement constituée d'éléments calcaro-marneux, empruntés vraisemblablement aux assises jurassiques calloviennes et oxfordiennes (cette constitution explique pourquoi la pédogenèse holocène a formé des sols assez argileux, très calcaires en profondeur, mais décalcifiés en surface). On a longtemps considéré le lœss comme un faciès spécial des « alluvions anciennes », donc d'origine fluviale; aussi, sur la carte géologique, les a-t-on confondus sous la même teinte. Cependant, la cartographie des sols a démontré que ce dépôt n'est lié à aucun niveau particulier: on l'observe aussi bien reposant directement sur le substrat jurassique (à l'Est de Sansais) que sur les graviers fluviaux de la basse et la moyenne terrasse.

Le lœss — le plus souvent remanié par la solifluxion — recouvre presque partout les

alluvions anciennes et n'est jamais recouvert par ces graviers; il est donc postérieur à leur dépôt. D'autre part, il a fallu qu'une grande surface de la masse callovo-oxfordienne affleure pour fournir aux vents les poussières calcaro-marneuses nécessaires. Les conditions ne furent donc sans doute favorables à la formation du lèss que pendant la troisième phase d'érosion, après le balaiement de la couverture graveleuse de la Dépression centrale. La formation du lèss serait donc contemporaine de cette troisième phase d'érosion.

e — *Sur l'île de Maillezais - Maillé*, la carte géologique signale un dépôt local de « Pliocène marin ». Il s'agit d'une formation marno-limoneuse à faune franchement marine; ses espèces vivent encore sur la côte de la Vendée. Cette formation, dont le niveau se tient entre 10 et 15 mètres au-dessus du niveau de la mer, constitue le seul témoin subsistant d'une transgression marine ayant affecté la région du Marais Poitevin avant la transgression flandrienne et après le dépôt de la haute terrasse. La cartographie des sols a démontré que ce « Pliocène marin » ne repose pas toujours directement sur le substrat jurassique de l'île, mais très souvent sur une terrasse qui se raccorde topographiquement aux « alluvions anciennes » de la moyenne terrasse. Il est possible que la même succession se retrouvera sur l'île de Charron.

4 — *Conclusion relative à l'évolution morphologique de la région du Marais Poitevin durant le Pléistocène*

a — A la fin du Tertiaire, la région du Marais Poitevin présentait l'aspect topographique d'une vaste plaine de 25 à 30 mètres d'altitude.

b — Les graviers « pliocènes » se déposent dans les « vallées »; leur répartition prouve que les rivières actuelles existaient déjà (sauf le cours inférieur de l'Autise).

c — Une première phase d'érosion réduit la pression centrale à une altitude de 7 à 15 mètres; les vallées des plateaux calcaires environnants s'encaissent, avec le nouveau niveau de la dépression centrale comme niveau de base.

Les graviers « pliocènes » sont réduits à l'état de terrasse; dans cette « Haute terrasse », on peut distinguer trois niveaux: l'un supérieur à 40 m, l'autre entre 25 et 35 m, le dernier entre 12 et 20 m.

Grâce à un phénomène de capture, le cours inférieur de l'Autise se dirige directement vers la Sèvre, au lieu de faire le détour par la Vendée.

d — Des alluvions anciennes, caractérisées de nos jours par l'altération importante des roches cristallines, se déposent. Elles recouvrent le fond de la dépression centrale encore inachevée et des vallées encaissées des rivières qui y aboutissent; elles constitueront une moyenne terrasse après la seconde phase d'érosion.

e — Une transgression marine atteint la côte de 15 m et dépose un à deux mètres de marnes limoneuses dans les dépressions. A Maillezais, ces marnes reposent sur les alluvions anciennes antérieures.

f — Une seconde phase d'érosion entame la dépression centrale. Les dépôts antérieurs sont érodés. Les rivières abaissent fortement leur ligne de base, particulièrement dans leur partie aval. Le méandre au Nord de Niort est coupé.

g — Une nouvelle formation d'alluvions anciennes mais à éléments frais, colmate les vallées. Elle peut être assimilée à un Würm ancien d'après les découvertes paléontologiques de Coulon (Deux-Sèvres).

h — Une troisième phase d'érosion entame ces alluvions anciennes qui ne subsistent plus qu'en « basse terrasse ». Les dépôts de la transgression marine ont presque totalement disparu.

Le relief de cuestas, déjà façonné pendant les deux premières phases d'érosion, est accentué, aussi bien dans la dépression centrale que sur les plateaux environnants.

i — Une partie des poussières calcaro-marneuses de la masse callovo-oxfordienne est emportée par les vents et se dépose localement sur les îles et les flancs du Marais.

j — Les îles du Marais correspondent à des petits « massifs » jurassiques isolés, épar-

gnés par l'érosion pléistocène. On distingue trois types :

- Premier type: les îles dont la surface a conservé le niveau de la Haute Terrasse;
- Second type: les îles dont la surface a conservé le niveau de la Moyenne Terrasse;
- Troisième type: les îles correspondant aux crêtes des cuestas développées dans la dépression centrale.

5 — *Essai de chronologie du Pléistocène du Marais Poitevin*

a — La Haute Terrasse

On a longtemps discuté sur l'âge des graviers « pliocènes ». Welsch (1919) les a étudiés et il les rapporte au Pliocène supérieur continental. Toutefois, il admet la possibilité d'un âge quaternaire ancien, c'est-à-dire Pléistocène. L'absence de fossiles et d'industries humaines préhistoriques ne permet pas de trancher la question. En attendant une heureuse découverte, nous devons nous contenter d'hypothèses.

