

**Henri ENJALBERT**

Professeur à la Faculté  
des Lettres et Sciences humaines de Bordeaux

---

**LES PAYS  
AQUITAINS**

---

---

**PREMIÈRE PARTIE**

**LE MODELÉ ET LES SOLS**

TOME PREMIER

---

---

BORDEAUX

**IMPRIMERIE BIÈRE**

18 à 22, RUE DU PEUGUE

1960

**A mon Maître André CHOLLEY**

Doyen honoraire  
de la Faculté des Lettres de Paris.

**A mon ami Louis PAPY**

Professeur  
à la Faculté des Lettres de Bordeaux.

**A mon frère aîné Paul ENJALBERT**

Cultivateur à Vazérac (Tarn-et-Garonne).

## AVANT-PROPOS

---

Le choix d'une grande région naturelle — en l'occurrence les Pays aquitains — pour une enquête morphologique et pédologique n'a sans doute pas besoin d'être justifié. Dans une petite province, le modelé n'est pas assez varié, les sols dépendent trop directement de la géologie locale pour que des vues d'ensemble puissent être utilement dégagées. Il est vrai que les travaux d'analyse pourraient être beaucoup plus poussés si les recherches étaient limitées à une région d'étendue restreinte, mais on courrait alors le risque de ne disposer que de données chronologiques insuffisantes pour restituer valablement l'évolution du modelé ou pour déterminer si la terre arable que retournent depuis des siècles les charrues de nos paysans est un sol de formation récente ou un paléo-sol. Dans cette alternative, étude locale très fouillée mais privée de larges perspectives, ou étude régionale plus rapide mais offrant de multiples connexions entre les problèmes à examiner, on pouvait hésiter. Jusqu'à une époque assez récente, les difficultés matérielles imposaient d'ordinaire le premier terme. Dans le cadre d'une grande région, l'analyse détaillée du modelé et des sols était pratiquement impossible; après avoir repris la bibliographie existante, d'ordinaire réduite, et travaillé sur les cartes, il fallait se contenter de « monter » quelques expéditions pour contrôler sur le terrain les données principales, les faits majeurs<sup>1</sup>. De toute manière, la documentation cartographique alors disponible se limitait au 80 000<sup>e</sup> topographique et à la carte géologique correspondante de valeur très inégale pour l'étude du modelé. Le 200 000<sup>e</sup> et le 320 000<sup>e</sup> topographiques qui peuvent servir à situer des ensembles assez larges sont d'un faible secours pour l'enquête géomorphologique directe quelque peu poussée.

Depuis un quart de siècle nos moyens d'investigation se sont singulièrement accrus. Les anciennes minutes de la carte d'état-major (au 40 000<sup>e</sup>) ont été livrées au commerce et de nouvelles minutes ont été établies pour les cartes au 50 000<sup>e</sup> et au 20 000<sup>e</sup>. Surtout nous disposons des

1. En feuilletant les travaux géographiques antérieurs à 1930 on est surpris de voir que, le plus souvent, les descriptions régionales donnent un tableau du pays étudié valable seulement pour la belle saison; trop souvent, les observations morphologiques et pédologiques se ressentent de la présence obsédante d'une végétation épanouie et de cultures en plein essor. Nous avouons volontiers qu'après avoir parcouru le Bassin aquitain en tous sens pendant l'été, nous n'avons découvert les traits originaux du relief et des sols qu'au cours d'enquêtes sur le terrain menées systématiquement à l'époque où le paysage est dégagé au maximum et les sols découverts : de la mi-février à fin avril.

photographies aériennes en vues stéréoscopiques. L'étude du modelé sur documents devient ainsi possible à l'échelle des « formes de détail », ces « Kleinformen » dont A. Hettner recommandait si vivement l'analyse pour garder le contact avec la réalité géographique et corriger sans cesse les vues d'ensemble trop schématiques que suggère l'examen des cartes à petite échelle<sup>2</sup>. L'analyse simultanée de la photographie aérienne et de la carte géologique peut aussi fournir une première vue d'ensemble sur les données pédologiques régionales quand on dispose déjà de renseignements pris sur le terrain.

Pour l'enquête directe, la voiture automobile a rendu possible une étude comparative systématique des sols et de la morphologie détaillée en libérant le chercheur des servitudes de la distance. Elle a de plus l'immense avantage d'apporter à pied d'œuvre tout le matériel nécessaire : cartes, photos aériennes, instruments de mesure, sondes, outils, produits chimiques d'expérimentation, tout en faisant gagner un temps précieux lorsqu'il faut travailler loin des bases de départ. S'il s'agit d'une jeep, le véhicule automobile ouvre rapidement un chemin à travers des régions difficilement pénétrables et où la marche à pied est exténuante. Dans l'immensité des Landes de Gascogne, il n'y a pas d'autre moyen pratique d'atteindre les régions désertes de l'intérieur<sup>3</sup>.

Pour l'étude des sols, la voiture individuelle est indispensable si l'on veut effectuer les circuits rapides qui seuls permettent des comparaisons méthodiques. Du point de vue géographique, cette étude exige en effet un examen attentif du comportement des sols, soit après de fortes pluies, soit après une période de grosses chaleurs ou de vents desséchants (autan); de même les phénomènes relatifs au maximum de l'imbibition et de la dessiccation doivent être observés à point nommé. En fait, les remarques que suggèrent ces études n'ont d'intérêt que si l'on peut confronter rapidement les particularités ou les traits communs ainsi mis en lumière. On n'y parvient que par un relevé rapide réalisé de proche en proche, en un temps très bref, sur de grandes étendues : c'est ainsi qu'au cours de l'année 1949, exceptionnellement sèche, en hiver d'abord puis en été, nous avons eu l'occasion de faire dans tous les Pays aquitains d'utiles rapprochements pour l'étude des problèmes qui concernent la circulation des eaux. Indispensables par ailleurs, les travaux de laboratoire ne pourraient donner, à eux seuls, les vues d'ensemble que fournissent les études comparatives menées sur le terrain, de cette manière.

Au demeurant, la personnalité d'une région n'apparaît pleinement que si on peut, à chaque saison, comparer ses paysages avec ceux des régions voisines. De grands circuits fermés effectués en douze ou quinze jours à travers le Bassin aquitain et repris systématiquement nous ont fourni l'oc-

2. A. HETTNER, *Die Oberflächenformen des Festlandes*, Leipzig, 1928, en particulier : *Die Kleinformen der Landschaft*, p. 11-23.

3. Les incendies de la période 1940-1950 nous ont indirectement rendu de très grands services. Pour étudier les problèmes landais l'administration a fourni des jeeps. Pendant quinze jours, en 1948, nous avons travaillé avec l'équipe de M. Rey qui, munie d'une jeep, préparait les minutes de la carte de la végétation. A plusieurs reprises les véhicules des pompiers et des services agricoles ont été mis à notre disposition.

raison de recueillir des données générales qui ne pouvaient être obtenues d'autre façon, sauf à être complétées par le survol aérien, indispensable lui aussi — lorsque le terrain est connu par enquête directe — pour rétablir l'échelle véritable des valeurs.

A condition de se mettre en rapport avec les services des Ponts et Chaussées départementaux qui se font toujours un plaisir de signaler aux chercheurs leurs nouveaux tracés routiers et leurs nouvelles carrières de ballast, l'examen des coupes ouvertes sur les routes en cours d'établissement ou sur celles dont on améliore le tracé est aujourd'hui l'une des grandes écoles de l'enquête morphologique. Si la deuxième moitié du XIX<sup>e</sup> siècle a connu « la géologie des chemins de fer », à partir de 1945 le circuit routier a été l'occasion de renouveler bien des données dans l'étude du modelé et des formations superficielles, du moins à l'échelle d'une grande région<sup>4</sup>. Pendant dix ans, nous avons emprunté presque toutes les chaussées comportant des travaux mais aussi la plupart des pistes et des chemins en voie d'élargissement dans le Bassin aquitain<sup>5</sup>. Bien des problèmes de morphologie et de pédologie se sont éclairés — d'autres se sont posés — à l'examen d'une tranchée inconnue; il s'y est ajouté bien souvent la découverte d'un point de vue insoupçonné ou d'un terroir original. Ainsi conduites, nos enquêtes, d'abord empiriques parce qu'il fallait en premier lieu définir le sujet de notre étude et préciser nos méthodes de recherche, se sont révélées d'autant plus intéressantes que le domaine à explorer était plus large. Finalement, nous avons cru nécessaire d'en reporter les frontières en bordure du bassin sédimentaire aquitain.

\*  
\*\*

Au départ, nous nous étions proposés de faire seulement une étude géographique des sols dans les Pays aquitains. Il paraissait intéressant de préciser à leur sujet ce qui revient aux roches d'une part et de l'autre au climat. Pédologie zonale ou influences azonales : tel était d'abord le double thème de nos enquêtes. Dans cette perspective, l'étude du modelé devait rester secondaire. Pour les descriptions régionales, où les cadres les plus généraux étaient fournis par la géologie structurale, la géomorphologie

4. Pour tout ce qui concerne l'altération de la roche en place et les formations superficielles, les travaux routiers nous ont fourni de très bons renseignements sur les secteurs en croupe et les bombements recoupés par le profil de la chaussée; nous avons complété ces données dans les bas-fonds et les creux en multipliant les petits sondages soit par nos propres moyens, soit avec le secours d'un camion-sonde, qui fut mis à notre disposition avec une extrême obligeance par une entreprise privée. En 1949, année très sèche, les puits furent approfondis un peu partout et on en creusa de nouveaux; ce fut souvent une bonne occasion d'avoir des coupes dans les zones basses. Nous avons également suivi de notre mieux les travaux de pose des conduites d'eau et de gaz naturel, en particulier de Saint-Gaudens à Tarbes, à travers le Lannemezan, puis au départ de Lacq, pour avoir des coupes sur de grandes distances.

5. Pour nos circuits de recherche dans le Bassin aquitain nous avons parcouru 52.000 km de voiture. Pour une part, nous avons reçu des subventions du Centre national de la recherche scientifique.

aurait seulement aidé à préciser les limites des terroirs et à fixer quelques-uns de leurs traits secondaires en rapport avec la topographie. Envisagées sous cet angle, les recherches à entreprendre pour mener à bien une étude géographique des sols aquitains ne semblaient pas présenter de très grosses difficultés et les enquêtes sur le terrain pouvaient être menées assez rapidement. Il en allait de même, à première vue, pour la délimitation de l'aire d'expansion d'un facies pédologique déterminé. Aussi y avait-il avantage, pour multiplier les comparaisons, à embrasser une très grande région. Plus tard, lorsque les principaux problèmes que pose l'interprétation d'ensemble eurent été à peu près formulés, il apparut que les solutions à proposer ne pouvaient se dégager que d'une large confrontation des différents types de sols aquitains.

Cette conception du sujet, séduisante par son ampleur même — et nous avouerons bien volontiers qu'après cinq années de captivité, la liberté retrouvée prenait un prix infini dans nos grands circuits aquitains — n'allait pas sans poser quelques questions de méthode. Les travaux anciens ou récents, publiés ou inédits, des Services agricoles départementaux, quoique de valeur très inégale, fournissaient une base documentaire solide. En particulier, de très nombreuses analyses de terres avaient été consignées sous différentes formes dans les rapports des ingénieurs agronomes. Il suffisait donc, par de multiples enquêtes sur le terrain, de préciser dans quelle mesure ces analyses pouvaient être comparées. Au sujet des études agrologiques locales, la plus grosse difficulté était constituée par ce qu'on pourrait appeler « *le coefficient d'appréciation régionale* ». Un cultivateur avisé — et il n'en manque pas — jugera avec beaucoup de sûreté des qualités de sa terre par rapport à celle de ses voisins. Sans hésiter il vous dira si elle est plus forte ou plus légère, plus riche ou plus pauvre que telle autre. Mais son expérience est limitée : dès qu'il sort de sa région, il avoue son incompetence. Les Services agricoles départementaux dont les travaux ont une orientation utilitaire subissent eux aussi cette emprise locale et il faut en tenir compte lorsqu'on veut faire des comparaisons d'un département à l'autre. Pour corriger, dans la mesure du possible, la déformation qui résulte de cette « *appréciation régionale* » nos enquêtes ont été organisées chaque fois que c'était nécessaire de manière à couvrir des secteurs qui s'inscrivaient sur plusieurs départements. De notre expérience personnelle de la culture et des sols<sup>6</sup> était alors tirée « une commune mesure » des divers documents fournis par les auteurs locaux ou les D.S.A. (Direction départementale des Services agricoles). C'est dire que, sous réserve des vérifications nécessaires, nous n'avons pas hésité à extrapoler lorsqu'une étude agrologique s'arrêtait brusquement à la limite conventionnelle d'un département.

La mise au point ainsi réalisée pour l'ensemble du Bassin aquitain ne se prétend pas sans défaut. Et tout d'abord, on voit bien les limites imposées à nos enquêtes. Il ne pouvait être question de reprendre dans le

6. Et aussi de celle de notre frère aîné, Paul Enjalbert, cultivateur à Vazerac (Tarn-et-Garonne) qui connaît de très près le comportement des terres cultivées aussi bien en Rouergue que dans le Bas-Quercy où il a été et est encore exploitant agricole.

détail l'analyse de toutes les terres. Pour l'ensemble du Bassin aquitain, une telle entreprise aurait exigé, non seulement un laboratoire spécialisé, mais un personnel qualifié qui ne pouvait être mis à notre disposition. Aussi bien ce travail aurait-il fait double emploi avec les recherches menées par les spécialistes attachés aux diverses D.S.A. départementales. Nous nous sommes donc contenté, pour notre part, d'analyses sommaires sur le terrain (épaisseur du sol et nature du sous-sol,  $pH$ , calcimétrie, pourcentage de la terre fine et du sable grossier, etc...) afin de compléter rapidement la documentation existante. Par contre, nous avons porté toute notre attention sur le comportement agrologique des sols.

De ce point de vue, s'agissant avant tout de terres cultivées, il est bien évident que les enquêtes directes auprès des cultivateurs devaient être multipliées. Avec eux, sur le terrain, nous avons discuté des qualités physiques de la terre arable aussi bien que de la réaction des sols aux diverses intempéries, aux engrais, aux façons culturales. De tous ces problèmes, l'homme des champs a pris conscience intuitivement et il suffit de l'aider à préciser sa pensée. Son expérience séculaire doit être mise à profit sur le plan des comparaisons régionales. Un cordial échange de vues derrière un brabant ou un tracteur arrêtés en bout de sillon a souvent eu pour nous plus de prix que telle analyse d'échantillons reprise par acquit de conscience afin de vérifier les données fournies par les D.S.A.

Malheureusement, au terme de ces enquêtes, presque toujours satisfaisantes pour une vue d'ensemble, il a fallu se résigner à d'inévitables limitations dans l'exposé des résultats. Nous ne pouvions songer en effet à dresser des cartes pédologiques détaillées. Elles n'auraient quelque utilité qu'à très grande échelle, au 20 000<sup>e</sup> par exemple. Si on se décide un jour à les établir, il faudra y employer pendant des années de nombreuses équipes de spécialistes. Un géographe isolé ne peut évidemment pas entreprendre un travail de ce genre. Tout au plus peut-il exprimer le vœu que ces cartes ne soient pas exécutées sans tenir compte des travaux de géomorphologie.

Nous estimons en effet que la pédologie ne saurait aujourd'hui faire abstraction de la diversité des formations superficielles mises en lumière par les enquêtes géomorphologiques non plus que des particularités du modelé de la région étudiée. Pour nous qui sommes partis d'une étude géographique des sols, les problèmes d'interprétation se sont trouvés si étroitement gouvernés par la géomorphologie qu'en fait celle-ci a bientôt pris le pas sur la pédologie proprement dite.

\*\*

S'il pouvait paraître suffisant, au début de nos recherches, de faire la part des traits zonaux et azonaux dans la pédologie des Pays aquitains, de bonne heure apparurent, dans le domaine zonal, des contradictions qui semblaient irréductibles. En première hypothèse, on pouvait tenter une explication de toutes les caractéristiques zonales des sols aquitains en fonction du climat actuel ou si l'on préfère de celui qui règne en Europe occidentale depuis 6 000 à 8 000 ans (période holocène) et qui est du type tempéré humide. Dans le Bassin d'Aquitaine, les altitudes sont partout

faibles et s'étagent de 0 à 300-400 mètres environ, la moyenne s'établissant à moins de 200 mètres. Partout les influences atlantiques pénètrent profondément; elles adoucissent les hivers et rafraichissent les étés si bien que le climat est effectivement « tempéré » si l'on entend par là que le froid hivernal ou la chaleur et la sécheresse de l'été n'y sont jamais excessifs. Un tel climat est favorable à la croissance des arbres. S'il n'y avait pas de cultures, les formations végétales naturelles seraient, selon toute vraisemblance, du type forêt mixte à chêne dominant, ce qui donnerait aux Pays aquitains une assez grande uniformité.