L'attribution d'un âge Pléistocène (plus spécialement le Mindel) nous semble plus justifiée. En effet, le niveau général de cette terrasse concorde parfaitement avec celui des dépôts graveleux qui bordent de nombreuses vallées de la France. L'argument principal de Welsch, à savoir que les graviers se rattachent aux dépôts résiduels du Poitou probablement d'âge pliocène, n'infirme nullement notre supposition. On peut facilement concevoir qu'au Mindel, les dépôts résiduels pliocènes fournissent des matériaux aux premières alluvions des vallées; mais l'âge de la terrasse qui résulte de ce processus n'en sera pas moins pléistocène. La transition graduelle entre les dépôts résiduels des plateaux et la haute terrasse qui nous concerne ne s'oppose donc pas à l'hypothèse d'une terrasse datée du Mindel.

Précisons toutefois que la formation du (ou des) niveau(x) supérieur(s) pourrait être antérieure au Mindel, sans pour cela remonter nécessairement au Pliocène.

L'étude sédimentologique détaillée en cours de la haute terrasse, particulièrement le long

de la Basse-Vendée et du Bas-Lay apportera sans doute des informations plus précises.

b — La première phase d'érosion

La première phase d'érosion traduit un abaissement important du niveau de base des rivières de la région. On pourrait invoquer un relèvement général du niveau de la région pour expliquer ce phénomène, mais, dans ce cas, il faudra bien étendre ce mouvement non seulement aux régions limitrophes (Vendée, Charentes) mais aussi à presque toute la France et la majeure partie de l'Europe, puisque le dépôt des « alluvions anciennes » y est partout précédé d'une grande vague d'érosion. Il nous semble plus logique de voir dans les phases d'érosion qui ont affecté la région au Pléistocène, l'effet des oscillations du niveau de l'Océan Atlantique, liées aux glaciations.

Dans l'apparition de la première phase d'érosion, nous voyons donc le résultat de l'abaissement du niveau de la mer pendant la glaciation Mindel. L'érosion régressive aurait atteint la région pendant la seconde moitié ou à la fin de cette période.

c — L'altération de la Haute Terrasse

Si la haute terrasse date du Mindel, son altération doit être placée dans l'interglaciaire Mindel-Riss. Ce climat, plus chaud et peut-être plus humide que l'actuel, a favorisé la pédogenèse, comme en témoigne la décalcification générale des graviers ainsi que leur couverture de sols rubéfiés. Il est probablement, plus encore que l'érosion pléistocène, responsable de la disparition de la plus grande partie de la haute terrasse de la Sèvre. La majeure partie de ces graviers devait se constituer de galets calcaires, puisque le bassin de la Sèvre, en amont de Niort, draine surtout des plateaux calcaires. Après la décalcification, il n'en sera plus resté grand-chose, à part les quelques placages quartzeux de Sansais et de La Garette.

d — La Moyenne Terrasse

La carte géologique au 1/80 000 (Feuille de Fontenay-le-Comte) ne signale pas ce niveau comme tel, mais l'englobe dans les dépôts des « alluvions anciennes ». Dans la dépression

centrale et les basses vallées, ce niveau seul affleure en position de basse terrasse, alors que cette dernière est située sous les dépôts holocènes. Nous avons donc considéré la moyenne terrasse comme une terrasse rissienne.

Elle est caractérisée par une altération relativement poussée des roches cristallines. Dans le bassin de la Sèvre et du Mignon, les graviers contiennent une fraction considérable de galets calcaires dont beaucoup sont éclatés et recimentés. Ils sont généralement surmontés de paléosols rubéfiés très analogues aux paléosols interstratifiés dans les dépôts de pente grézeux (Ducloux, Dupuis et Meunier, 1970; Ducloux, Dupuis, Guillien et Puisségur, 1970) ou des alluvions du Clain (Meunier, 1970).

e — Le pliocène marin de Maillé et Maillezaïs

Une transgression marine a affecté la région après le dépôt des « alluvions anciennes » de la moyenne terrasse et avant la deuxième phase d'érosion. La faune recueillie dans ces dépôts marins a été récemment décrite par Ters et Fara (1968). Elle est très voisine de la faune actuelle des côtes de la Vendée; il n'y a aucune raison particulière de la considérer comme pliocène. D'ailleurs son niveau (10 à 15 mètres) peut facilement être interprété comme le niveau, ou plutôt un des niveaux de la « mer tyrrhénienne ». Fara l'a daté de l'Éémien, c'est-à-dire de l'interglaciaire Riss-Würm. Cependant, comme la formation de ce dépôt marin précède la seconde phase d'érosion, elle pourrait être contemporaine d'un interstade du Rissien et donc antérieure à l'Éémien.

La mer tyrrhénienne ayant été une mer peu profonde (Ters et Fara, 1968), l'épaisseur des dépôts marins est très faible. Leur composition marno-limoneuse les a condamnées à la destruction presque totale pendant la phase d'érosion suivante.

f — La seconde phase d'érosion

La glaciation rissienne a déclenché une érosion régressive qui s'est attaquée aux couches sédimentaires tendres du continent. La dépression centrale s'est approfondie.

g — La Basse Terrasse

Depuis longtemps déjà, on a associé la basse terrasse à l'époque moustérienne, donc au début de la glaciation du Würm (Würm I). En effet, on y a retrouvé des traces d'industrie moustérienne et des restes d'*Elephas primigenius*, qui ne laissent plus aucun doute quant à son âge (Gelin, 1887; Graff, 1953).