La mise en culture a fait apparaître des contrastes actuellement assez accusés entre l'Est et l'Ouest. Dans le Lauragais ou l'Albigeois, les horizons nus dominant à la fin de l'été sur les chaumes ou les jachères des coteaux; la grisaille en est seulement relevée, ici et là, par les taches plus vertes des champs de maïs et des vignes; on songe presque à la steppe. A l'opposé, les Pays du Bas-Adour sont frais et bocagers; l'on s'étonne de la luxuriance des sous-bois, de la vigueur des ajoncs ou de la brande et du bel état des récoltes d'automne qui ne semblent pas menacées par la chaleur ou la sécheresse de l'été.

Dans ces oppositions de paysages, les systèmes de culture ont leur part. A l'Ouest, la lande béarnaise a survécu à toutes les transformations de la vie agricole; elle reste associée à un mode traditionnel d'exploitation où la culture est toujours très soignée, presque jardinée. Par contre, dans l'Est aquitain, où les céréales alternent encore avec la jachère, toute la terre est cultivée mais l'exploitation du sol est restée de type extensif même après l'introduction du maïs dans les rotations culturales.

A la base de ces systèmes de mise en valeur, radicalement différents, on découvre des contrastes pédologiques; sols sableux, lessivés et acides, à l'Ouest, sols marno-calcaires très peu lessivés, à réaction basique, à l'Est. Si on rapproche sols et climats, on a le schéma suivant: d'une part, sur les pays aux sols acides et pauvres du Bas-Adour, règne un climat doux, chaud et humide l'été, très favorable aux cultures; de l'autre les pays aux sols basiques et riches de l'Albigeois ont à la belle saison un climat trop sec pour que les cultures y soient à l'aise. On peut donc estimer que les possibilités agricoles des deux régions sont à peu près équivalentes, les défauts du sol étant corrigés par le climat ou inversement. Cet équilibre ne laisse cependant pas de surprendre. Il suppose que le sol enregistre au maximum les différences climatiques observées de l'Ouest à l'Est et l'on s'étonne qu'une légère variation du climat tempéré puisse produire d'aussi grands contrastes pédologiques.

Très vite, il faut renoncer à la seule hypothèse zonale. On observe en effet que le Toulousain possède des sols très lessivés de type podzolique sur les hautes terrasses de la Garonne. Or ces « boulbènes », comme on les appelle, voisinent avec les sols très peu lessivés des coteaux connus sous le nom de « terreforts ». Le même climat tempéré ne pouvant à lui seul nous fournir une explication génétique satisfaisante de deux sols aussi différents, nous étions conduit à proposer une autre hypothèse de recherche, celle d'une forte empreinte des climats quaternaires sur les sols aquitains. Des types de temps très humides et très frais seraient à l'origine

de la podzolisation très accusée et indélébile qui caractérise les terroirs de l'Ouest; plus secs à l'Est, ces mêmes types de temps n'auraient pas imposé une marque aussi forte aux sols du Toulousain. Ce que nous savons des climats de l'époque glaciaire ne contredirait pas cette manière de voir. Les types de temps furent alors caractérisés par de très grands froids mais les précipitations devaient se répartir à peu près comme de nos jours; les contrastes étaient seulement un peu plus accusés, semble-t-il, des pays humides de l'Ouest aux pays secs de l'Est.

Finalement, on retrouve la même objection : si nous sommes en présence de paléosols, pourquoi y a-t-il dans le Toulousain des sols lessivés (boulbènes) et des sols très peu évolués (terreforts). Il est d'ailleurs difficile de faire de tous les sols aquitains des paléo-sols. Selon toute apparence les Sables des Landes, d'origine éolienne<sup>7</sup>, n'ont été mis en place qu'à la fin du Quaternaire; ils n'auraient donc pas subi l'action des climats frais et humides des temps pléistocènes; cependant, la podzolisation y est indiscutablement très forte comme le montrent les alios de l'horizon B<sup>8</sup>.

Ces contradictions étant relevées, il fallait, pour en rendre compte, orienter les recherches dans de nouvelles directions. Or, dans le même temps où surgissaient ces difficultés d'interprétation, nos enquêtes sur les données pédologiques azonales faisaient apparaître le rôle souvent primordial des formations superficielles. Si les plus répandues sont constituées par l'éluvium plus ou moins ancien qui s'est formé au-dessus de la roche en place, cette dernière est souvent recouverte par des placages de sable, de loess et de limon siliceux d'origine éolienne. On peut y ajouter, sur les versants, les diverses coulées de solifluction provoquées soit par le gel et le dégel, soit par l'imprégnation humide des affleurements de roches meubles. La géomorphologie, qui étudie ces formations superficielles en même temps qu'elle analyse le modelé, se trouvait par là même introduite à tout instant dans l'étude des sols aux côtés de la géologie et de la climatologie, présente ou passée.

Engagé dans cette voie, c'est une révision à peu près complète des notions acquises par ailleurs en pédologie que, sur le plan régional, nous devons entreprendre. En particulier, il devenait intéressant, puisque aussi bien l'étude paléoclimatique et celle des formations superficielles devaient être menées de front, de se demander si l'évolution récente du modelé n'avait pas joué un rôle décisif dans l'orientation première de l'évolution des sols. Mais ne fallait-il pas, en retour, tenir compte de l'évolution pédologique des diverses formations superficielles pour situer de façon plus précise les dernières étapes de l'évolution morphologique ? On devine que, reprise par ce biais, l'analyse du modelé des Pays aquitains devait subir l'influence des recherches antérieurement menées sur les sols, les paléo-

7. H. ENJALBERT, « Observations morphologiques sur les Landes de Gascogne », *Revue géogr. des Pyr. et du S.O.*, 1930, p. 1-42.

8. Nous adoptons ici la division classique : horizon A, niveau supérieur qui correspond d'ordinaire à la terre arable; horizon B, situé au-dessous, dont l'évolution est commandée, comme dans l'horizon A, par les phénomènes climato-biologiques; horizon C, roche-mère.

climats et les formations superficielles<sup>9</sup>. Il en résulta des rapprochements imprévus et, chemin faisant, de nouveaux problèmes se trouvèrent posés. Ils furent abordés en fonction de nouvelles hypothèses de travail issues de cette confrontation des données morphologiques et pédologiques.

Un certain nombre de résultats paraissant acquis<sup>10</sup>, restait à décider du plan à suivre pour un exposé d'ensemble. Comme l'enquête avait été conduite jusqu'aux limites du bassin sédimentaire aquitain, on pouvait présenter les différents problèmes dans ce cadre général. On pouvait aussi en répartir l'étude dans les différentes provinces morphologiques et pédologiques dont les enquêtes successives avaient fait apparaître la réalité. Si la première méthode avait l'inconvénient d'imposer d'inévitables répétitions et de rendre très difficile, faute de descriptions régionales, la localisation précise des phénomènes étudiés, la deuxième risquait de nous faire perdre de vue les notions les plus générales. Aussi bien, les deux méthodes pouvaient-elles se combiner à condition de faire une assez grande place aux études régionales. En effet, dans chaque province l'accent pou-

9. Elle se ressentit aussi d'événements fortuits : d'abord la captivité en elle-même où, privé de livres pendant sept ou huit mois, nous nous efforcions de faire travailler, sans documents, des camarades plus jeunes, ce qui nous amena à reprendre les données d'un certain nombre de problèmes; ensuite, le hasard qui nous mit en possession d'ouvrages que nous avions jusqu'alors négligés de S. PASSARGE, J. WALTHER, A. PENCK, A. HETTNER, etc., les uns prédaivisiens, les autres antidaivisiens et qui nous donnèrent beaucoup à réfléchir. En même temps, les études de notre maître A. CHOLLEY sur le Bassin parisien orientèrent nos réflexions sur la morphogénèse des Pays aquitains dans le sens d'une analyse paléoclimatique du modelé. (A. CHOLLEY, « Recherches sur les surfaces d'érosion et la morphologie de la région parisienne », *Annales de géographie*, LII, 1943, p. 1-19; 81-97 et 161-169.)

10. Pour une part ils furent publiés au cours de nos travaux de recherche, constituant par là même des prises de date.

Afin d'alléger les notes de bas de page nous donnons ici la liste de nos articles de géomorphologie sur les Pays aquitains.

1<sup>o</sup> H. ENJALBERT, « La signification morphologique de la capture du Mourjou », *Bull. de l'Ass. des géog. français*, 1946, p. 99-104.

2<sup>o</sup> Id., « Le karst de La Rochefoucauld », *Annales de géographie*, LXVI, 1947, p. 104-124.

3<sup>o</sup> Id., « Observations morphologiques sur les Landes de Gascogne », *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, XXI, 1930, p. 1-42.

4<sup>o</sup> Id., « Le rôle morphologique de la surface meuliérisée aquitanienne dans le Bassin aquitain », *Bull. de l'Ass. des géog. français*, 1930, p. 66-71.

5<sup>o</sup> Id., « Les formations alluviales de la Gironde », *Congrès international de géographie de Lisbonne*, 1949, t. II, p. 461-481.

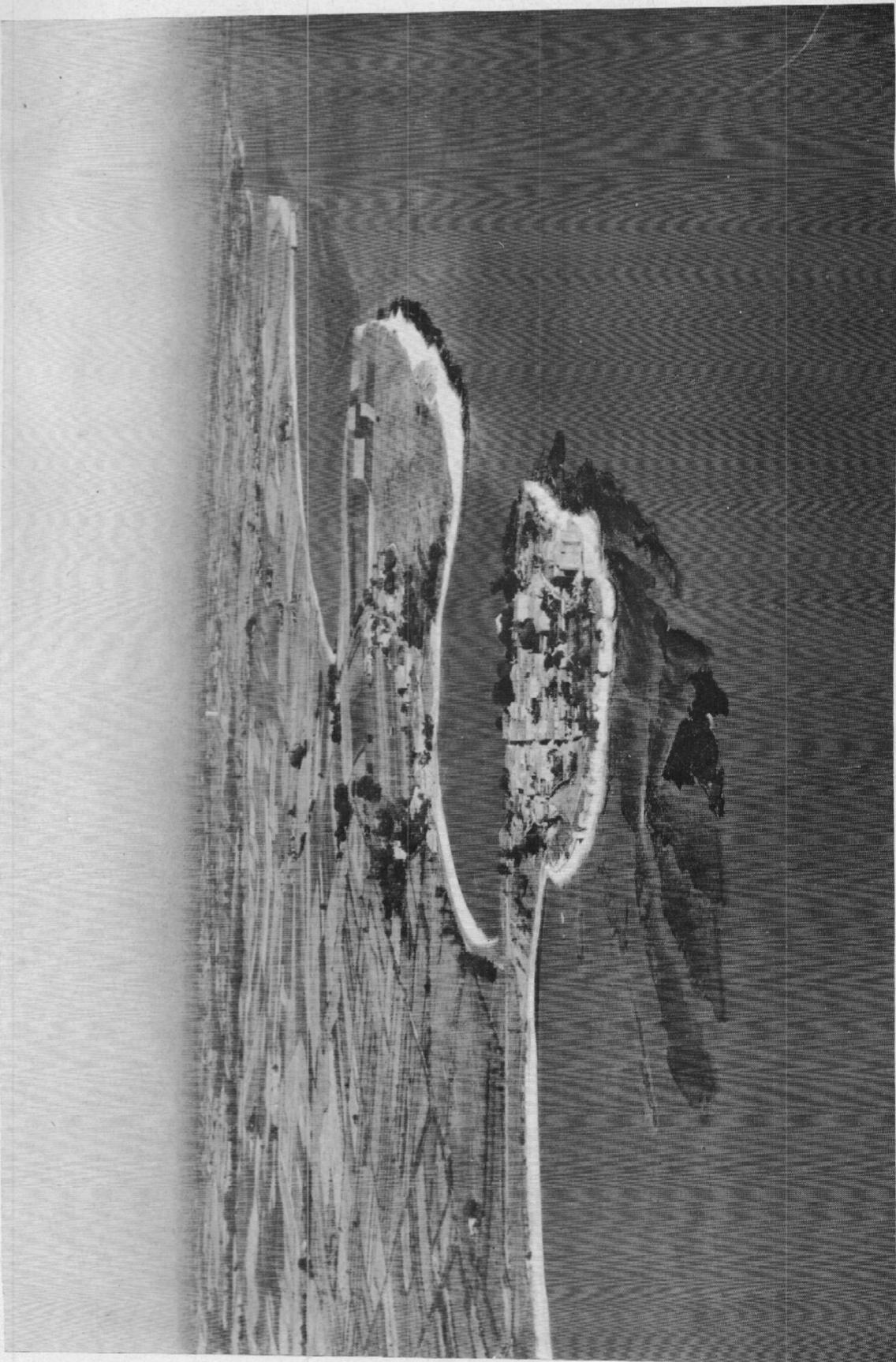
6<sup>o</sup> Id., « Les loess et les limons d'origine éolienne dans le Bassin aquitain », *Congrès d'Angoulême : Sédimentation et Quaternaire*, 1949; Bordeaux, 1951, p. 237-248.

7<sup>o</sup> Id., « Les vallées sèches et les vallées tourbeuses du Bassin aquitain septentrional », *Revue géog. des Pyr. et du Sud-Ouest*, XXII, 1951, p. 163-198.

8<sup>o</sup> Id., « La vallée moyenne de la Charente », *Annales de géographie*, LXI, 1952, p. 16-33.

9<sup>o</sup> Id., « Les plateaux et les gorges du Vaur. Etude géomorphologique », *Revue géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, XXIII, 1952, p. 118-141 et 265-301.

10<sup>o</sup> Id., « Les inondations de Bordeaux en décembre 1932 », *Revue géogr. des Pyr. et du Sud-Ouest*, XXIV, 1933, p. 238-268.



*Talmont-sur-Gironde* (vue prise en direction de l'Est).

A l'arrière-plan, le plateau de calcaire crayeux (Crétacé supérieur) des Charentes, presque entièrement cultivé. Il a été profondément disséqué au Quaternaire (le niveau marin était alors plus bas que de nos jours). La montée flandrienne des eaux marines a eu pour résultat :

- 1° D'envoyer les golfes et d'isoler l'île de Talmont.
- 2° De faire reculer les falaises : on voit devant Talmont, en noir, les platins rocheux résiduels au pied de l'escarpement blanc des falaises.
- 3° En même temps, le golfe situé à gauche était colmaté et formait un marais, aujourd'hui asséché, coupé de canaux bordés de haies. Ce marais rattache Talmont à la terre ferme. Le colmatage ne se continue pas de nos jours. L'extrémité de la zone des atterrissements de la Gironde n'atteint pas Talmont. Ces atterrissements sont visibles dans les baies et devant les falaises au fond à droite.

(Photo R. Delvert.)

vait être mis sur une ou deux grandes questions de morphologie ou de pédologie de telle manière que les principaux problèmes fussent successivement passés en revue. Il suffisait pour cela de commencer par les pays où les données sont relativement simples (Terres basses du Nord-Ouest, Landes de Gascogne) pour aller ensuite vers ceux où elles sont de plus en plus complexes (Albigeois, Bordelais central). Mais il est bien évident qu'on ne peut aborder l'étude régionale et celle des problèmes particuliers que si une présentation générale du Bassin aquitain, puis un premier exposé des problèmes morphologiques et pédologiques qui s'y posent ont été déjà donnés. C'est pourquoi, dans une première partie, nous avons cru nécessaire de proposer une rapide esquisse de l'évolution géologique du Bassin aquitain jusqu'à la fin du Pliocène, afin de situer le cadre de nos analyses régionales; ensuite, à propos de l'évolution morphologique des Pays aquitains depuis le Pliocène jusqu'à nos jours, nous présentons une brève analyse des problèmes d'ensemble que posent le modelé et les sols; dans la seconde partie, l'étude régionale comprendra trois grands chapitres: l'un consacré aux pays de terrains récents, l'autre aux régions formées de terrains tertiaires, le troisième enfin traitera des provinces constituées par des terrains secondaires <sup>10</sup>.

10. Depuis le dépôt de notre manuscrit des faits nouveaux sont apparus en particulier grâce aux recherches pétrolières. M. le doyen A. CHOLLEY a bien voulu nous autoriser à compléter notre texte pour en tenir compte et à y adjoindre des notes.

Des difficultés matérielles ont retardé la publication de notre ouvrage. Nous ne le regrettons qu'en partie. De longs voyages en Afrique occidentale et centrale (1933), puis en Afrique australe (1938) et dans tous les pays d'Amérique, de l'Argentine au Canada (1933-1936 et 1937), nous ont donné l'occasion de confronter les points de vue exprimés ici au sujet de l'évolution du modelé et de la formation des sols avec les données relevées au cours de nos grands périple africains et américains. Il en est résulté, nous a-t-il semblé, une confirmation de nos principales conclusions. Aussi n'avons-nous pas hésité à porter en note les observations ainsi faites outre-mer quand elles venaient à l'appui d'un exposé qui avait été mis au point dans le cadre limité des Pays aquitains.

## APERÇU BIBLIOGRAPHIQUE<sup>11</sup>

Le relief du Bassin aquitain n'a pas encore fait l'objet d'une étude d'ensemble. Le seul essai de synthèse que nous possédions se trouve dans la *Géographie universelle*, t. VI, 1<sup>re</sup> partie, E. de MARTONNE : *France* (p. 243-254), Paris, A. Colin, 1942. Encore le chapitre qui, dans cet ouvrage, concerne le Bassin aquitain est-il sensiblement plus court que ceux qui traitent des autres grandes régions naturelles de la France<sup>12</sup>. Dans des thèses récentes : R. CLOZIER, *Les Causses du Quercy*, Paris, 1941; P. FÉNELON, *Le Périgord, étude morphologique*, Paris, 1951, deux grandes provinces, bien définies, ont été étudiées au point de vue morphologique. Il en est de même des régions sous-pyrénéennes qui ont fait l'objet de la thèse de F. TAILLEFER, *Le Piémont des Pyrénées françaises*, Toulouse, 1951. La *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* a aussi publié de nombreux articles qui intéressent la géomorphologie des Pays aquitains. Nous les signalerons dans les études régionales mais il faut rappeler ici qu'en 1951 un numéro spécial de la Revue a été consacré aux phénomènes périglaciaires du Bassin aquitain (t. XXII, 1951, fasc. 2 et 3).

Depuis un siècle les géologues bordelais et toulousains ont multiplié les travaux de recherche dans le Bassin aquitain. On trouvera une bibliographie copieuse dans deux ouvrages, de date récente, qui embrassent chacun une large étendue des Pays aquitains.

1° F. DAGUIN, *L'Aquitaine occidentale*, Paris, 1948.

2° M<sup>lle</sup> M. RICHARD, *Les Gisements de Mammifères tertiaires. Contribution à l'étude du Bassin d'Aquitaine*, Paris, 1946.

L'ouvrage de M<sup>lle</sup> Richard est beaucoup plus qu'un livre de paléontologie. Il contient une bonne mise au point des travaux antérieurs pour tout ce qui a trait à la stratigraphie et à la paléogéographie du Tertiaire aquitain.

11. Pour des raisons matérielles, la bibliographie générale se trouve reportée avec l'index à la fin du tome II de l'ouvrage. Elle ne comportera qu'une liste alphabétique, par noms d'auteur, des livres et articles qui intéressent les Pays aquitains. Il ne saurait être question de faire une analyse critique de tous ces travaux; c'est pourquoi nous donnons ici un aperçu bibliographique. De même nous donnerons, en bas de page, les références bibliographiques nécessaires à la lecture du texte.

12. On trouvera d'excellentes descriptions régionales mais où l'étude du relief n'a qu'une place réduite dans : P. ARQUÉ, *Géographie du Midi aquitain*, Paris, 1939, et dans D. FAUCHER, *La France...*, Paris, 1951, p. 432-512.

tain. Le livre de F. Daguin est un guide d'excursions géologiques où abondent les aperçus régionaux. Il contient, en particulier, d'excellentes remarques sur la géologie des pays de l'Adour mais la synthèse que pourrait faire espérer le titre de l'ouvrage — et que F. Daguin envisageait d'écrire — reste encore à faire<sup>13</sup>.

Les cartes géologiques sont de valeur très inégale dans le Bassin aquitain. Celles du Nord, déjà anciennes, ne comportent que de très maigres indications sur les formations superficielles; le Quaternaire y est toujours sacrifié, si bien que le meilleur guide reste la carte au 320 000° de J. Welsch (feuille de La Rochelle). La carte au 320 000° fait malheureusement défaut pour tout l'Est et tout le Sud-Est du Bassin<sup>14</sup>. Récemment parues, les feuilles de Bordeaux et de Bayonne constituent un excellent instrument de travail. Elles n'ont cependant pas apporté la mise en œuvre cartographique que l'on était en droit d'attendre pour les formations récentes. Il est vrai que les cartes géologiques au 80 000° qui leur servent de référence générale laissent beaucoup à désirer au sujet du Quaternaire.

Pour les terrains tertiaires, ces mêmes cartes publiées, soit par E. Jacquot, soit par G. Vasseur et ses élèves, ne sont pas toujours très sûres, les premières surtout, visiblement dessinées en toute hâte. Nous aurons à discuter du principe des « passages latéraux » sur lesquels ont été établies les cartes de Vasseur. Notons dès maintenant que les divers auteurs se sont refusés à tracer le moindre accident tectonique à travers les terrains tertiaires, ce qui ne laisse pas d'être fâcheux pour l'étude structurale. Faut-il en effet admettre avec eux que rien n'a bougé dans les pays aquitains depuis le début de l'Eocène ?

On sait que les études géologiques ont pris un soudain essor dans le Bassin aquitain depuis 1939 avec les recherches des pétroliers. Déjà nos connaissances sur la structure profonde du Bassin ont été renouvelées pour la Bigorre, le Comminges et le Béarn sous-pyrénéen. Dans le Bordelais et les Landes les données imprévues abondent au point qu'il faut aujourd'hui reviser bien des notions anciennement admises.

Dès maintenant, on peut donc se demander dans quelle mesure nos interprétations géomorphologiques s'en trouvent modifiées. Il est certain que les données nouvelles mises en lumière par la recherche pétrolière nous autorisent à faire une place plus grande aux phénomènes orogéniques récents dans la mise en place du réseau hydrographique et dans l'évolution du modelé. N'est-il pas curieux de constater que la pointe orientale du lac de Parentis se situe juste au-dessus du « top » d'une structure anticlinale faillée et que le gave de Pau contourne, en un large méandre, les terrains alluviaux situés au-dessus d'un autre top de dôme pétrolifère ? N'a-t-on pas implanté le forage de Bouglon I à Sainte-Marthe sur un dôme révélé par la géophysique et dont nous avons soupçonné l'existence en considé-

13. Après le dépôt de notre manuscrit a été publiée la thèse de F. CROUZEL, *Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine*. B.S.C.G.F., n° 248, t. LIV, 1936, Paris et Liège, 1937. Elle comporte une abondante bibliographie (277 numéros).

14. Depuis la remise de notre manuscrit, la feuille de Rodez au 320 000° est parue.

rant la basse vallée de l'Avance comme un « bray »<sup>15</sup>. Les accidents de plus en plus nombreux qui sont signalés en Gascogne par les géophysiciens peuvent déjà nous aider à expliquer de brusques changements de directions des rivières à Mont-de-Marsan et à Riscle, en liaison avec des accidents structuraux (carte h. t. A).

Cependant il faudra sans doute rester prudent dans nos interprétations morphologiques lorsqu'elles voudront prendre appui sur les données de la structure profonde. En surface, l'érosion a souvent exploité de très petits accidents d'origine tectonique dont on ne retrouve pas toujours la trace à grande profondeur. Les découvertes déjà faites ou qui s'annoncent dans le domaine structural ne sauraient d'ailleurs nous dispenser d'une analyse détaillée de l'évolution du modelé sous l'influence des forces exogènes que commandent les climats passés ou actuels. On ne voit pas que notre connaissance des formes du terrain dans les Pays aquitains puisse un jour être renouvelée de fond en comble par les progrès de la géotectonique profonde, mais il sera toujours satisfaisant pour l'esprit de faire précéder cette analyse d'une vue d'ensemble de plus en plus précise du bâti structural. Or, de ce point de vue, les recherches actuelles liées à la géologie du pétrole multiplient les points d'interrogation en même temps qu'elles rajeunissent nos connaissances. C'est pourquoi notre esquisse géologique des Pays aquitains ne saurait être considérée que comme un essai de synthèse sujet à révision au jour même de sa publication<sup>16</sup>.

15. H. ENJALBERT, *Observations...*, art. cité ci-dessus, p. 16.

16. Nous ne pouvons signaler tous les rapports que nous avons eu l'occasion de consulter aussi bien à Esso Rep qu'à la S.N.P.A. Les auteurs y soulignent toujours le caractère provisoire de leurs conclusions mais on les retrouvera admirablement résumés dans une publication récente mise au point par les géologues les mieux avertis des problèmes aquitains.

E. BONNARD, A. DEBOURLE, H. HLAUSCHEK, P. MICHEL, V. PEREBASKINE, J. SCHOEFFLER, R. SÉRONIE-VIVIEN et M. VIGNEAUX, « The Aquitain basin, southwest France », *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, New-York, 1938, p. 1091-1122.

PREMIÈRE PARTIE

---

LE BASSIN AQUITAIN

ESQUISSE GÉOLOGIQUE  
ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE  
FORMATION DES SOLS

## CHAPITRE PREMIER

# ESQUISSE GÉOLOGIQUE

### STRUCTURE, SURFACES D'ÉROSION, PROVINCES MORPHOLOGIQUES ET PEDOLOGIQUES

Présenter la géologie du Bassin aquitain en une synthèse qui rassemble toutes les données connues ne pourra être le fait que d'un géologue qualifié. F. Daguin y avait songé. En 1948, peu de temps avant son fatal voyage aux Antilles, il nous confiait en une boutade qui était bien dans sa manière : « Il est trop tard maintenant pour une synthèse fondée sur l'étude des marnières où mes devanciers et moi-même avons trouvé tant de fossiles; les marnières sont abandonnées. Mais il est beaucoup trop tôt pour une synthèse fondée sur les forages pétroliers : ceux-ci ne font que commencer. » Depuis lors les forages se sont multipliés mais on comprend que les géologues chargés de les contrôler aient quelque scrupule à proposer une vue d'ensemble tant que les recherches se poursuivent activement<sup>1</sup>. L'esquisse que nous présentons ici ne prétend évidemment pas y suppléer. Aussi bien n'est-elle pas exactement conçue comme une synthèse géologique. D'une part, nous ne pouvons que résumer de notre mieux ce que l'on sait actuellement du bâti structural aquitain; d'autre part, nous voudrions y ajouter, chemin faisant, quelques aperçus au sujet des actions érosives qui se sont exercées sur les régions émergées et dont l'empreinte se marque, dès que la mer se retire, sous la forme de surfaces d'aplanissement. En fait, chacun des pays aquitains ne nous intéresse directement qu'à l'heure où il est soumis à ces actions érosives. Afin de mieux marquer à ce sujet l'orientation de notre étude nous nous efforcerons de dégager leurs traits originaux au moment où commence cette érosion. Nous les verrons ainsi apparaître successivement, à chaque étape de l'évolution qui a donné au Bassin aquitain son actuel visage.

#### I. — L'HERITAGE HERCYNIEN :

SOCLE ANCIEN, BASSINS HERCYNIENS, APLANISSEMENTS PRÉLIASIQUES.

##### 1° *Le socle ancien* (fig. 1 et carte hors-texte A).

Hier encore, nous ne savions que bien peu de choses sur la structure profonde du Bassin aquitain et les géologues n'avaient pu nous donner que

1. Déjà une étude régionale très poussée a été publiée sur la région des plis diapirs du Sud-Ouest : DUPOUY-CAMET (J.), « Recherches structurales sur les accidents triasiques du Sud-Ouest de l'Aquitaine », *B.S.C.G.F.*, n° 233, Paris, 1932, 287 p., 8 pl. h.-t.

des indications très sommaires sur l'allure générale du socle ancien qui, à plus ou moins basse altitude, se retrouve au-dessous des terrains sédimentaires post-hercyniens. On pouvait donc être tenté de considérer qu'entre le Massif central et les Pyrénées, la cuvette qu'occupent les Pays aquitains était d'un dessin très ancien, le bassin remblayé par les sédiments tertiaires apparaissant comme l'héritier plus ou moins direct d'un bassin hercynien déjà esquissé à la fin du Primaire.

En fait, les découvertes des géologues pétroliers ne nous autorisent à parler d'un Bassin d'Aquitaine qu'après la surrection des Pyrénéens, au Lutélien. Auparavant, nous avons une première ébauche de bassin au cours du Crétacé mais il s'étend à la zone occupée aujourd'hui par les Pyrénées et par là même se révèle très différent du Bassin aquitain actuel. Remontant encore dans le passé nous savons seulement que des mers épicontinentales jurassiques couvraient à la fois les Pays aquitains et les Pyrénées. Quant au dessin structural antérieur à la grande transgression liasique, nous avons certes quelques données mais si difficiles à coordonner et si éloignées du dispositif actuel qu'il serait vain de rapprocher, trait pour trait, la structure post-hercynienne de celle qui, aujourd'hui, nous est restituée par les enquêtes géologiques.

Cependant, il est bien certain qu'on ne saurait proposer une esquisse de l'évolution du cadre structural aquitain sans rappeler le rôle que joue en profondeur le socle ancien et les accidents qui le fragmentent. Très importante est aussi la première couverture de ce socle, formée des produits de l'érosion post-hercynienne et, vers le Sud-Ouest, de sédiments marins déposés dans les régions déprimées. Ils ont constitué une masse très inégalement répartie de matériaux à consistance souple, exceptionnellement plastiques lorsqu'ils sont épais, conférant par là même au tréfonds du bassin une remarquable aptitude à se déformer au cours des phases orogéniques ultérieures. Aussi est-il nécessaire de faire le point sur ce que nous pouvons connaître — ou imaginer — du socle ancien et de sa couverture préliasique, en un mot de *l'héritage hercynien*, préalablement à l'étude de la sédimentation secondaire et tertiaire dont les produits s'accumulent dans les Pays aquitains tandis que prend forme le bassin actuel.

Nous n'aurons pas trop de peine à situer le socle ancien par rapport aux deux secteurs voisins où il est en saillie, le Massif armoricain et le Massif central, mais il nous faudra aussi essayer de coordonner les données éparses qui concernent la bordure des Pyrénées, beaucoup plus complexe. Disons tout de suite que la dissymétrie suggérée par le dispositif général des couches sédimentaires, assez minces vers le Nord, le Nord-Est et l'Est, beaucoup plus épaisses vers le Sud-Ouest, correspond en gros à la division du bassin en deux grands secteurs, celui des cuvettes profondes dans les pays aturiens et landais s'opposant à celui des hauts fonds qui les entourent, de la mer des Pertuis charentais aux Pyrénées ariégeoises.

#### a) *Les hauts fonds du Nord, du Nord-Est et de l'Est.*

Dans la région poitevine, depuis le Nontronnais jusqu'à la Vendée, on passe graduellement des terrains anciens à la couverture sédimentaire. Celle-ci est encore très mince dans le seuil du Poitou, l'Angoumois du Nord

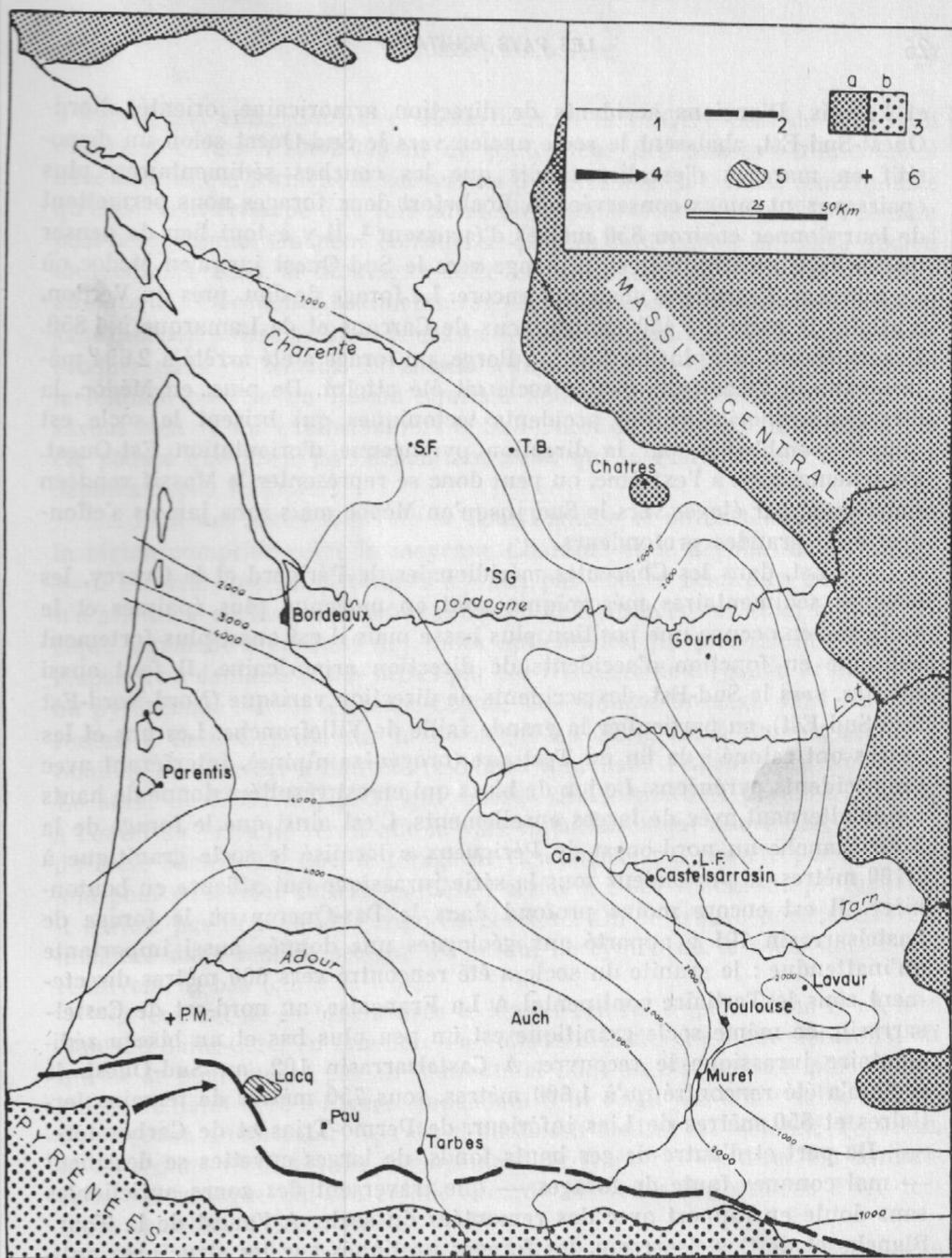


Fig. 1. — Position approximative du socle ancien dans le Bassin d'Aquitaine.  
(D'après le rapport du B.R.P. de 1958)

1 Courbe de niveau donnant la position approximative du socle sous les assises sédimentaires; 2. Front de poussée (souvent il comporte des chevauchements) de la bordure Nord des Pyrénées; 3. a) Massif central et Massif armoricain; 3. b) Zone centrale des Pyrénées; 4. Poussée du dôme du Labourd vers Sainte-Suzanne; 5. Position du gisement de Lacq en bordure du front de poussée pyrénéen; 6. Ecaille du socle au Pouy de Montpeyroux. SF. Saini-Félix; T.B. La Tour Blanche. SG. Saint-Géry. Ca: Caudecoste. L.F. La Française; C. Cazaux.