Ces graviers contiennent une fraction importante de galets calcaires. Il est probable qu'une grande partie des galets quartzeux des « alluvions anciennes » a été empruntée à la haute terrasse. Welsch (1919) signale des restes d'*Elephas antiquus* dans la basse terrasse; sans doute ceux-ci proviennent-ils également de la moyenne terrasse.

h — La troisième phase d'érosion

Comme la glaciation würmienne a abaissé le niveau marin d'une centaine de mètres, elle a automatiquement déclenché l'érosion régressive qui s'attaquera au continent dès que les rivières ne seront plus surchargées de sédiments. Il semble que la grande vague d'érosion régressive würmienne est parvenue à la région étudiée dès la seconde moitié du Würm; elle est restée active au Tardiglaciaire ou Dryas.

g — Le lœss

On a vu que l'âge de cette formation est postérieur au dépôt des « alluvions anciennes » (Würm I) et contemporain de la dernière phase d'érosion. Il faudra donc situer sa genèse dans la seconde partie du Würm (surtout le Würm III) et (ou) au Dryas, périodes aux conditions climatiques froides et sèches, favorables au transport éolien. Deux couches de lœss, séparées par une couche lehmifiée, ont été reconnues dans la région, mais nous n'avons pas encore établi leur âge précis. Cependant, l'étude comparative des couches lehmifiées (paléosols), des lœss non altérés et des dépôts de solifluxion (les « grèzes ») permet avec assez de certitude de dater le lœss supérieur du Würm, le lœss inférieur du Riss et le paléosol intercalé de l'interglaciaire éémien (Ona-Ovono, 1971).

6 — Conclusions relatives au Pléistocène

Comme aperçu de l'histoire pléistocène de la région étudiée, nous proposons le schéma suivant :

a — *Du début du Pléistocène à la glaciation Mindel*, l'évolution semble avoir été comparable à l'évolution tertiaire; c'est-à-dire, que la quasi absence d'érosion a conservé la région telle qu'elle se présentait à la fin du Pliocène (voir description au chapitre consacré au Tertiaire). On n'a retrouvé trace de Günz, à moins que le niveau supérieur à 40 mètres de la haute terrasse se soit formé pendant cette époque.

b — *Glaciation Mindel*

- Dépôt de la haute terrasse (ou du moins des niveaux inférieurs de celle-ci).
- A la fin de la glaciation, vigoureuse vague d'érosion, créant des *cuestas* dans la topographie des plaines jurassiques.

c — *Interglaciation Mindel-Riss*

- Fin de la première phase d'érosion.
- Décalcification de la haute terrasse et longue pédogenèse liée à un climat nettement plus chaud que l'actuel.

d — *Glaciation Riss*

- Dépôt des alluvions anciennes de la Moyenne Terrasse.
- Transgression marine dont témoignent les dépôts marins de Maillé-Maillezais (?)
- Seconde phase d'érosion, accentuant le relief des *cuestas*.
- Dépôt de la couche du lœss inférieur (?)

e — *Interglaciation Riss-Würm ou Eémien*

Longue période de pédogenèse (décalcification — rubéfaction) des formations antérieures (lœss et alluvions).

f — *Glaciation Würm*

- Dépôt des alluvions anciennes de la Basse Terrasse.

— Dépôt du lœss supérieur (?)

— Troisième grande phase d'érosion

g — *Tardiglaciaire (Dryas)*

- Persistance de la seconde vague d'érosion.
- Dernières actions éoliennes (?).

La différence essentielle entre le Tertiaire et le Pléistocène réside dans l'intensité de l'érosion liée aux conditions climatiques différentes. L'aspect morphologique de la région, si peu modifié au cours des soixante millions d'années au Tertiaire, en sera bouleversé en moins de deux millions d'années.

La création de la grande dépression callovo-oxfordienne, que submergera la mer flandrienne à l'Holocène, la transformant en « Golfe du Poitou », est uniquement le résultat de l'érosion pléistocène.

Aucun mouvement tectonique n'a affecté la région pendant cette époque. Si l'on peut observer de nos jours des escarpements de failles, ce sont là des dénivellations dues à l'érosion différentielle; ainsi la faille de Benêt ne serait pas visible dans la topographie actuelle si elle n'avait pas mis en contact direct des marnes (calloviennes) et des calcaires durs (bathoniens).

Nous pensons qu'il convient de rejeter l'origine tectonique des îles. On a longtemps essayé d'expliquer leurs formes et leur emplacement en faisant appel aux ondulations anticlinales, à des failles ou des flexures souvent hypothétiques (Bouhier, 1957). Mais, plusieurs îles ne peuvent prendre place dans un schéma tectonique quelconque. Si les îles correspondent aux anticlinaux du substrat jurassique, pourquoi l'île d'Elle se trouve-t-elle exactement dans l'axe d'un synclinal indéniable? Comment expliquer, par ailleurs, la continuité de la nappe graveleuse qui concerne la plupart des îles et qui semble contredire toute explication tectonique?

Nous pensons, quant à nous, que la présence des îles et leur répartition résulte simplement de l'érosion pléistocène. Certes, la structure anticlinale du substrat est souvent reflétée par les îles, mais ce n'est pas à cause d'une influence tectonique directe: l'érosion différentielle s'est adaptée à la structure déformée du

jurassique, structure déjà déformée depuis le Secondaire. En général, on peut dire que cette adaptation a été dictée par la lithologie du Jurassique et non par la tectonique.

En reconnaissant le rôle capital de l'érosion pléistocène, on pourrait affirmer que le Marais Poitevin n'aurait jamais existé si la masse callovo-oxfordienne avait été constituée de calcaires et non de marnes. Si le Séquanien avait été également marneux, l'Aunis actuelle serait de nos jours probablement intégrée au Marais Poitevin.

En conclusion, il semble que l'on puisse résumer très brièvement l'histoire pléistocène de la région de la manière suivante: trois phases principales d'érosion, liées aux climats périglaciaires, ont créé un relief structural commandé par la nature des assises jurassiques: la continuité primitive des plateaux calcaires de l'Aunis et de la Plaine de Luçon-Niort s'est trouvée rompue par l'établissement d'une vaste gouttière d'érosion sur l'affleurement d'un épais complexe marneux qui correspond aujourd'hui au Marais Poitevin.