On notera la position du bloc isolé de Chatres, celle des hauts fonds de Castelsarrasin et de Muret, dans le Sud-Est aquitain ainsi que celle des cuvettes de Gourdon et de Lavar.

Devant les Pyrénées de l'Ouest la profondeur dépasse 4 000 mètres, mais il ne serait pas étonnant qu'elle fut équivalente à 8 ou 10 000 mètres.

Castelsarrasin grante à 600m

et l'Aunis. D'anciens accidents de direction armoricaine, orientés Nord-Ouest-Sud-Est, abaissent le socle ancien vers le Sud-Ouest selon un dispositif en marches d'escalier tandis que les couches sédimentaires, plus épaisses, sont mieux conservées. A Rochefort deux forages nous permettent de leur donner environ 850 mètres d'épaisseur<sup>2</sup>. Il y a tout lieu de penser que ce type de structure se prolonge vers le Sud-Ouest jusqu'en Médoc où les marches d'escalier s'abaissent encore. Le forage de Jau, près du Verdon, a atteint le socle à 1 450 mètres, ceux de Carcans et de Lamarque à 1 850. Par contre un peu plus au Sud, au Porge, un forage a été arrêté à 2 694 mètres dans le Trias sans que le socle ait été atteint. De plus, en Médoc, la direction armoricaine des accidents tectoniques qui brisent le socle est relayée, semble-t-il, par la direction pyrénéenne d'orientation Est-Ouest. En schématisant à l'extrême, on peut donc se représenter le Massif vendéen s'abaissant par étages vers le Sud jusqu'en Médoc mais sans jamais s'effondrer à de grandes profondeurs.

A l'Est, dans les Charentes méridionales, le Périgord et le Quercy, les couches sédimentaires mésozoïques sont en moyenne plus épaisses et le socle ancien occupe une position plus basse mais il est aussi plus fortement bousculé en fonction d'accidents de direction armoricaine. Il faut aussi ajouter, vers le Sud-Est, des accidents de direction varisque (Nord-Nord-Est Sud-Sud-Est), en particulier la grande faille de Villefranche. Les uns et les autres ont joué à la fin du Tertiaire (orogénèse alpine), interférant avec des accidents pyrénéens. Le jeu de blocs qui en est résulté a donné de hauts fonds alternant avec de larges ensellements. C'est ainsi que le forage de la Tour-Blanche au nord-ouest de Périgueux a localisé le socle granitique à 1 100 mètres de profondeur sous la série jurassique qui affleure en boutonnière. Il est encore moins profond dans le Bas-Quercy où le forage de Castelsarrasin 101 a apporté aux géologues une donnée aussi importante qu'inattendue : le granite du socle a été rencontré vers 600 mètres directement sous le Tertiaire continental. A La Française, au nord-est de Castelsarrasin, ce même socle granitique est un peu plus bas et un biseau sédimentaire jurassique le recouvre. A Castelsarrasin 102, au Sud-Ouest, le socle n'a été rencontré qu'à 1 600 mètres, sous 750 mètres de terrains tertiaires et 850 mètres de Lias inférieur, de Permo-Trias et de Carbonifère.

De part et d'autre de ces hauts fonds, de larges cuvettes se dessinent — mal connues faute de forages — que traversent des zones anticlinales sans doute en rapport avec des remontées du socle. A l'ouest de la Tour-Blanche et de Castelsarrasin, les forages pratiqués sur les structures anticlinales décelées par la géophysique ont fait connaître un secteur très particulier du socle ancien. Les sondes implantées à Saint-Martin-du-Bois près de Libourne, à Clairac près de Tonneins, à Caudecoste près d'Agen,

2. Un ancien forage avait été poussé jusqu'à 816 m. Il avait rencontré, à la base du Lias, une nappe artésienne jaillissante, minéralisée et chaude (43°). Les eaux viennent peut-être du Trias où elles seraient emmagasinées. Ce premier forage ne descendait pas assez bas pour nous fournir des renseignements précis sur le socle ancien (GLANGEAUD (L.), *P.V. des séances de la Société des sciences physiques et naturelles de Bordeaux*, 13 déc. 1938). Un nouveau forage poussé jusqu'à 880 m a effectivement rencontré le socle ancien après avoir traversé environ 30 m de Trias.

à Saint-Félix entre Chalais et Barbezieux, à Saint-Géry près de Mussidan) ont atteint vers 1 700-2 000 m de profondeur des assises sédimentaires dévoniennes qui forment la couverture du socle ancien<sup>3</sup>. Il est remarquable qu'elles aient échappé à la fois au métamorphisme hercynien et à l'érosion post-hercynienne. On peut considérer qu'elles font partie du socle ancien tout comme dans la Montagne-Noire et le plateau de Lacaune où elles affleurent. Ces couches sédimentaires primaires sont généralement plissées sans que l'on puisse préciser le dessin des plis hercyniens. Du moins peut-on évoquer dans ce secteur un bassin sédimentaire pré-hercynien qui serait le lointain ancêtre du Bassin aquitain actuel. Malheureusement, nous ne savons rien de son extension vers le Sud-Ouest où le forage de Bouglon n'a été poussé que jusqu'au Carbonifère, ceux qui le relayent vers le Sud ne dépassant pas le Trias<sup>4</sup>.

A l'Est des hauts fonds de la Tour-Blanche et de Castelsarrasin, dans la région comprise entre la moyenne Charente et le Ségala, aucun forage — il est vrai que les pétroliers n'y ont pas encore beaucoup travaillé — n'a atteint le socle. Les couches venant à l'affleurement et aussi la géophysique signalent cependant des zones anticlinales qui pourraient bien correspondre à de hauts fonds brisés par des fractures de direction armoricaine ou pyrénéenne : ainsi à Jarnac-Cognac et à Jonzac-Brouage dans les Charentes, à Saint-Cyprien sur la Dordogne en Périgord, à Campagnac et à Souillac en Quercy, à Sauveterre-Saint-Front dans l'Agenais du Nord-Est. Le horst de Châtres (*fig. 1*) qui émerge des formations permo-triasiques à l'ouest de Brive ne serait que le plus vigoureusement relevé de ces horsts du socle ancien. En fait, le forage de Campagnac n'a pas été poussé assez loin pour confirmer cette hypothèse : arrêté à 2 037 mètres de profondeur, il n'avait pas dépassé le Permo-Carbonifère. On se trouve donc conduit à imaginer dans tout ce secteur un bassin hercynien où le socle ancien est relativement bas (*carte h-l. A*).

Le contact de ce bassin avec le Massif central s'opère, dans le secteur Nontron-Saint-Céré, en fonction d'accidents brisants à grande dénivellation qui ne se poursuivent pas en Charente et dont on n'a pas non plus l'équivalent de Saint-Céré à Figeac. Cependant il ne s'agit pas d'une faille unique de direction armoricaine. Le rebord du Massif central est festonné d'éperons et de redans résultant du recoupement de fractures de direction armoricaine ou varisque qui ont rejoué avec de nouvelles dislocations d'âge tertiaire orientées d'Ouest en Est.

Au Sud de Saint-Céré, le dispositif change et jusqu'à Capdenac le socle ancien plonge lentement sous la couverture sédimentaire qui s'avance en biseau sans qu'interviennent de grandes cassures. Cependant nous n'avons

3. A 1 738 mètres à Caudecoste, la sonde a rencontré des dolomies paléozoïques; le forage a été poussé jusqu'à 1 825 mètres. A Clairac, le Paléozoïque (marnes et calcaires) a été atteint à 1 970 mètres, à Saint-Géry vers 2 130 mètres et à Saint-Félix vers 2 060 mètres. Ajoutons qu'à l'Est immédiat de Bordeaux, à Bouillac, un forage a été arrêté à 1 827 dans le Trias; d'après les données de la géophysique le socle devait être assez proche.

4. A Puivert, au pied du Pays de Sault, un forage dans les chaînons des Petites Pyrénées a aussi rencontré une série dévonnaïque non métamorphisée à très faible profondeur (425 mètres).

pas une structure aussi régulière que dans le seuil du Poitou : la présence de dômes (Miers) et de cuvettes (Figeac-Capdenac) traduit, à n'en pas douter, la complexité du bâti structural au niveau du socle.

On retrouve les grandes cassures en bordure du Ségala avec la faille de Villefranche remarquablement rectiligne des environs de Figeac à la Grésigne. Elle correspond à un type de contact beaucoup plus simple que dans le secteur Nontron-Saint-Céré. Malheureusement on ne sait encore rien, dans cette région, de la position du socle ancien à l'ouest de la faille, aucun forage n'ayant été pratiqué à travers la couverture jurassique du Quercy oriental.

Il est d'ailleurs à peu près certain que la faille de Villefranche se poursuit au Sud de la Grésigne, en direction des Pyrénées, quoique rien en surface ne trahisse son action. Les forages de Muret 101 et 102 ont apporté à ce sujet des données fondamentales : le premier au Nord-Est de la ville, à Saubens, a rencontré le socle schisteux sous 400 mètres de molasse tertiaire; le second, à l'Ouest, après avoir traversé une épaisseur beaucoup plus considérable de molasse (1 502 mètres), s'est avancé ensuite dans la série jurassique et a été arrêté dans les schistes du socle à 1 736 m de profondeur. C'est dire qu'entre les deux forages il faut placer un accident hercynien qui a rejoué au cours du Tertiaire. Que l'on imagine toute la région dégagée de sa couverture de molasse et l'on aura un dispositif structural assez semblable à celui que nous offre Villefranche-de-Rouergue, le socle ancien faisant saillie à l'Est tandis qu'il serait à l'Ouest en position basse et sous couverture jurassique (fig. 3).

Pour interpréter les rapports du socle ancien et du Massif central, à l'Est de cet accident nous n'avons qu'assez peu de données. Du moins peut-on distinguer deux secteurs, au Nord et au Sud de la Montagne Noire. Dans la région de Castres et d'Albi, le socle ancien plonge doucement vers le Sud et on a pu le suivre à faible profondeur aux environs d'Albi et de Réalmont où la Compagnie des Mines de Carmaux avait recherché des gisements houillers. Récemment un forage pétrolier implanté à Lavaur a traversé d'abord 709 mètres de molasse puis une série sédimentaire préliasique avant d'atteindre le socle ancien, métamorphique, vers 1 750 m. On peut donc considérer que dans tout le golfe d'Albi le socle ancien et sa couverture détritique post-hercynienne plongent du Nord, du Nord-Est et de l'Est vers le Sud-Ouest tout en dessinant vers Lavaur une assez large ondulation. Cependant, le socle ancien est assez rigide dans ce secteur, pour avoir servi de môle lors des poussées orogéniques pyrénéo-alpines. Au Sud, la Montagne Noire, refoulée vers le Nord, a chevauché la bordure méridionale du socle albigeois qui s'est affaissé sous elle dans la région de Castres<sup>5</sup>. A l'Ouest, le dôme de la Grésigne a lui aussi chevauché le socle ancien de l'Albigeois qui s'est affaissé dans la région de Cordes-Castelnaud.

Sur le versant méridional de la Montagne Noire, dont la vigoureuse saillie dissymétrique sépare la cuvette castraise du seuil de Naurouze, le socle ancien descend lentement vers l'avant-pays pyrénéen. Il n'est pas

5. Carte géologique de Castres au 80 000<sup>e</sup>, 2<sup>e</sup> édition, 1934, révision de B. GÈZE. Le chevauchement se serait produit en plusieurs temps.

très profond, semble-t-il, sur l'axe Montagne Noire-Muret 101 et sa plongée vers le Sud est assez lente; le forage de Lezat dans le Terrefort ariégeois l'a atteint à 2 608 mètres sous la molasse et le Crétacé supérieur. De même, à proximité des Pyrénées, le forage de Tréziers au Sud-Est de Mirepoix l'a rencontré sous le Crétacé supérieur (Maestrichtien) à 1 023 mètres. On peut donc considérer qu'entre la Montagne Noire et Muret d'une part, la lisière des Pyrénées d'autre part, le socle ancien n'est pas très profond. Probablement, s'y présente-t-il comme un môle de résistance solide en bordure duquel se sont moulés, au Sud, les plis des Petites Pyrénées. La plus torte avancée du socle se ferait au droit de Pamiers et de Mirepoix où les chaînons du Plantaurel sont écrasés et refoulés vers le Sud. Le chevauchement de la Montagne Noire sur la cuvette du Castrais, tout comme la position haute du socle à Muret ne peuvent s'expliquer, semble-t-il, qu'en fonction de la poussée des Pyrénées ariégeoises s'appuyant sur le rebord méridional d'un massif ancien rigide qui ployait et s'enfonçait au Sud mais se relevait vers le Nord. En ce sens, la structure en socle du Massif central se prolongerait vers le Sud jusqu'à Pamiers; le relèvement de la Montagne Noire répercuterait, très loin vers le Nord, l'orogénèse pyrénéenne.

#### b) *La région fortement déprimée du Sud-Ouest.*

A l'Ouest de la ligne qui, par Muret, prolonge la faille de Villefranche, nous n'avons plus aucune indication sur la position du socle. Il n'a été atteint par aucun des 200 forages profonds de l'Aquitaine occidentale. C'est dire qu'aux secteurs de hauts fonds et de cuvettes, qui du Médoc à Castelsarrasin et à Lezat occupent tout le Nord, l'Est et le Sud-Est du Bassin aquitain s'oppose, vers l'Ouest et le Sud-Ouest, une vaste région où ce même socle est à peu près partout — et sauf faits nouveaux — à très grande profondeur<sup>6</sup>.

On a bien décelé par la géophysique une ligne d'anomalies positives qui semble correspondre à de hauts fonds relatifs du socle depuis Muret-Polastron et Auch jusqu'à Roquefort en passant par Cézán-Lavardens et Créon. Elle diviserait en deux cuvettes les pays gascons, l'une au Nord sur les frontières de la Gascogne et de l'Agenais, l'autre au Sud en avant des Pyrénées. Depuis longtemps déjà étaient connues trois saillies du Jurassique et du Crétacé à Cézán-Lavardens, à Créon<sup>7</sup> et à Roquefort; elles parlaient en faveur de cette hypothèse, et, antérieurement aux travaux de géophysique, Léon Bertrand, considérant la position avancée de la Montagne Noire, avait proposé d'y voir le début d'une longue apophyse du Massif central méridional qui s'enfoncerait en coin vers l'Ouest jusqu'au cœur des Pays aquitains<sup>8</sup>. Le forage 101 de Muret parut lui donner raison mais

6. A Audignon, en Chalosse, un forage a dépassé 3 000 mètres de profondeur à travers les terrains secondaires.

7. Les cartes géologiques au 80 000<sup>e</sup> (JACQUOT) ne mentionnent pas les affleurements du Jurassique à Créon non plus qu'à Cézán-Lavardens. Ils nous ont été signalés par R. Séronie-Vivien.

8. L. BERTRAND, *Histoire géologique du sol français*, Paris, 1956, t. II, p. 187.

Muret 102 orienta autrement les hypothèses; on imagina alors la faille de Villefranche prolongée. Sur l'axe des hauts fonds, entre Muret et Roquefort, les forages n'ont encore apporté aucune révélation au sujet du socle sinon que les terrains sédimentaires seraient de plus en plus épais quand on va vers l'Ouest. La grande cuvette que Léon Bertrand imaginait au Nord de l'axe Muret-Roquefort s'est trouvée fort réduite — si tant est qu'elle existe — par la découverte du socle granitique à faible profondeur sous Castelsarasin. Par contre, au Sud de l'axe médian supposé, il est à peu près certain que tout le socle ancien ne pourrait être atteint, sauf exception, qu'à de très grandes profondeurs. On s'explique par là que les plis d'intense serrage des Petites Pyrénées contenus très loin vers le Sud et écrasés contre la grande chaîne devant Pamiers aient pu s'épanouir en éventail vers le Nord-Ouest, depuis Boussens et Saint-Marcet jusqu'à Gensac; selon toute vraisemblance, le môle du socle ancien s'est ici très largement effacé.

Son influence ne se fait à nouveau sentir qu'à l'extrême Sud-Ouest du Bassin aquitain où le horst du Labourd constitue une sorte de large haut-fond s'avancant vers le Nord-Est. Il a exercé, croit-on, de fortes poussées vers les pays béarnais des Gaves. Aujourd'hui, c'est en fonction de cette puissante saillie du socle ancien que l'on interprète non seulement les plis et écaillés qui lui font cortège en arc-de-cercle vers l'Est-Nord-Est, à Isturits, mais aussi toute la série des plis du Flysch de part et d'autre de Saint-Palais. Plus loin encore, vers l'Est-Nord-Est, la poussée du Labourd commande les chevauchements de Sainte-Suzanne et d'Orthez; ils vont finalement se coucher, à Sauvelade, sur la molasse tertiaire qui recouvre au Sud-Ouest, les gisements de gaz de Lacq (*fig. 2*). Mais précisément, si les effets de la poussée du Labourd ont pu se répercuter si loin vers le Nord-Est, c'est que nous sommes dans un secteur d'avant-fosse où les sédiments plastiques sont très épais, le socle ancien s'affaissant à très grande profondeur<sup>9</sup>.

Il se pourrait toutefois que, entre la zone commingeoise où s'épanouissent les Petites Pyrénées et le secteur béarnais qui, à l'Est de Lacq, échappe à l'influence du socle labourdin, il y eût une région sous-pyrénéenne un peu plus rigide où le socle serait moins profond. C'est ainsi du moins que les géophysiciens et les géologues semblent vouloir interpréter le dispositif structural de la bordure pyrénéenne au droit de Tarbes. Les intrusions granitiques qui pénètrent les terrains crétacés de Bagnères, d'Orincles et d'Ossun, parlent en faveur d'une montée des roches cristallines du socle qui auraient contribué à indurer le bâti structural dans tout ce secteur. Des flexures ou fractures orientées Sud-Nord ont, en effet, rejoué, peut-être jusqu'à l'aube du Quaternaire, affectant toute la Basse-Bigorre de l'Arros et de l'Adour<sup>10</sup>. Ne faudrait-il pas les interpréter en fonction d'un

9. La formule proposée : « tectonique d'engloutissement » traduit bien cet effacement du socle qui s'abaisse. SCHOEFLER (J.), « Étude de la structure de Lacq ». *Journées d'études pétrolières* Bordeaux, 1957, p. 9-14.

10. Hypothèse formulée oralement (et avec réserves) par les géologues d'Esso Rep, mais qui pour nous se trouve confirmée par des considérations géomorphologiques exposées dans l'étude régionale (au chapitre qui concerne le piémont pyrénéen).

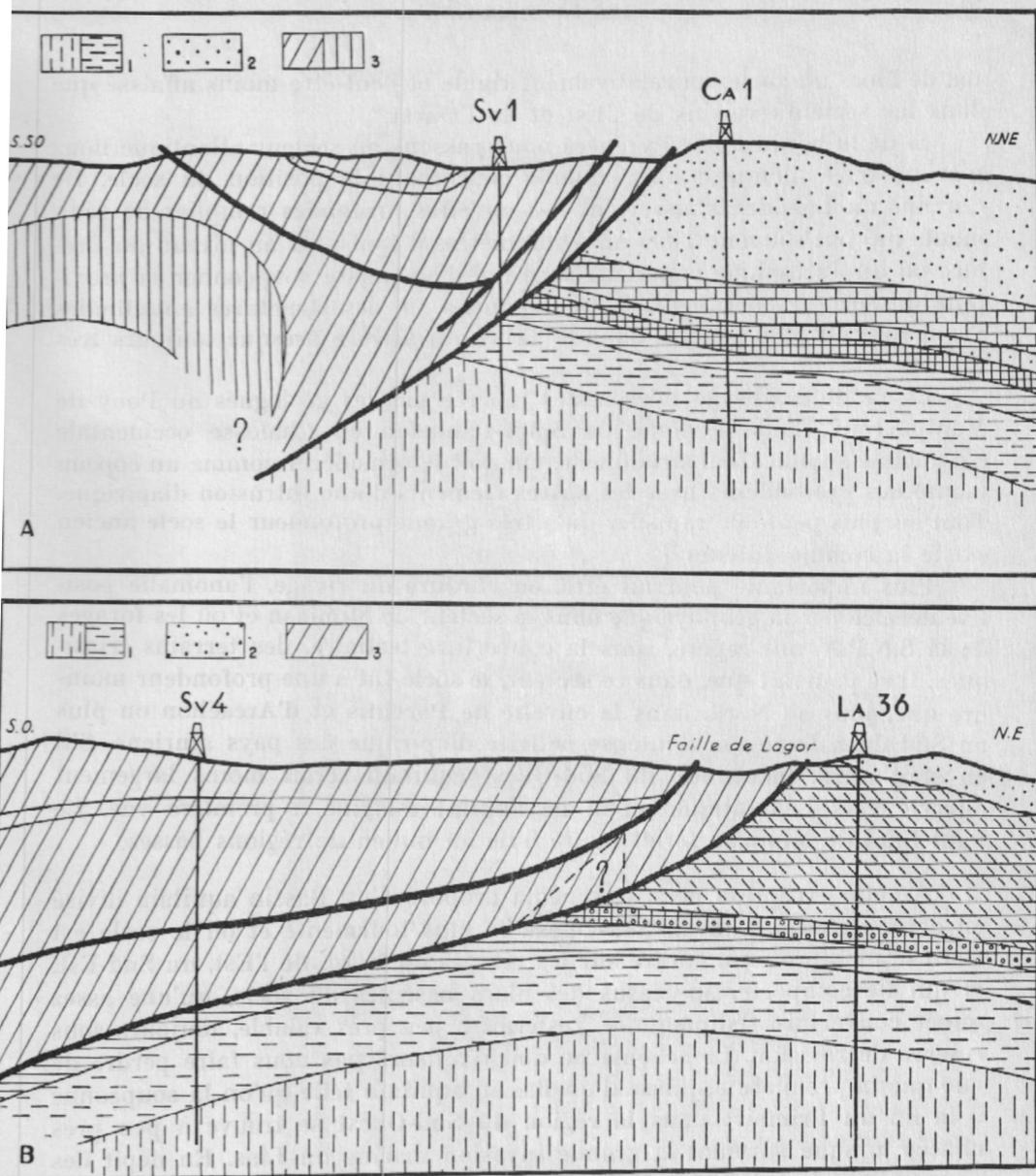


FIG. 2. — Le front de poussée nord-pyrénéen au voisinage de Lacq.  
(D'après les rapports de la S.N.P.A.). (J. SCHOEFFLER).

Dénomination des puits : SA : Sauvelade ; Ca Castetner ; La : Lacq. 1. Le réservoir de Lacq et sa couverture (Crétacé inférieur) ; 2. Molasse ; 3. Front de poussée pyrénéen, crétacé et tertiaire inférieur.

A. Coupe SSW-NNE dans le secteur Sauvelade-Castetner. Le synclinal de Sauvelade et l'anticlinal de Sainte-Suzanne (au SSW) ont été poussés vers le NE et chevauchent le dôme de Lacq, y compris la molasse très épaisse qui le recouvre à Castetner.

B. Coupe SW-NE dans le secteur Sauvelade-Lagor-Lacq. La poussée du front pyrénéen est encore plus accusée et le dôme de Lacq est largement recouvert par les plis déversés de Sauvelade.

Dans les deux coupes s'opposent :

— le dôme en place de Lacq, aux assises sédimentaires très peu déformées depuis le réservoir (1) jusqu'à la molasse (2).

— les plis chevauchants ou recouvrants de Sauvelade-Sainte-Suzanne (3) constitués par des assises du Crétacé et du Tertiaire inférieur déversées vers le Nord-Est.

jeu de blocs du socle, ici relativement rigide et peut-être moins affaissé que dans les secteurs voisins de l'Est et de l'Ouest ?

Si de la bordure des Pyrénées nous passons au secteur atlantique nous n'avons plus aucune donnée valable concernant la position du socle. De Carcans au Labourd s'inscrivent des cuvettes profondes remplies de sédiments qui ont souvent 3 000 ou 4 000 mètres d'épaisseur au niveau du Crétacé ou du Jurassique supérieur sans que l'on puisse soupçonner la proximité du socle ancien, les forages implantés sur les structures anticlinales ayant tout au plus pénétré dans le Trias qui s'avère presque toujours très épais <sup>11</sup>.

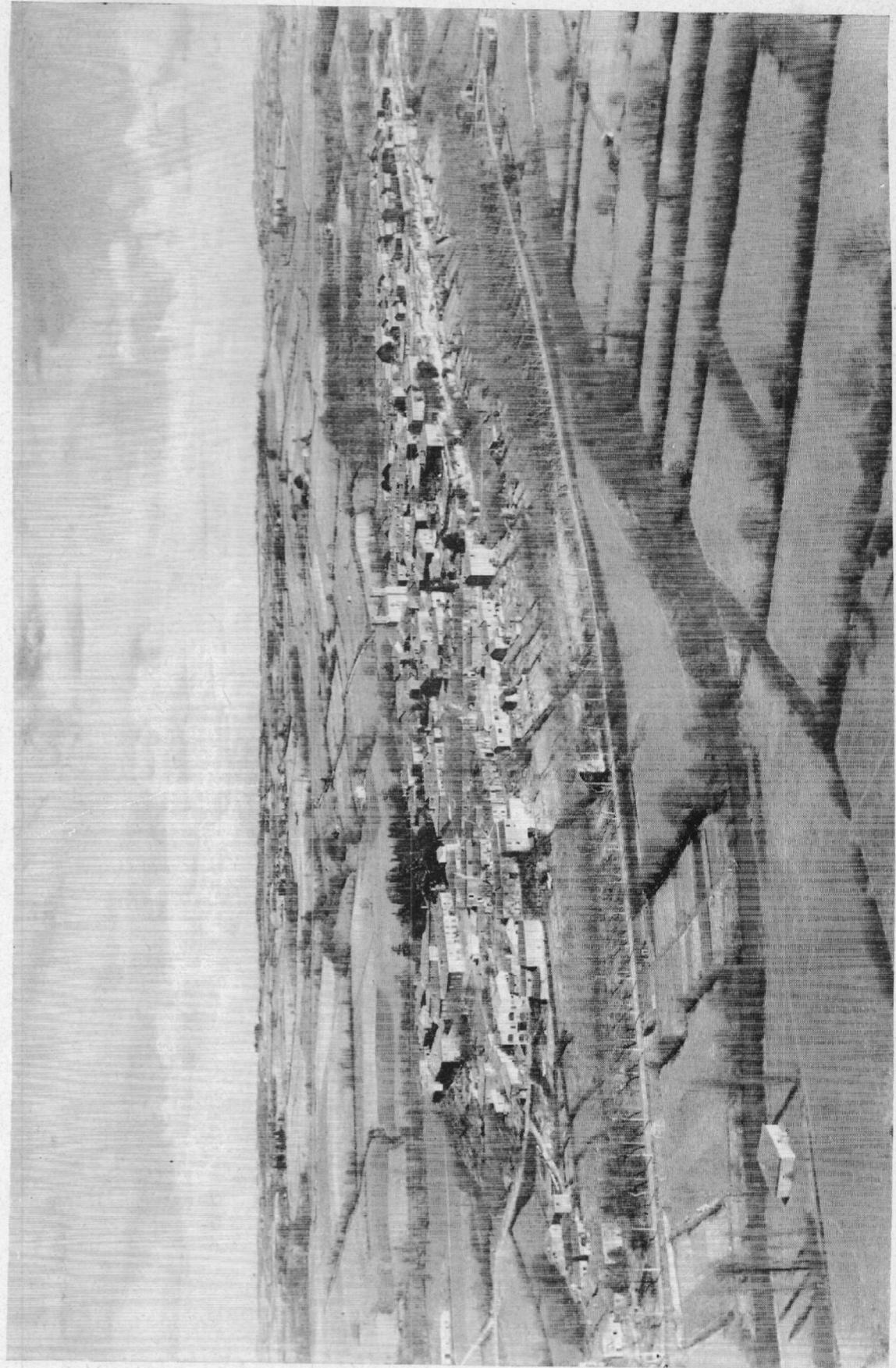
La petite écaille de talcschistes repérée par les géologues au Pouy de Montpeyroux dans le dôme de Saint-Pandelon en Chalosse occidentale n'a aucune signification structurale. On doit la considérer comme un copeau monté des profondeurs avec les autres éléments d'une intrusion diapirique. Tout au plus peut-elle rappeler qu'à très grande profondeur le socle ancien existe là comme ailleurs <sup>12</sup>.

Plus importante pourrait être, en bordure du rivage, l'anomalie positive décelée par la géophysique dans le secteur de Mimizan et où les forages de la S.N.P.A. ont repéré, sous la couverture tertiaire, des terrains triasiques. Il se pourrait que, dans ce secteur, le socle fût à une profondeur moindre que, plus au Nord, dans la cuvette de Parentis et d'Arcachon ou plus au Sud dans la région d'intense activité diapirique des pays aturiens. S'il en était ainsi, la cuvette du Sud-Ouest aquitain serait moins largement ouverte vers l'Atlantique qu'on ne l'aurait imaginé à première vue. Le haut fond de Mimizan ferait figure d'île au milieu de régions basses.

A cette exception près, le schéma proposé d'un Bassin aquitain divisé en deux secteurs, l'un au Sud-Ouest, le plus tourmenté et où le socle est aussi le plus profond, l'autre sur les marges du Nord, de l'Est, du Sud-Est, et qui ne comporte, au-dessus des blocs basculés du socle, qu'une assez mince couverture sédimentaire, resterait à peu près valable, toujours sous réserve de révision. Ce schéma ne doit d'ailleurs pas nous faire perdre de vue que la première esquisse d'un Bassin aquitain telle qu'on la soupçonne à la fin du Primaire dans la région du Sud-Ouest se trouve à peu près effacée lorsque survient la grande invasion marine du Lias. En dépit des phénomènes de subsidence qui ont prolongé l'orogénèse hercynienne depuis le Carbonifère supérieur jusqu'au Trias, il s'est produit, sous l'effet de l'érosion, une assez large égalisation des hauts fonds érodés et des fossés remblayés. Cette oblitération des reliefs d'âge hercynien aboutit à la « plaine préliasique » connue par les géologues dans l'Europe du Nord sous le nom de « Continent des nouveaux grès rouges ». Dans les Pays aquitains ce n'est peut-être là qu'une vue théorique; nous la retiendrons cependant pour souligner l'intensité de l'érosion qui régnait à la fin du Primaire et que traduisent les surfaces d'aplanissement conservés sous la couverture liasique.

11. Le Trias est connu à Roquefort sur 1 420 m d'épaisseur et cependant la sonde n'a pas atteint le plancher de l'étage.

12. On trouvera une excellente mise au point de la question dans : DAGUIN (F.), *L'Aquitaine occidentale*, ouvr. cité, p. 124-125.



*Valence-sur-Baïse* (le Nord est à gauche).

Paysage typique du Condomois dans un secteur où alternent les calcaires et les molasses. Au premier plan, fond alluvial de la vallée de la Baïse (prairies, aspect bocager). Au-delà de la rivière et de la route, l'éperon du plateau qui porte le bourg (bastide) de Valence. Il est formé par la plate-forme calcaire de l'Aquitanién supérieur (selon F. Crouzel il s'agit du calcaire gris de l'Agenais). Au-delà du bourg, la vallée de l'Auloue (la confluence se fait vers la gauche). Enfin au dernier plan, les vallonnements modelés dans les molasses. Ils montent vers un deuxième niveau calcaire que l'on devine en haut et à droite.

(Photo R. Delvert.)

2° *La couverture détritique post-hercynienne et la « pénéplaine préliasique »*

L'examen des données qui peuvent être recueillies sur la position du socle ancien dans les Pays aquitains nous a conduit à envisager l'existence d'un petit bassin hercynien dans la région comprise entre la bordure du Massif central et les hauts fonds de la Tour Blanche-Castelsarrasin. Peut-être s'agit-il plutôt de compartiments plus ou moins affaissés du socle, au-dessus desquels les dépôts détritiques du Permo-Trias, dont le type nous est fourni par le bassin de Brive, se sont accumulés parfois sur une grande épaisseur. Ils provenaient des massifs anciens voisins, aussi bien de ceux qui émergent au Nord et à l'Est que de ceux qui sont enfouis à l'Ouest et au Sud.

Un bassin beaucoup plus ample se dessine dans le Sud et l'Ouest aquitain. Les débris continentaux d'âge permien s'y accumulèrent tout d'abord puis il devint le lieu d'une intense sédimentation triasique de faciès germanique, les sédiments marins alternant avec les dépôts continentaux. Cependant aux approches des Pyrénées centrales et aussi vers le Massif central les sédiments d'origine marine se font plus rares. On peut donc, dans les mécanismes sédimentaires comme dans la structure, individualiser deux secteurs de remblaiement permo-triasique en Aquitaine : l'un de dimensions réduites en Périgord et Quercy où domine le Permien continental, l'autre plus large et plus profond en Gascogne et au Pays basque où le Trias de faciès germanique est prépondérant.

a) *Le bassin hercynien du Quercy-Périgord.*

La partie Nord du Bassin aquitain au-delà d'une ligne Nontron-Jarnac-Rochefort semble avoir constitué un domaine largement émergé et soumis à l'érosion jusqu'au moment où les mers liasiques vinrent recouvrir la pénéplaine post-hercynienne. Le forage de Rochefort a montré qu'à la base du Lias, vers 820 mètres, il n'y avait qu'une très faible épaisseur de Permo-Trias, environ une trentaine de mètres, au-dessus du socle rencontré à 850 mètres. Les sédiments permo-triasiques ne prennent de l'épaisseur qu'au Sud de Rochefort : ils ont été traversés sur 100 mètres à Jau près du Verdon, sur 200 mètres à Carcans et à Lamarque en Médoc.