B — L'Holocène

L'Holocène donne au Marais Poitevin sa forme définitive. La transgression flandrienne, conséquence directe de la fonte des glaces accumulées au Würm, inonde la dépression callovo-oxfordienne, et la transforme en un « Golfe du Poitou ». De nos jours, ce golfe est pratiquement comblé et transformé en marais côtier.

1 — *Les dépôts flandriens*

Classés d'après l'importance des surfaces qu'ils occupent, les dépôts flandriens sont: le bri (faciès marin ou argile à scrobiculaires et faciès continental), les tourbes, les alluvions et colluvions, les dunes et, enfin, les cordons littoraux. La répartition et les principaux caractères de ces formations ont déjà été décrits assez souvent et notamment par nous-mêmes (Jambu et Nijs, 1966). Nous ajouterons seulement quelques mots concernant la façon dont le remblaiement flandrien s'est opéré.

Une première étude d'une série de sondages profonds, effectués par le service de Navigation des Ponts et Chaussées de Niort, nous a permis de nous faire une idée plus ou moins exacte sur les étapes qui ont abouti au comblement du « Golfe du Poitou ». Il est vrai que les sondages se limitent à la vallée de la Sèvre entre Maillé et Coulon et aux cours inférieurs du Mignon et de la Nouvelle Autize; une étude supplémentaire du sous-sol de la région de Marans reste donc très souhaitable.

Deux coupes schématisées résument la situation (Figures 3 et 4).

Les sondages ont rencontré en certains points des graviers de plusieurs mètres d'épaisseur reposant sur le Jurassique. Ils se répartissent en deux niveaux distincts, dont le niveau supérieur s'identifie aisément à la basse terrasse de Coulon, aussi bien par sa position morphologique que par sa composition pétrographique identique. Le niveau inférieur caractérisé par les mêmes espèces de galets dans le même état de fraîcheur, se situe trop bas pour y être raccordé. Ona-Ovono (1971) l'a identifié comme un sous-niveau de la Basse Terrasse. Dans ce cas, il se serait formé à la fin du Würm, après la troisième phase d'érosion. Cependant, il pourrait s'agir tout aussi bien d'un gravier de base local de la transgression flandrienne, renfermant en état remanié des éléments empruntés à la basse terrasse de Coulon. Dans ce cas, le gravier se serait formé au tout début de l'Holocène. Malheureusement, la couverture sédimentaire qui le soustrait actuellement à l'observation directe en rend l'étude morphologique particulièrement difficile, de sorte que son âge ne peut pas encore être établi avec précision. De toute façon, il se situe à la limite Pléistocène-Holocène.

Au-dessus de ces sables graveleux, on retrouve l'argile (bri). La base du bri est nettement sableuse et très calcaire: souvent, c'est même plutôt une marne qu'une argile. La limite graduelle entre le faciès marno-sableux et le bri typique se retrouve à – 8 mètres au-dessous du niveau de la mer actuelle. Pourtant, entre Damvix et Maillé, et assez loin des coteaux

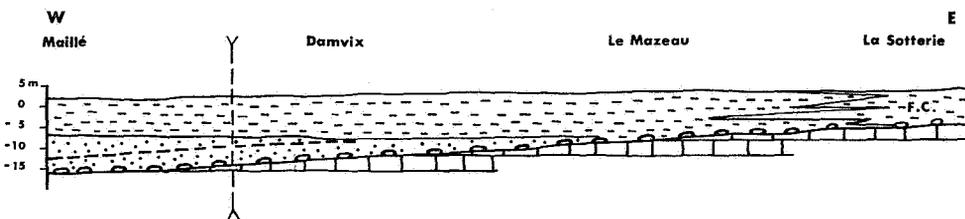


FIG. 3: Coupe E-O du Marais Poitevin oriental (--- Base du sillon Damvix Maillé)

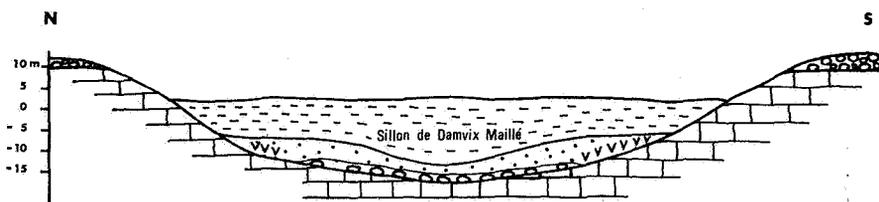
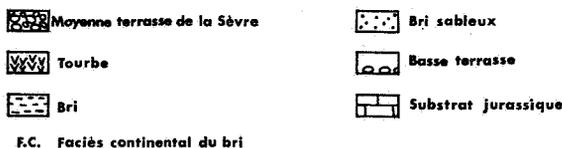


FIG. 4: Coupe N-S de la vallée de la Sèvre entre Maillé et Damvix



jurassiques, la limite entre les deux faciès du bri s'abaisse jusqu'à - 14 mètres et même plus. Le faciès sableux s'y trouve donc réduit à une couche épaisse de quelques mètres, intercalée entre le faciès argileux et le gravier de base, qui repose lui-même sur le substrat jurassique marneux. Si l'on approche des bords du Marais, on retrouve la limite à - 8 mètres. A l'Ouest de Damvix, la surface régulière du faciès sableux (à - 8 mètres) semble donc affectée par une dépression de six mètres de profondeur et de quelques centaines de mètres de largeur, suivant l'axe central (E-W) du Marais.