Du côté du Limousin, tout comme en bordure du Massif armoricain, les dépôts du Lias sont très minces et en contact direct avec le socle. On peut en conclure que toute la région située au Nord de la Charente constitue une plateforme où le socle ancien était à peu près partout à découvert et soumis à l'érosion à la fin du Primaire et au début du Secondaire<sup>13</sup>. Cependant il n'est pas exclu, si des forages y sont implantés, qu'on puisse y découvrir de petits bassins permo-triasiques. Toutefois, la zone principale d'accumulation des débris de l'érosion post-hercynienne semble bien se situer plus au Sud, entre Jarnac-Cognac et la faille de Villefranche. Jusqu'à

13. Pour l'instant, le seul argument que l'on peut avancer à l'appui de cette hypothèse nous est fourni par les affleurements des couches liasiques très minces et en contact direct avec le socle.

une époque récente nous n'en connaissons que deux petits secteurs, l'un en bordure du Limousin dans le bassin de Brive, l'autre au contact de la faille de Villefranche, principalement dans les dômes de la Grésigne et de Castanet. Si nous avons là quelques larges affleurements, c'est que l'ancienne ordonnance structurale a été pratiquement inversée par les mouvements orogéniques tertiaires. A Brive, le long de la faille de Meyssac, tout un compartiment de l'ancien bassin hercynien a été soulevé et les Grès rouges supérieurs du bassin se trouvent portés à plus de 500 mètres d'altitude à la Ramière tandis que les Grès triasiques de Brive sont à moins de 100 mètres dans la vallée de la Corrèze. A la faveur de ce dérangement et des multiples fractures qu'il comporte, l'érosion a largement déblayé les grès de l'ancien bassin hercynien mais la région évidée de Brive ne correspond qu'à une petite partie de celui-ci, les compartiments soulevés étant restés en relief.

En Grésigne et à Castanet, on peut parler d'inversion structurale, les anciens bassins hercyniens remplis de matériaux relativement plastiques ayant donné naissance, par serrage, à de véritables dômes que l'érosion a facilement évidés en exploitant les fractures qui les fragmentent. L'inversion de relief due à l'érosion s'inscrit ici dans le cadre préparé par l'inversion structurale. Les grès rouges et les argiles feuilletées couleur lie-de-vin, montrent à vif leurs assises croulantes et ravinées. Même ruinés ces dômes permo-triasiques dont les couches aujourd'hui redressées s'étaient formées au pied des horsts du Ségala s'élèvent localement au-dessus du socle ancien, à Castanet par exemple.

On aimerait savoir à quel type structural profond se rattachent les dômes anticlinaux qui apparaissent en Quercy et en Périgord et que l'on retrouve jusqu'en Charente-Maritime. A ce sujet, le forage de la Tour-Blanche a quelque peu déçu, un horst du socle granitique ayant été rencontré sous la couverture des calcaires jurassiques. Par contre, à Campagnac-les-Quercy, sous une série jurassique analogue mais plus épaisse (1 442 m), la structure anticlinale a révélé aux foreurs un ancien bassin permo-triasique de type briviste avec un peu de Trias (146 mètres) puis une très forte épaisseur de Permo-Trias et de Permo-Carbonifère que la sonde a traversée sur 450 mètres sans atteindre le socle ancien. Toutefois nous ne pouvons préciser si la structure anticlinale correspond ici à un véritable dôme, de type Grésigne, ou s'il s'agit seulement d'un bloc basculé comme à la Ramière de Meyssac.

Pour toutes les autres structures anticlinales de la région : Miers-Gramat et Souillac en Quercy, Saint-Front-Sauveterre dans l'Agenais du Nord-Est, Saint-Cyprien et Mareuil en Périgord, Jonzac-Brouage et Jarnac-Cognac dans les Charentes, on peut hésiter à choisir, aucun sondage profond ne les ayant explorées, entre les trois styles définis à la Tour-Blanche, en Grésigne ou à la Ramière. Le forage de Campagnac a cependant le très grand mérite de démontrer qu'il existe des bassins permo-triasiques profonds du type Grésigne ou la Ramière dans tout ce secteur. Il y a donc de fortes chances pour que les poussées orogéniques du Tertiaire, prenant appui sur eux, les aient déformés, soit que les accidents tectoniques hercyniens de direction N.W.S.E. aient simplement rejoué, soit que des bombe-

ments de direction pyrénéenne (Est-Ouest) se soient formés sur les anciens bassins. Les deux influences ont d'ailleurs pu être conjuguées; dans la région complexe de Saint-Cyprien, c'est en ce sens qu'il faut sans doute interpréter les montées répétées du Jurassique et des premières couches du Crétacé, le long du grand accident de direction armoricaine qui recoupe les vallées de la Vézère et de la Dordogne.

b) *Le bassin hercynien du Sud-Ouest aquitain.*

La découverte du socle ancien, à faible profondeur sous la molasse tertiaire à Muret et plus au Sud à Lezat et à Trézières sous le Crétacé terminal pouvait faire penser que toute la partie orientale du Bassin aquitain était constituée par un socle ancien resté sans couverture jusqu'à l'extrême fin des temps secondaires. En 1957, le forage profond de Lavour a montré qu'il y avait, au Nord de la Montagne Noire, une annexe des bassins hercyniens du Périgord-Quercy ou de l'Aquitaine du Sud-Ouest. Dans une structure en dôme mise en évidence par la géophysique, la sonde implantée à Lavour a traversé 708 mètres de molasse puis elle est entrée dans une série triasique (331 mètres d'épaisseur) et permo-triasique (277 mètres); le Permien inférieur a été traversé ensuite sur 333 mètres et le Permo-Carbonifère sur 96 mètres avant d'atteindre le socle. C'est dire que le bassin posthercynien de Lavour a été rempli par plus de 1 000 mètres de sédiments constitués pour la plus grande part de matériaux détritiques venus des massifs anciens voisins où l'érosion modelait la pénéplaine posthercynienne.

Nous ne savons pas encore si ce bassin peu étendu mais assez profond s'ouvre en direction de la Gascogne entre les hauts fonds de Muret et ceux de Castelsarrasin. C'est assez probable, encore que le rôle éventuel de la faille de Villefranche n'ait pu être précisé dans cette région. Nous retrouvons en effet une série permo-carbonifère que complète le Trias dans la région d'Avensac entre Beaumont-de-Lomagne et Mauvezin. Sous 639 mètres de molasse et une série très incomplète de Crétacé (Sénonien) reposant sur le Lias, la sonde a atteint les formations triasiques vers 1 340 mètres. Elle a traversé ensuite 350 mètres de Trias et 500 mètres de Permo-Trias puis du Permo-Carbonifère sans atteindre le socle. Tout ceci apparente assez étroitement la région d'Avensac à celle de Lavour, à cette différence près que, dans la région de Lavour, les sédiments posthercyniens n'ont pas été recouverts par les mers liasiques<sup>14</sup>.

La même structure en bassin semble se poursuivre dans l'Agenais méridional (Caudecoste) et sud-occidental (Bouglon) où le Trias et le Permo-Carbonifère ont été traversés sur de fortes épaisseurs. Mais au Sud de la Garonne dans tous les pays gascons, landais et aturiens nous n'avons aucun forage qui dépasse le Trias. Pas plus que pour le socle, nous ne pouvons ici rien préciser au sujet de la première couverture posthercy-

14. Il faut aussi ajouter que la structure d'Avensac a été fortement tectonisée et que les assises du Lias sont injectées d'argiles rouges, d'anhydrite et d'ophite du Trias, ce qui apparenterait le dôme souterrain aux plis diapirs du Bas-Adour.

nienne. Il y a cependant tout lieu de penser que des forages très profonds rencontreraient le Permo-Trias et le Permo-Carbonifère un peu partout dans cette région. L'hypothèse est d'autant plus vraisemblable que tout le Sud-Ouest aquitain s'est révélé d'une extraordinaire sensibilité aux poussées orogéniques et que, pour une part, cette plasticité semble pouvoir être rapportée à la présence en profondeur d'une très épaisse série de couches détritiques prétriasiques mal consolidées.

Il est vrai qu'à lui seul le Trias y suffirait. Sa puissance est souvent considérable (plus de 1 500 mètres à Roquefort) et son faciès le plus commun, de type germanique, comporte d'épaisses séries salifères et argileuses. Le diapirisme intense du secteur aturien, mais aussi celui moins accusé qui se manifeste un peu partout dans le Sud-Ouest des Pays aquitains, porte témoignage de l'ampleur des formations triasiques plus encore que les résultats probants mais isolés des forages. A mesure que sont mieux connues les structures anticlinales décelées par la géophysique, la notion de bassin triasique, ou mieux de bassin posthercynien sud-aquitain, se trouve précisée<sup>15</sup>. Nous savons par ailleurs que ce bassin s'étendait au Pays basque<sup>16</sup> mais aussi que le faciès germanique n'avancé que timidement en bordure des Pyrénées centrales et en direction du Massif central. En fonction de ces données, peut-être faudrait-il se représenter le bassin posthercynien du Sud-Ouest comme une zone de subsidence centrée sur les pays aturiens et se prolongeant assez largement en pays basque mais passant à des zones marginales vers le Sud-Est et le Nord-Est.

Dans le domaine géomorphologique, l'importance des formations triasiques incluses dans les structures du Sud-Ouest aquitain se mesure beaucoup plus en fonction de la tectonique dont elles conditionnent le style en diapirs que d'après les affleurements toujours très réduits. Antérieurement aux grands forages, on ne pouvait directement rapporter à l'influence triasique que les pointements des diapirs aturiens ayant atteint la surface comme ceux de Dax, Bastennes, Salies et Bayonne. On savait qu'ils conditionnaient pour une large part le tracé du réseau hydrographique dans les pays du Bas-Adour; souvent même le relief heurté et disséqué de cette région, à la tectonique extrêmement tourmentée, était en rapport direct avec les diapirs triasiques évidés (Salies). Grâce aux forages, nous pouvons préciser aujourd'hui que le grand dôme créacé d'Audignon ou ceux plus discrets de Roquefort et Cézán-Lavardens sont en rapport avec des phénomènes semi-diapiriques dont le Trias est en partie responsable. Il en est de même dans les Petites Pyrénées à Saint-Marcet et à Gensac où l'on peut imaginer, sous les plis du calcaire créacé qui affleure, des montées

15. Parmi les forages qui ont atteint le Trias citons, à l'Est, Auch (1 200 m), Bordères (1 820 m), Nogaro (2 600 m), Garlin (1 960 m), Antin (1 904 m) et Saint-Médard (1 724 m). Au Sud-Est le Trias existe aussi à Saint-Marcet; à l'Ouest en dehors des dômes diapiriques connus, le forage de Bias près de Mimizan a atteint le Trias à 2 048 m. De ce côté le vrai problème — mais on n'a encore à peu près pas de données — est celui des rapports de la fosse de Biscaye et du domaine épicontinental aquitain. Un abrupt de plusieurs milliers de mètres limite cette dernière vers l'Ouest sans que l'on puisse dire s'il s'agit d'un trait ancien et, en particulier, s'il remonte aux temps hercyniens.

16. Voir à ce sujet les nombreuses publications de P. LAMARE.

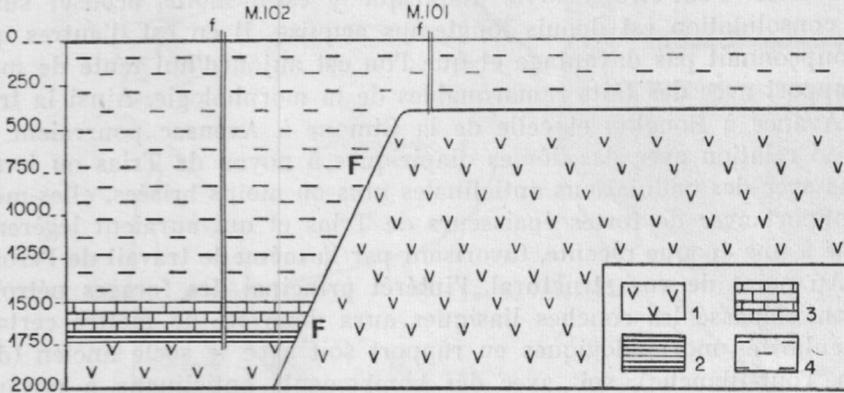


FIG. 3. — Schéma structural de la région de Muret (Haute-Garonne).

1. Socle ancien ; 2. Lias et Jurassique inférieur ; 3. Jurassique moyen et supérieur ; 4. Molasse tertiaire ; F, faille.

A Muret 101 le socle est proche de la surface (400 mètres) ; il est très profond à Muret 102. On peut penser qu'une faille sépare les deux secteurs. Elle a joué une première fois lors du dépôt des terrains jurassiques et une deuxième fois au cours du Tertiaire. Cependant, en surface, rien ne dénonce cet accident.

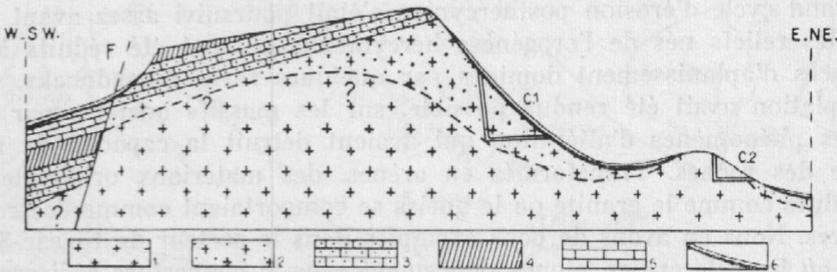


FIG. 4. — Contact du socle ancien et de la couverture liasique à la Picardie près de Nontron (schéma.)

1. Granite sain ; 2. Granit pourri ; 3. Grès de l'Infra-Lias ; 4 et 5 : calcaires du Lias ; 6. Coulées d'arènes granitiques (leur départ est visible sur le terrain dans la carrière C1).

C1 et C2. Carrières - F, faille.

Le granite pourri joue le rôle d'une roche tendre ; on a donc une sorte de cuesta où les grès infra-liasiques donnent le couronnement du front de la côte au-dessus du granit. Celui-ci était certainement altéré lors du dépôt des grès qui ont fossilisé le modelé du socle ancien.

diapiriques du Trias. Par contre, des structures à noyau triasique parfaitement ensevelies sous la molasse comme celles de Garlin, Saint-Médard ou Antin n'ont aucune influence notable sur le relief de la région où on les a découvertes. Peut-être le style diapirique y est-il moins accusé; surtout leur consolidation est depuis longtemps acquise. Il en est d'autres qu'on ne soupçonnait pas davantage et que l'on est aujourd'hui tenté de mettre en rapport avec des faits remarquables de la morphologie. Ainsi la trouée de l'Avance à Bouglon et celle de la Gimone à Avensac pourraient bien être en relation avec des dômes diapiriques à noyau de Trias ou tout au moins avec des ondulations anticlinales plus ou moins brisées, elles-mêmes en rapport avec de fortes épaisseurs de Trias et qui auraient légèrement rejoué à une époque récente, favorisant par là même le travail de l'érosion.

Au point de vue structural, l'intérêt principal des forages pétroliers qui ont dépassé les couches liasiques aura donc été de mettre certaines particularités morphologiques en rapport soit avec le socle ancien (dôme de la Tour-Blanche), soit avec des bombements anticlinaux à noyau de Trias (Roquefort). Ainsi non seulement des faits nouveaux entrent en ligne de compte dans les analyses morphologiques mais, sur un plan plus général, nous sommes conduits à faire plus de place aux données structurales et en particulier à la tectonique récente dans les Pays aquitains. Alors que les géologues de la génération antérieure s'étaient à peu près unanimement refusés à tracer le moindre accident dans les pays à couverture tertiaire, nous pouvons dès maintenant faire état de flexures ou de déformations tectoniques pour interpréter le relief de cette même région <sup>17</sup>.

### c) *La pénéplaine préliasique.*

Au moment où la transgression liasique qui s'effectue, semble-t-il, à partir de la Méditerranée va couvrir les bassins hercyniens de l'Aquitaine, le grand cycle d'érosion posthercynien s'était poursuivi assez avant pour que les reliefs nés de l'orogénèse hercynienne eussent été réduits à des surfaces d'aplanissement dominés par quelques rares monadnocks. Cette pénéplation avait été rendue possible, sur les massifs anciens, par d'intenses phénomènes d'altération qui avaient détruit la capacité de résistance des roches. Transformés en arènes, des matériaux originellement très durs comme le granite ou le gneiss se comportaient comme des roches tendres. Nous en avons de bons exemples dans le secteur de Figeac-Saint-Céré où le socle ancien plonge doucement sous la couverture sédimentaire au lieu de disparaître brusquement le long d'une faille comme à Brive ou à Villefranche. De petits bassins permo-triasiques s'intercalent à Aignac et Lacapelle-Marival entre le massif ancien et la couverture liasique. On

<sup>17</sup>. Nous devons nous borner ici à noter les traits généraux; l'étude géologique détaillée des structures diapiriques ne saurait trouver place dans notre rapide exposé d'ensemble. Aussi bien a-t-elle été largement exposée par J. DUPOUY-CAMET dans son ouvrage sur les accidents triasiques du Sud-Ouest de l'Aquitaine. *B.S.C.G.F.*, Paris, 1932, n° 233, 87 p., 8 cartes h.t. On y trouvera une bibliographie méthodique très fournie (225 numéros) et à jour jusqu'en 1931. On pourra la compléter avec les publications des sociétés pétrolières surtout celles de la R.A.P., d'Esso Rep et de la S.N.P.A.

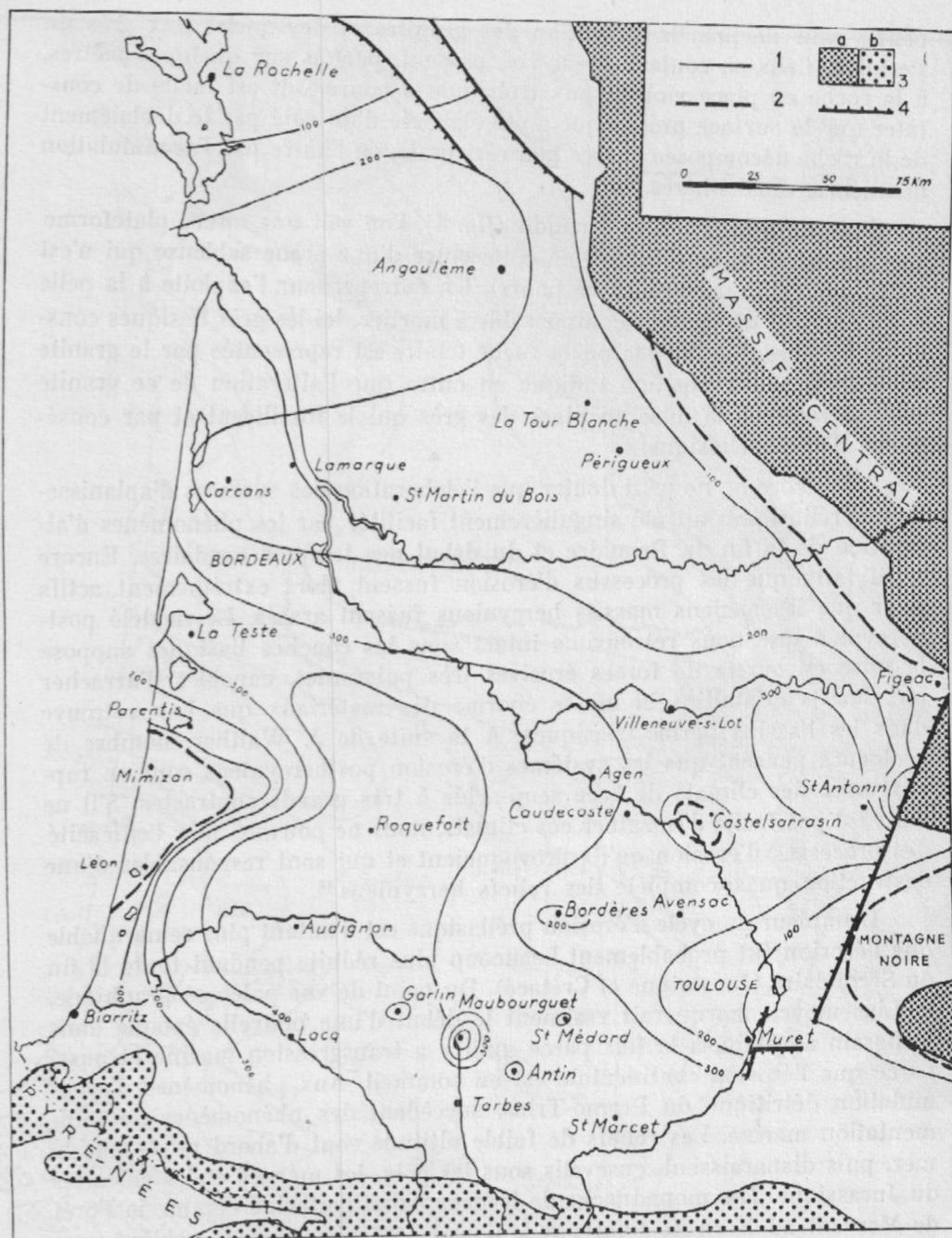


FIG. 5. — Le Lias et le Jurassique inférieur dans le Bassin d'Aquitaine.

(D'après E. BONNARD, A. DEBOURLE, H. HLAUSCHEK, P. MICHEL, V. PEREBASKINE, J. SCHOEFFLER, R. SÉRONIE-VIVIEN, A. VIGNEAUX.)

1. Lignes donnant l'épaisseur moyenne des couches du Lias et du Jurassique inférieur (isopaques) ; 2. Limite des assises du Lias et du Jurassique inférieur ; 3 a) Massif central ; 3 b) zone axiale des Pyrénées ; 4. Principales failles.

On notera les hauts fonds de Mimizan et de Castelsarrasin. Au Nord-Est de Muret, deux failles déterminent la position haute du socle. La cuvette liasique du Quercy méridional n'est pas connue par des sondages mais les affleurements du secteur oriental laissent deviner son ampleur.

peut y voir de près la transition des granites et des gneiss aux grès du Permien. Ceux-ci, couleur lie-de-vin, passent, parfois sur quelques mètres, à la roche en place violette aux trois-quarts pourrie. Il est facile de constater que la surface préliasique a été élaborée d'un côté par le déblaiement de la roche décomposée et très peu résistante, de l'autre par l'accumulation des débris ainsi libérés.

Près de Nontron, à la Picaudie (*fig. 4*), l'on voit une mince plateforme de grès infraliasiques former la couverture d'une arène sableuse qui n'est autre que du granite en place pourri. Un entrepreneur l'exploite à la pelle sur 30 mètres de hauteur comme sable à mortier. Ici les grès liasiques constituent un front de cuesta où la roche tendre est représentée par le granite décomposé. Leur position indique en outre que l'altération de ce granite est antérieure à la mise en place des grès qui le fossilisent et par conséquent d'âge préliasique.

Là encore on ne peut douter que l'élaboration des surfaces d'aplanissement préliasiques ait été singulièrement facilitée par les phénomènes d'altération de la fin du Primaire et du début des temps secondaires. Encore a-t-il fallu que les processus d'érosion fussent alors extrêmement actifs pour que les anciens massifs hercyniens fussent arasés. Le modelé posthercynien que nous retrouvons intact sous les couches liasiques suppose la mise en œuvre de forces érosives très puissantes, capables d'arracher aux horsts cristallins la masse énorme des matériaux que l'on retrouve dans les bassins permo-triasiques. A la suite de J. Walther, nombre de géologues pensent que les systèmes d'érosion posthercyniens sont en rapport avec des climats de type semi-aride à très grands contrastes. S'il ne nous est pas facile d'imaginer ces climats, nous ne pouvons nier l'efficacité des processus d'érosion qu'ils provoquaient et qui sont responsables d'une destruction quasi-complète des reliefs hercyniens<sup>48</sup>.

L'ampleur du cycle d'érosion préliasique est d'autant plus remarquable que l'érosion fut probablement beaucoup plus réduite pendant toute la fin du Secondaire (Jurassique et Crétacé). Du point de vue paléo-géographique, le Lias moyen marquerait vraiment le début d'une nouvelle époque dans le Bassin aquitain, à la fois parce qu'il y a transgression marine et aussi parce que l'érosion continentale est en sommeil. Aux phénomènes d'accumulation détritique du Permo-Trias, succèdent des phénomènes de sédimentation marine. Les reliefs de faible altitude sont d'abord noyés par la mer, puis disparaissent, ensevelis sous les grès, les marnes et les calcaires du Jurassique. Les monadnocks de la pénéplaine poitevine comme la Forêt de Mervent au Nord de Fontenay-le-Comte sont alors cernés par les eaux et leur pied est fossilisé par les sédiments marins. Le sommet du massif de Mervent ne fut sans doute pas couvert par les eaux; il ne fut pas non

48. Voir J. WALTHER, *Das Gesetz des Wüstenbildung*, Stuttgart, 1924, et aussi G. GIGNOUX, *Géologie stratigraphique*, Paris, 4<sup>e</sup> éd., 1949, p. 304. On admet en outre que la flore continentale était alors très pauvre en espèces capables de conquérir les terres émergées et que le sol se trouvait très mal protégé contre l'érosion. Nous insistons cependant sur le fait que la « pourriture violette » avait préparé les matériaux; les systèmes d'érosion prenaient à parti des roches tendres, granite, schistes ou gneiss arénisés et kaolinisés.

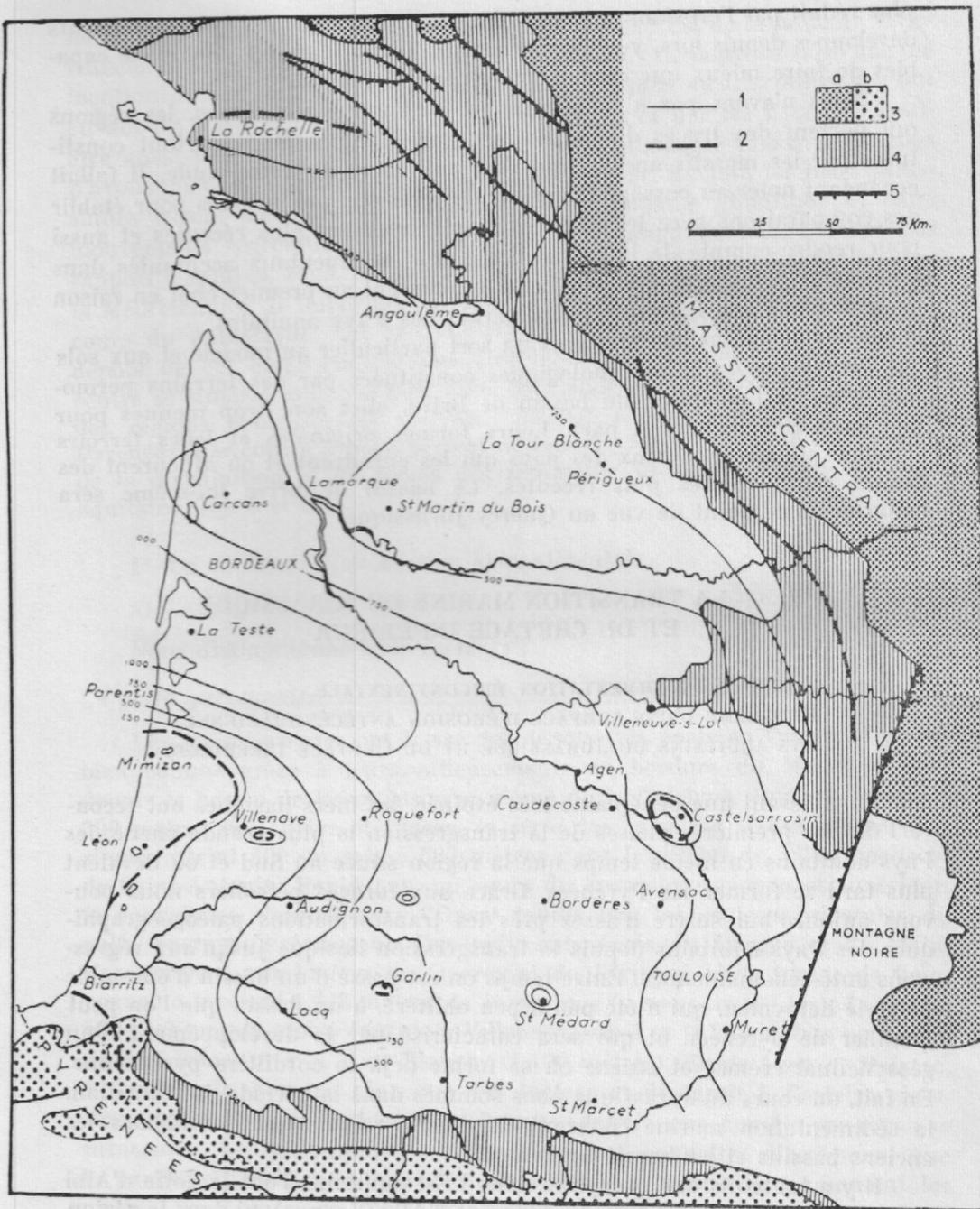


FIG. 6. — Le Jurassique moyen est supérieur dans le Bassin d'Aquitaine.

(D'après E. BONNARD, A. DEBOURLE, H. HLAUSCHIEK,  
P. MICHEL, V. PEREBASKINE, J. SCHOEFFLER, R. SÉRONIE-VIVIEN, A. VIGNEAUX.)

1. Lignes d'égale épaisseur moyenne (isopaques) du Jurassique moyen et supérieur ;
2. Limite des assises du Jurassique moyen et supérieur ; 3 a) Massif central et massif armoricain ; 3 b) Pyrénées (zone axiale) ; 4. Zones d'affleurement des assises jurassiques ; 5. Failles.

On notera la persistance des hauts fonds de Mimizan et de Castelsarrasin. Les cuvettes se situent dans la région de l'Ouest (La Teste), en Gascogne et à Lacq .

plus réduit par l'érosion, ce qui tendrait à prouver que les systèmes érosifs développés depuis lors, y compris ceux du Tertiaire, n'ont jamais été capables de faire mieux que ceux de l'époque préliasique.

Nous n'avons pas à nous attarder ici sur ces problèmes, les régions qui portent des traces d'aplanissement préliasiques étant surtout constituées par les massifs anciens qui sont en dehors de notre étude. Il fallait cependant noter au passage l'ampleur des érosions préliasiques pour établir des comparaisons avec les surfaces d'aplanissement plus récentes et aussi pour rendre compte de la masse des débris continentaux accumulés dans les bassins hercyniens qui, eux, nous intéressent au premier chef en raison de leur rôle dans l'évolution structurale des Pays aquitains.

Nous ne ferons pas non plus un sort particulier au modelé et aux sols des petites provinces morphologiques constituées par des terrains permotriasiques. A l'exception du bassin de Brive, elles sont trop menues pour mériter d'être traitées à part. Leurs formes originales et leurs terroirs seront examinés avec ceux des pays qui les encadrent et où affleurent des assises sédimentaires plus récentes. Le bassin de Brive lui-même sera rattaché de ce point de vue au Quercy jurassique.

## II. — LA TRANSITION MARINE DU JURASSIQUE ET DU CRÉTACE INFÉRIEUR

### SÉDIMENTATION ÉPICONTINENTALE, PROBLÈME D'UNE SURFACE D'ÉROSION ANTÉCÉNOMANIENNE, PAYS AQUITAINS DU JURASSIQUE ET DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR.

Envahissant une pénéplaine très évoluée, les mers liasiques ont recouvert dès les premières phases de la transgression la plus grande partie des Pays aquitains en même temps que la région située au Sud et où devaient plus tard se former les Pyrénées. Grâce aux forages pétroliers nous pouvons aujourd'hui suivre d'assez près les transformations paléogéographiques des Pays aquitains depuis la transgression liasique jusqu'aux régressions anté-cénomaniennes. Entre temps on est passé d'un dessin d'ensemble de style hercynien, qui a été peu à peu oblitéré, à un dessin que l'on peut qualifier de pyrénéen et qui sera caractérisé par le développement d'un géosynclinal crétacé et éocène où se forme déjà la cordillère pyrénéenne. En fait, au cours du Jurassique nous sommes dans la période de transition, la sédimentation marine couvrant de dépôts relativement uniformes les anciens bassins et les horsts hercyniens.

Il y a toutefois une exception dans l'Est aquitain. Tout le golfe d'Albi reste émergé. Ni aux mines de Carmaux et d'Albi (Cagnac), ni dans la région de Réalmont ou de Castres nous ne trouvons de dépôts marins du Jurassique. On n'en a pas rencontré non plus au centre de la cuvette albigeoise à Lavaur (forage); au Sud de la Montagne Noire et jusqu'aux Pyrénées (forages de Lezat et de Tréziers) le Jurassique est encore absent. Peut-être faut-il tenir compte ici que les sondes ont été implantées sur des structures anticlinales et qu'on n'a aucune donnée sur les zones basses. De toute ma-

nière, pour l'instant, nous devons considérer que, à l'Est de la faille de Villefranche prolongée vers Muret et les Pyrénées, nous ne pouvons faire aucune mention de terrains jurassiques. Les mers liasiques méditerranéennes ont envahi les Pays aquitains par le golfe de Rodez et par les Pyrénées peut-être aussi par un couloir situé au Sud de la Montagne noire, mais nous n'avons aucune preuve de l'existence de ce dernier. En fait, les mers jurassiques eurent très vite des liaisons avec le domaine atlantique et leurs mouvements régressifs ou transgressifs se réglèrent de bonne heure par rapport à celui-ci. Puis, au Jurassique supérieur, le contact fut perdu avec la Méditerranée. Il importait de souligner le changement ainsi survenu au cours du Jurassique. On en retiendra qu'il nous interdit de définir les dépôts de cet étage comme une simple auréole épicontinentale dont le centre se situerait quelque part dans les Landes et les bordures au contact des régions continentales voisines : Massif armoricain, Massif central, Pyrénées. Par contre il nous permet de rendre compte, pour une large part, de la distribution et du faciès des sédiments jurassiques dans les Pays aquitains (fig. 5 et 6).