Au Sud de Bazoin, on a découvert un horizon de tourbe débutant à -9 mètres. Il est épais de deux mètres et repose sur le substrat jurassique. Il est recouvert d'un mètre de bri marin à faciès sableux, lui-même surmonté de huit mètres de bri typique.

3 — Interprétation

a — Le fait que l'on retrouve un faciès inférieur (argilo-sableux) et supérieur (argileux) dans le bri pourrait suggérer l'idée de

deux dépôts superposés, traduisant deux transgressions différentes. Cette impression se confirmerait en invoquant l'existence du « sillon de Damvix à Maillé » que l'on pourrait considérer comme une gouttière d'érosion, prouvant qu'une période de régression aurait séparé les deux transgressions. Dans ce cas, la limite entre les deux faciès du bri correspondrait à une coupure stratigraphique.

Il convient d'être très prudent sur ce point en raison du fait que la transition entre le bri typique et le bri sableux ne se fait que très graduellement. La limite observée suggère plutôt l'idée d'un simple changement de sédimentation dans le milieu marin, que celle d'un contact net entre deux dépôts liés à deux transgressions différentes. Nous pensons que la formation du Golfe du Poitou s'est effectuée graduellement, sans coupure sédimentologique.

La mer n'a pas envahi la dépression callovo-oxfordienne post-pléistocène d'un seul coup. Au début, la remontée du niveau marin fut sans doute assez lente. On peut interpréter le faciès argilo-sableux du bri comme un dépôt de « wadden », en raison de sa ressemblance

avec les formations qui s'étalent de nos jours entre les îles frisonnes et le continent. Ce serait donc un dépôt formé à très faible profondeur, émergeant peut-être à marée basse. L'épaisseur considérable de ce faciès (une dizaine de mètres à l'Ouest de Damvix) traduit la remontée faible, graduelle, mais constante, du niveau de l'Océan Atlantique: la mer monte, mais la sédimentation maintient la même profondeur.

Au centre du Golfe du Poitou, le faciès argilo-sableux est absent: c'est là que le bras de mer fut trop profond pour permettre un apport sableux et ce sont essentiellement des argiles lourdes qui s'y sont déposées. Ainsi, on pourrait expliquer l'existence du « sillon de Damvix-Maillé ». En fait, ce serait donc un énorme « kreek » jamais comblé par l'argile sableuse, puisque le niveau de la mer n'a cessé de monter, y maintenant une profondeur favorable à la sédimentation argileuse, pendant toute la durée de la transgression (Figure 5).

La présence (très locale) de tourbe dans la partie supérieure du faciès sableux du bri est particulièrement instructive. Elle permet d'illustrer la lenteur de la remontée du niveau marin. La formation de la tourbe n'a pu débute qu'au moment où la proximité de la mer a obligé la nappe phréatique du substrat jurassique à percer la surface du sol. On ne saurait expliquer autrement la présence d'un marécage sur un substrat assez perméable et en légère pente. La végétation marécageuse s'est développée, mais la mer l'a finalement recouverte; avant sa submersion, la tourbe a cependant pu atteindre une épaisseur de deux mètres. Puisque la mer devait se trouver déjà assez proche quand la formation de la tourbe a débuté, et compte tenu du temps nécessaire à l'entassement de deux mètres de tourbe, on peut se faire une idée de la lenteur avec laquelle s'est opéré l'« attaque » de cette lentille tourbeuse par la mer. La conquête de la dépression callovo-oxfordienne s'est probablement effectuée avec la même lenteur, ce qui constitue une preuve indirecte du caractère « waddenien » du bri sableux. Il reste cependant possible que la formation de la tourbe corresponde à un ralentissement exceptionnel de la remon-

tée de la mer, donc à une sorte d'« hésitation » de la transgression flandrienne.

Peu de temps après l'immersion de la tourbe, la nature de la sédimentation change. Désormais, c'est partout le bri typique qui se dépose. Peut-être faut-il y voir l'effet d'une remontée accélérée du niveau marin, rendant le Golfe plus profond et ne permettant ainsi qu'une sédimentation purement argileuse ? La parfaite homogénéité du bri typique permet de le supposer; ce serait cette remontée finale qui aurait abouti au niveau de la mer actuelle, en donnant au Golfe du Poitou son étendue maximale. Avant cette remontée finale, la mer n'avait pas pénétré plus loin que la région d'Arçais. En effet, si le faciès sableux du bri — qu'on ne retrouve plus en amont de cette localité — est réellement un dépôt de « wadden », sa surface coïnciderait plus ou moins avec le niveau de la mer dans laquelle il s'est déposé. La limite de - 8 mètres, séparant le faciès sableux du bri typique, serait donc le niveau de la mer à la veille de la remontée finale. Comme cette limite recoupe la surface du fond jurassique du Marais Poitevin aux environs d'Arçais, il s'ensuit que la dépression callovo-oxfordienne n'était pas encore submergée en amont de cette localité à cette époque-là.

Avec la remontée finale, le Golfe du Poitou atteint non seulement sa plus grande surface, mais aussi sa plus grande profondeur; celle-ci n'a cependant pas dû dépasser une dizaine de mètres. Depuis lors, le Golfe s'est comblé assez vite et le Marais Poitevin actuel s'y est substitué.

b — Pour compléter cet aperçu concernant le comblement du Marais Poitevin, quelques observations méritent encore l'attention.

Ainsi, la cartographie des sols du Marais Mouillé a démontré que la surface du bri se caractérise, du moins entre Arçais et Coulon, par un microrelief particulier (Jambu et Nijs, 1966). Les observations de Verger (1955) sur la morphologie de l'Anse de l'Aiguillon pourraient fort bien s'appliquer à ce phénomène. Il est probable que la remontée du bri sous les levées naturelles de la Sèvre trahit l'existence de « garets », enfouis aujourd'hui sous les

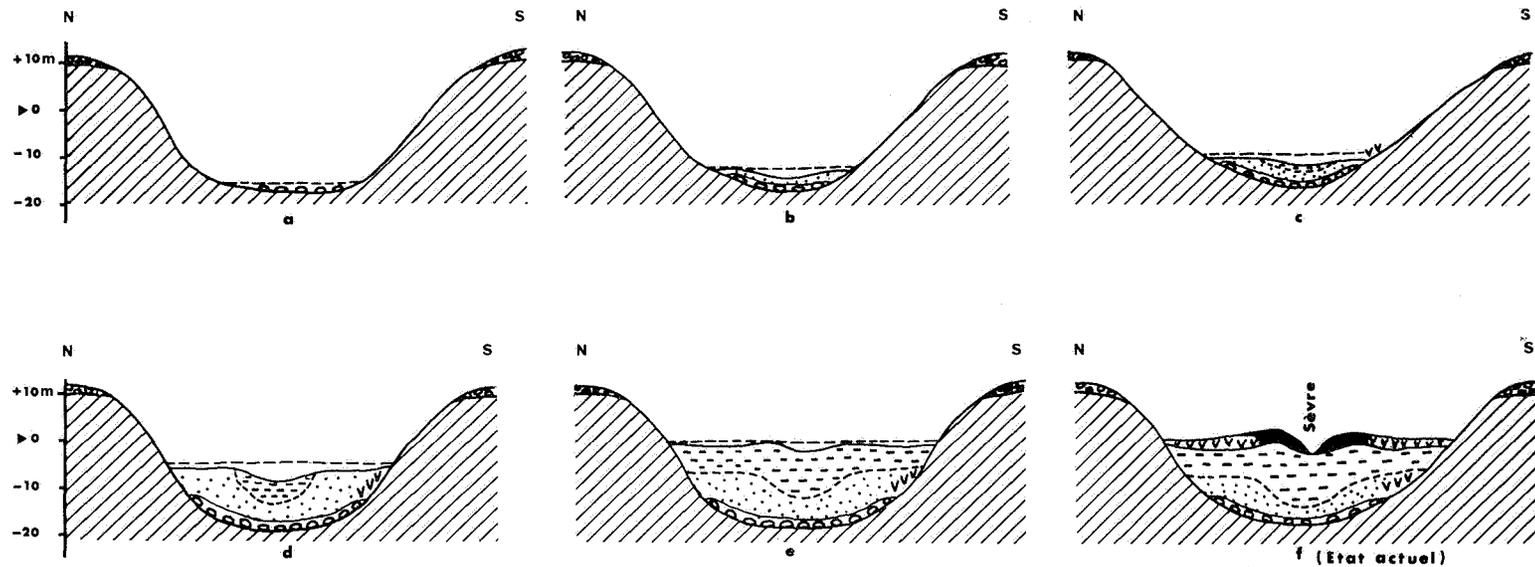
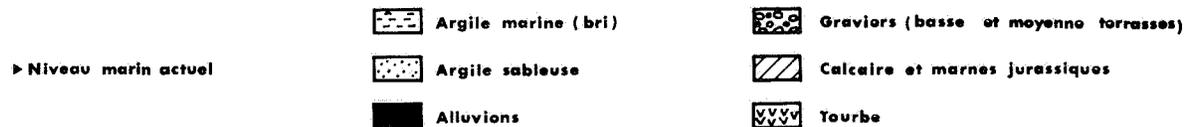


FIG. 5 : Schéma général des étapes successives du remblaiement flandrien. (Coupe N S de la vallée de la Sèvre en aval de Damvix)



alluvions et la tourbe. La Sèvre aurait donc, pendant et après le retrait de la mer, emprunté le « geul » principal du Marais; elle a ensuite recouvert les levées de ce « geul » de ses propres alluvions. D'autre part, la remontée du bri aux approches des coteaux jurassiques serait due à la présence de hautes « schorres » le long des bords du Golfe.

Il reste à expliquer pourquoi cette morphologie particulière se limite à l'Est du Marais Poitevin. On pourrait invoquer la formation d'un cordon littoral, aujourd'hui disparu, entre Damvix et Arçais. Ainsi l'accès de la mer au couloir de Damvix-Coulon se serait trouvé bloqué avant le remblaiement complet, c'est-à-dire avant que les cuvettes ne soient comblées de bri, ce qui aurait fait disparaître la morphologie rappelant celle de l'Anse de l'Aiguillon.

Une autre explication nous semble préférable. Les schorres et les slikkes d'Arçais et de Damvix, situés à l'entrée du couloir qui forme aujourd'hui le Marais Mouillé de la Sèvre, se sont probablement développés en même temps que les « garets » et les cuvettes du couloir. On peut facilement concevoir que le remblaiement du goulot Damvix-Arçais, communication unique du bras de mer Damvix-Coulon avec le Golfe du Poitou proprement dit, se soit opéré plus vite qu'en amont, à cause des apports marins nécessairement plus importants à cet endroit qu'en amont. Les systèmes de « schorres » et de « slikkes » se seraient progressivement étendus et finalement rejoints, le premier se développant du Nord au Sud, le second en sens inverse. La conséquence en aurait été un « barrage » en aval du Mazeau (probablement moins efficace qu'un cordon littoral, mais beaucoup plus stable), qui aurait protégé l'amont du bras de mer Damvix-Coulon contre un comblement complet et contribué ainsi à la conservation de la morphologie du bri. Le même phénomène se serait aussi produit dans le Marais de Sainte-Christine, où la zone de La Bernegoue aurait assumé le rôle de goulot pour la vallée de l'Autise.

Une autre remarque concerne le faciès sableux du bri. Dans les paragraphes précédents, nous l'avons interprété comme un dépôt de « wadden », et nous avons vu dans la

tourbe enfouie une confirmation indirecte de cette opinion. Pourtant, on pourrait objecter qu'actuellement il ne se forme pas de dépôts semblables dans l'Anse de l'Aiguillon, qui offre pourtant des conditions analogues à celles que nous supposons avoir favorisé la formation du faciès argilo-sableux du bri. C'est une objection valable; cependant, elle ne tient pas compte du fait que l'apport marin actuel n'est plus comparable à celui du début de la transgression flandrienne. L'Anse de l'Aiguillon est une baie ouverte, presque partout entourée de polders, et l'influence des coteaux jurassiques du Marais ne se fait pratiquement plus sentir dans la nature de la sédimentation. Par contre, dans la partie orientale du Marais, qui n'est en fait qu'un large couloir entre deux murailles calcaires, cette influence a toujours été importante. La fraction sableuse du faciès inférieur du bri est presque exclusivement calcaire, et ce calcaire ne peut provenir que des assises jurassiques voisines. Même dans le bri typique, célèbre par son homogénéité, on y a pu noter l'existence d'une fraction de sable calcaire plus forte le long des bords du Marais qu'ailleurs.

L'observation suivante concerne les cordons littoraux du Marais. Ce sont des formations sableuses étroitement liées à la présence de la mer flandrienne et aux courants locaux qui parcouraient le « Golfe du Poitou ». Ceux-ci reposent parfois sur le substrat jurassique, parfois sur le bri; parfois même, ils sont intercalés localement dans le bri. Ce phénomène n'a rien de particulier. La formation des cordons dépend de conditions très locales et variables au cours du comblement du Marais. Ainsi, l'âge de la masse inférieure d'un cordon peut être légèrement antérieur au dépôt du bri, tandis que sa partie supérieure en sera contemporaine: dans ce cas, le bri reposera sur la base du cordon. Ou bien, le cordon ne s'est formé qu'après le dépôt d'une partie du bri: il reposera sur l'argile marine; et, si sa croissance s'est arrêtée avant le comblement total du Marais, il est intercalé dans le bri. La position stratigraphique des différents cordons par rapport à la masse du bri peut donc être très variable et assez complexe, si leur formation a été discontinue. C'est le cas pour la plupart des cor-

dons, en raison de l'équilibre des conditions locales nécessaires à leur genèse (à cause de changements de courants, de tempêtes, de la variabilité temporaire des vents, de l'influence du comblement du Golfe sur les marées, etc.).

Il n'est pas nécessaire de parler des Buttes de Saint-Michel-en-l'Herm : leur origine humaine a été clairement démontrée (Verger, 1959.b; Patte, Ters et Verger, 1961).

Ajoutons enfin que l'on n'a retrouvé — au moins jusqu'à présent — aucune trace de discordance dans le bri argileux qui puisse trahir une différence entre les assises calaisienne et dunkerquienne. Il semble que, depuis la fin de l'Atlantique, le niveau marin n'ait pas été sujet à des oscillations sensibles. Les assises de Calais et de Dunkerque ne formeraient donc qu'une seule unité, dont le « bri récent » des polders de l'Anse de l'Aiguillon représenterait la partie la plus récente, et dont l'Anse même fera partie intégrante dans quelques siècles (Verger, 1959.a; Gabet, 1966).

4 — *Conclusions relatives à l'Holocène*

La transgression flandrienne a envahi graduellement la dépression callovo-oxfordienne, profondément érodée au Pléistocène. Le comblement s'est opéré au fur et à mesure de l'avancée de la mer (Figure 5). Le faciès argilo-sableux du bri s'est déposé (dépôt de « wadden ») en même temps que l'argile (bri typique) du « sillon de Damvix-Maillé » qui correspond au « geul » central du Golfe du Poitou.

Une légère hésitation de la transgression a permis le développement très local d'une végétation marécageuse (tourbe à - 9 mètres).

La phase finale de la transgression, qui a débuté peu après, est caractérisée par une remontée accélérée de la mer. Elle a ramené le niveau marin à son niveau actuel. Le Golfe du Poitou a atteint son étendue et sa profondeur maximum. Désormais, le bri comblera ce golfe

et le transformera en marais côtier, l'actuel Marais Poitevin.

L'analyse pollinique de la tourbe, rencontrée à - 9 mètres au-dessous du niveau de la mer actuelle, a donné des indications précieuses quant à la chronologie du Flandrien du Marais Poitevin.

Le développement de la végétation tourbeuse a commencé au début de la seconde moitié du Boréal et s'est arrêté à la limite du Boréal et de l'Atlantique (Nijs, 1967). Ceci reporte la base du faciès argilo-sableux du bri à la première partie du Boréal (ou peut-être au Préboréal ?) et le début de la phase finale de la transgression au début de l'Atlantique. Il est très probable que le comblement du Golfe (à l'Est de Maillé) débuta dès la fin de la seconde phase de la transgression, c'est-à-dire, à la fin de l'Atlantique. Le comblement complet s'y serait ensuite opéré surtout au Subboréal (Néolithique), ce qui semble bien s'accorder avec les quelques données préhistoriques dont nous disposons et notamment avec la découverte à Irleau d'une hache polie sous 50 cm de bri (Gelin, 1887).

Il est impossible, du moins jusqu'à présent, de retracer de la même façon la chronologie du sous-sol holocène de la partie occidentale du Marais, à l'Ouest de la ligne Velluire-St-Jean de Liversay. On n'y dispose d'aucun repère stratigraphique précis permettant de subdiviser la masse de bri, dont l'épaisseur dépasse par endroits trente mètres. Nous pensons qu'il est prématuré d'étendre au Marais Desséché les conclusions relatives au Marais Mouillé (par exemple, en considérant le niveau de - 8 ou - 9 mètres NGF comme la limite entre les dépôts d'âge Boréal et Atlantique): on ne dispose d'aucun élément indiquant que les étapes successives du comblement, observées dans le Marais Mouillé, se sont traduites dans le Marais Desséché de la même façon, aux mêmes époques et surtout aux mêmes niveaux. Le contraire est même probable.

BIBLIOGRAPHIE

BOUHIER A. (1957) — Aspects morphologiques de la partie occidentale du Marais Poitevin. *Norvès*, 14, Avril-Juin.

DUCLoux J., MEUNIER A. et DUPUIS J. 1970) — Paléoclimatologie et pédogenèse quaternaires dans les formations de versants de la Plaine

- Poitevine: le paléosol de Vouillé (Vienne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, p. 2167-70, 4 mai, 1 tabl., 1 fig., bibl.
- DUCLoux J., DUPUIS J., GUILLIEN Y. et PUISSEGUR J.J. (1970) — Paléosols interglaciaires des grèzes de Beaumont et d'Echoisy (Charente). *Bull. A.F.E.Q.*, 2-3, p. 121-33, 6 fig., 2 tabl., bibl.
- FACON R. (1957) — Formations résiduelles et surfaces d'érosion tertiaires dans le Seuil du Poitou. *Norois*, Janv.-Mars, n° 13, p. 45-64, 2 fig., bibl.
- FACON R. (1965) — La Plaine de Niort. Etude morphologique. *Norois*, n° 48, Oct.-Déc., p. 425-36, 7 fig., bibl.
- GABET C. (1966) — Le Dunkerquien sur le littoral d'Aunis et de Saintonge. *Norois*, n° 50, Avril-Juin, p. 215-219.
- GELIN H. (1887) — Etude de la formation de la vallée de la Sèvre Niortaise. *Mém. Soc. Stat. des Deux-Sèvres*, t. IV, p. 131-185.
- GRAFF J. (1953) — Les Pays du Sud-Ouest du Poitou (Mellois, Plaine de Niort, Dépression oxfordienne). Soulisse et Cassegrain, Imp. Niort.
- JAMBU P. et NIJS R. (1966) — Contribution à l'étude des sols de la partie orientale du Marais Poitevin. *Norois*, n° 52, Oct.-Déc., p. 565-93, 4 fig., 8 tabl., bibl.
- MEUNIER A. (1970) — Observations stratigraphiques et paléopédologiques dans les formations quaternaires de Saint-Georges-lès-Bailargeaux (Vienne) *Norois*, n° 67, Juil.-Sept., p. 397-401, 1 fig. bibl
- MILLOT G (1964) — Géologie des argiles. Altération, Sédimentologie, Géochimie. Masson et Cie, Paris, 1 vol., 499 p., 79 fig., 12 pl., 15 tabl., bibl.
- NIJS R. (1967) — Découverte d'une tourbe profonde sous l'argile à scrobiculaires du Marais Poitevin. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 13 nov., 265, p. 1441-3.
- NIJS R. (1968) — Contribution à l'étude des sols du Marais Poitevin. *Thèse Doct. Univers. Poitiers*, 214 p., 11 fig., 28 tabl., cartes pédol. h. t; bibl.
- ONA-OVONO L. (1971) — Contribution à l'étude des formations quaternaires et des paléosols de la Basse Vallée de la Sèvre Niortaise. *Thèse, Fac. Sci. Poitiers*, 1 vol. ronéot., 106 p., 51 tabl., 35 fig., bibl.
- PATTE E., TERS M. et VERGER F. (1961) — Sur l'origine humaine des Buttes coquillières de Saint-Michel-en-l'Herm (Vendée). *Bull. Inst. Océan. Monaco*, 58, 1211, 7 p., bibl.
- PASSERAT C. (1909) — Les Plaines du Poitou. *Thèse*, 380 p., 64 fig., bibl. (Delagrave, Paris)
- TERS M. (1961) — La Vendée littorale. Etude de géomorphologie. *Thèse, Fac. Lettres Paris*, Imp. Oberthur Rennes-Paris, 578 p., 68 ph., 50 fig., 13 dépl., bibl.
- TERS M. et FARA A. (1968) — Sur quelques gisements de haut niveau marin entre la Loire et la Sèvre Niortaise. *Bull. A.F.E.Q.*, n° 1, p. 19-43, 14 fig. bibl.
- VERGER F. (1955) — Observations sur l'Anse de l'Aiguillon (Vendée et Charente-Maritime). *Bull. Inf. Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, VII, 3, mars.
- VERGER F. (1959.a) — La transgression flandrienne sur le Littoral Atlantique de l'embouchure de la Vilaine à la Rochelle. *Cong. Soc. Sav. du Centre-Ouest*, Tours.
- VERGER F. (1959.b) — Les buttes coquillières de Saint-Michel-en-l'Herm. *Norois*, n° 21, p. 35-45, 4 pl., bibl.
- WATERLOT G. (1938) — Tectonique du Marais Poitevin. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, n° 23, p. 16-38.
- WELSCH J. (1919) — Le Marais Poitevin. Etude de terrains modernes. *Bull. Serv. Carte Géol. de Fr.*, XXIII, n° 137, p. 1-67, 2 cartes h.-t.

DOSSIERS ET DOCUMENTS CONSULTÉS

- Carte Géologique de France au 1/80.000* — 2ème édition des feuilles de Fontenay-le-Comte, de Niort et de La Rochelle. 3ème édition de la feuille de Fontenay-le-Comte.
- Union des Sociétés des Marais Mouillés des Vallées de la Sèvre, du Mignon et des Autises: les dossiers concernant les travaux effectués au printemps de 1960.