### 1° *La sédimentation marine épicontinentale.*

#### a) *Les dépôts jurassiques.*

Nous distinguerons trois secteurs :

#### *Le golfe quercynois.*

Les mers liasiques ont laissé des dépôts très épais en Quercy. Ils sont bien connus grâce à leurs affleurements en bordure du Massif central depuis le bassin de Brive jusqu'au dôme de la Grésigne. Épaisse de 200 à 300 mètres vers Brive et Figeac, la série des calcaires et des marnes liasiques atteint 400 ou même 500 mètres dans la région de Villefranche et de Saint-Antonin. Peu à peu, au cours du Jurassique moyen et supérieur, la subsidence s'accuse vers l'Ouest tandis que les régions orientales du golfe quercynois émergent. Des sédiments épais du Dogger et du Malm s'accumulent aux lisières du Quercy et du Périgord où le forage de Campagnac a traversé 1 442 mètres de Jurassique (y compris le Lias). La même série est un peu moins fournie à Villeneuve-sur-Lot (1 230 mètres au forage de Soubirous) et à la Tour-Blanche (1 100 mètres). Entre Agen et Moissac, à Caudecoste, elle n'a plus que 469 mètres et disparaît à Castelsarrasin. Nous pouvons donc, grâce à ces forages, définir une cuvette quercynoise jurassique. Les affleurements ne nous en font connaître directement que la partie orientale mais nous voyons assez bien maintenant comment les assises jurassiques se développent sous le Périgord crétacé et comment elles se raccordent au secteur charentais et poitevin.

#### *La plateforme charentaise et poitevine.*

Les mers liasiques n'ont laissé que des sédiments très minces, grès, calcaires et marnes, sur le socle ancien au Nord de la Charente. A Rochefort, les forages n'ont traversé qu'une centaine de mètres de terrains du

Lias; ils finissent en biseau vers le Confolentais et la Vendée. Au Jurassique moyen, un large golfe se dessine dans le Sud des Charentes et peu à peu la subsidence s'accuse, au Jurassique supérieur, dans le secteur de Royan. Il s'y dépose surtout des calcaires marneux. Au total, la série jurassique représente 820 mètres à Rochefort et un millier de mètres à la pointe nord du Médoc (forage de Jau). Elle est par contre un peu plus mince vers Libourne (forage de Saint-Martin-du-Bois), en Haut-Médoc (Lamarque) et dans les Landes médocaines (Carcans).

La cuvette de la Saintonge du Sud et de la pointe du Médoc resta sous les eaux jusqu'à la fin du Jurassique. Aussi la série sédimentaire, faite de calcaires et de marnes, est-elle complète pour cet étage jusqu'au Portlandien supérieur. Elle s'achève par le faciès lagunaire purbeckien, ce qui nous permet de préciser que le retrait des mers jurassiques s'est effectué vers l'Ouest à hauteur de l'estuaire girondin. Les eaux marines n'y reviendront qu'au Crétacé supérieur.

#### *La cuvette landaise et gasconne.*

Dans le Sud du bassin, les mers liasiques, en liaison avec la Méditerranée par la région qu'occupent aujourd'hui les Pyrénées centrales et orientales, ont envahi presque toute la cuvette gasconne. Peu à peu, au cours du Jurassique moyen, dans cette cuvette, la zone de subsidence se déplace vers les Landes centrales et la région d'Arcachon; au Jurassique supérieur, c'est autour de Parentis que les eaux marines se maintiennent le plus longtemps et qu'elles laissent les plus grandes épaisseurs de sédiments tandis que les régions gasconnes du Sud-Est ont été émergées d'assez bonne heure, la liaison étant alors perdue avec la Méditerranée (*fig. 5 et 6*).

Au total l'épaisseur du Jurassique peut atteindre 2 000 mètres dans la région comprise entre l'Armagnac et Arcachon; le seul Jurassique supérieur mesure plus de 1 000 mètres à La Teste. On note encore 1 100 mètres pour tout le Jurassique à Auch et 780 mètres à Cézán-Lavardens. La série jurassique est encore complète jusqu'au Portlandien supérieur au Sud-Est de Muret (forage 102) mais elle n'a qu'une faible épaisseur, du moins pour le Dogger et le Malm qui n'ont ensemble que 190 mètres. Le Jurassique moyen et supérieur manquent même complètement en Lomagne, à Avensac et à Castelsarrasin 102. Par contre, le Lias est présent et il mesure à lui seul 635 mètres à Avensac.

Nous avons déjà noté que le Jurassique n'existe ni à Muret 101 ni à Castelsarrasin 101. Cependant il se pourrait qu'entre ces deux points une traînée de terrains liasiques relie Avensac et le bassin gascon à la Grésigne et au bassin jurassique du Quercy.

#### *Le Sud-Ouest.*

Vers le Sud et le Sud-Ouest, le bassin jurassique gascon était assez largement ouvert en direction des Pyrénées. Toutefois les sédiments sont moins épais et les séries moins suivies dans les pays asturiens qu'en Gascogne. Antérieurement aux recherches pétrolières, les géologues étaient même tentés de considérer que, après la grande transgression liasique, les

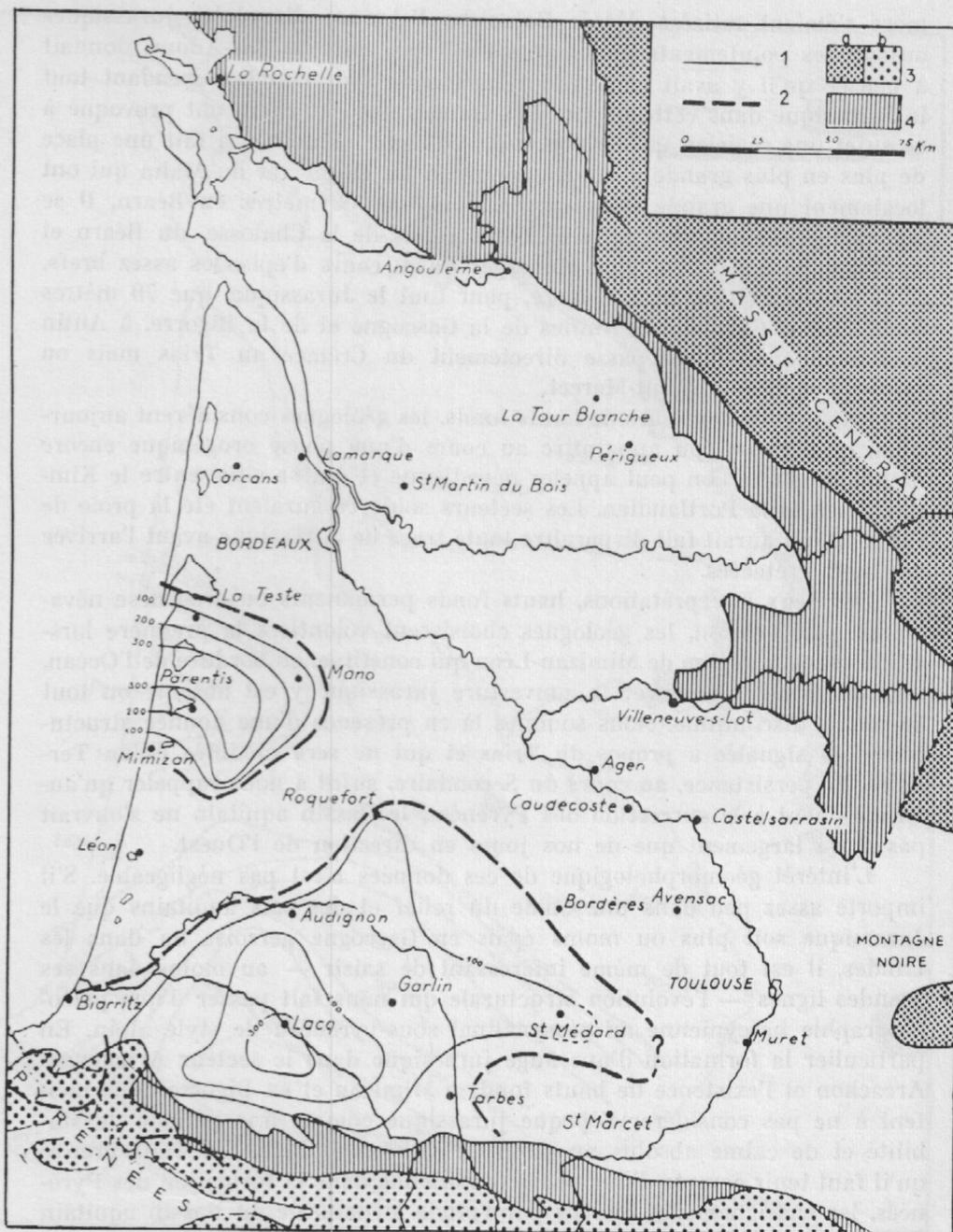


FIG. 7. — Le Crétacé inférieur (Néocomien) dans le Bassin d'Aquitaine.

(D'après E. BONNARD, A. DEBOURLE, H. HLAUSCHKE,

P. MICHEL, V. PEREBASKINE, J. SCHOEFFLER, R. SÉRONIE-VIVIEN, A. VIGNEAUX.)

1. Lignes d'égale épaisseur moyenne (isopaques) des terrains du Néocomien ; 2. Limite des assises du Néocomien ; 3 a) Massif central ; 3 b) Pyrénées (zone axiale) ; 4. Zone d'affleurement des terrains jurassiques.

On notera la présence des deux cuvettes de Parentis et de Lacq. Elles se sont révélées intéressantes pour la production du pétrole et du gaz.

mers s'étaient retirées dès le Bajocien; l'absence d'auréoles jurassiques autour des pointements diapiriques du Trias, dans le Bas-Adour, donnait à penser qu'il y avait une grande lacune de sédimentation pendant tout le Jurassique dans cette région. Les forages des pétroliers ont provoqué à ce sujet une révision qui se poursuit. A l'heure actuelle, on fait une place de plus en plus grande à la sédimentation du Dogger et du Malm qui ont localement une grande épaisseur, parfois 400-600 mètres en Béarn. Il se pourrait cependant que certains hauts fonds de la Chalosse, du Béarn et du Pays basque n'aient été submergés qu'au cours d'épisodes assez brefs. C'est ainsi qu'on ne trouve guère, pour tout le Jurassique, que 70 mètres de brèches à Garlin. Aux limites de la Gascogne et de la Bigorre, à Antin et à Maubourguet on passe directement du Crétacé au Trias mais on retrouve le Lias à Saint-Marcet.

Au sujet de ces zones de hauts fonds, les géologues considèrent aujourd'hui qu'elles ont pu apparaître au cours d'une phase orogénique encore mal connue que l'on peut appeler névadienne et qui se situe entre le Kimmeridgien et le Portlandien. Les secteurs soulevés auraient été la proie de l'érosion qui aurait fait disparaître toute trace de Jurassique avant l'arrivée des mers crétacées.

Des deux interprétations, hauts fonds permanents ou orogénèse névadienne puis érosion, les géologues choisissent volontiers la première lorsqu'on gagne la région de Mimizan-Léon qui constitue, en bordure de l'Océan, un large secteur soulevé; la couverture jurassique y est absente ou tout au moins discontinue. Nous sommes là en présence d'une donnée structurale déjà signalée à propos du Trias et qui ne sera modifiée qu'au Tertiaire. Sa persistance, au cours du Secondaire, suffit à nous rappeler qu'antérieurement à la surrection des Pyrénées, le Bassin aquitain ne s'ouvrait pas aussi largement que de nos jours en direction de l'Ouest.

L'intérêt géomorphologique de ces données n'est pas négligeable. S'il importe assez peu dans une étude du relief et des sols aquitains que le Jurassique soit plus ou moins épais en Gascogne gersoise ou dans les Landes, il est tout de même intéressant de saisir — au moins dans ses grandes lignes — l'évolution structurale qui nous fait passer d'une paléogéographie hercynienne au géosynclinal sous-pyrénéen de style alpin. En particulier la formation d'une auge jurassique dans le secteur Armagnac-Arcachon et l'existence de hauts fonds à Mimizan et en Bigorre nous incitent à ne pas considérer l'époque jurassique comme une période de stabilité et de calme absolu au point de vue orogénique. S'il était prouvé qu'il faut tenir compte d'une phase névadienne dans la formation des Pyrénées, les enseignements fournis par l'étude structurale du Bassin aquitain dépasseraient même le cadre proprement régional.

#### b) *Les dépôts marins du Crétacé inférieur.*

Les Pays aquitains furent presque entièrement évacués par les mers jurassiques au Portlandien supérieur. Les faciès lagunaires qui constituent le dernier terme de la sédimentation jurassique et que l'on connaissait par leurs affleurements charentais ont été retrouvés dans les forages gascons

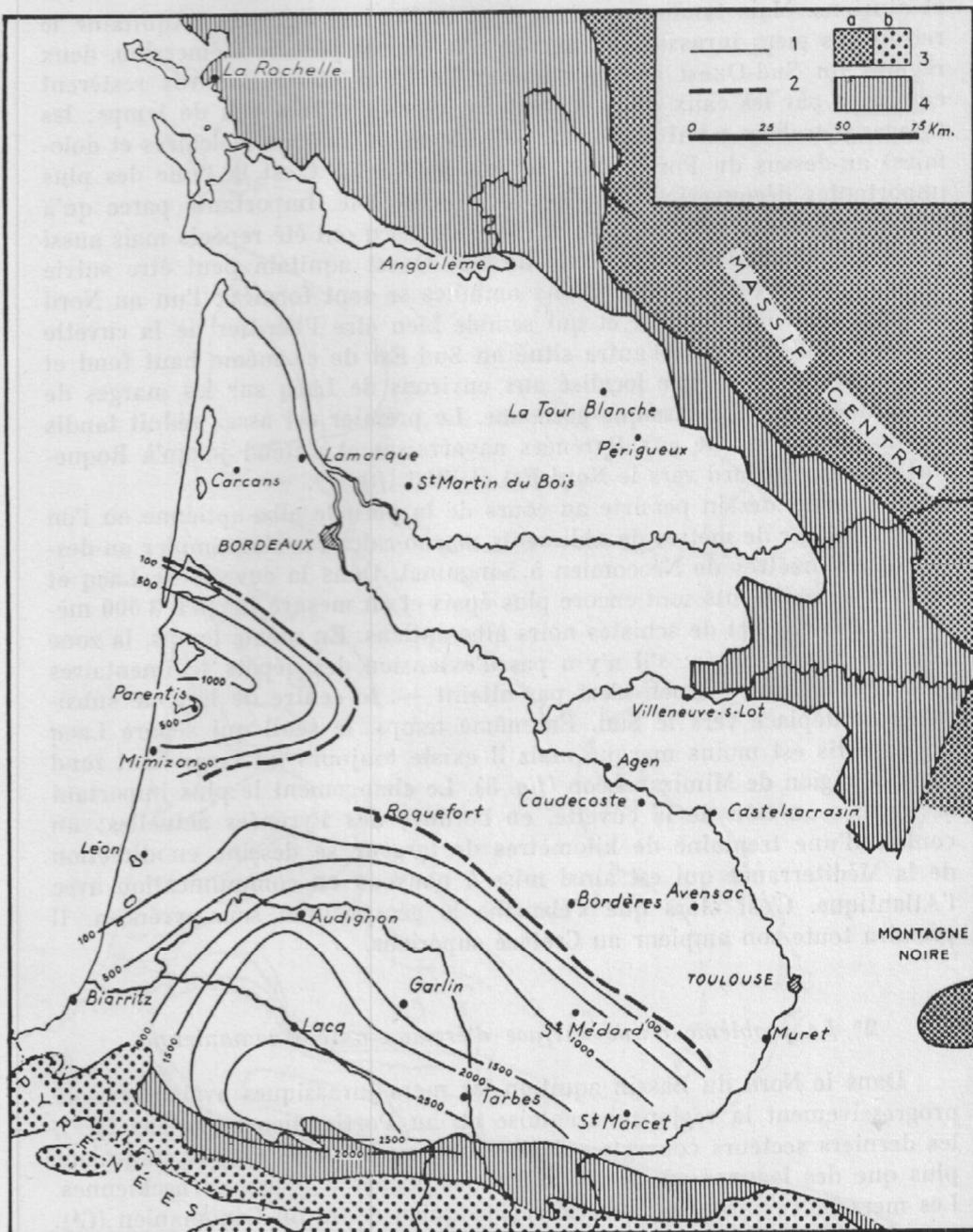


FIG. 8. — Le Crétacé inférieur (Albo-Aptien) dans le Bassin d'Aquitaine.

(D'après E. BONNARD, A. DEBOURLE, H. HLAUSCHEK,

P. MICHEL, V. PEREBASKINE, J. SCHOEFFLER, R. SÉRONIE-VIVIEN, A. VIGNEAUX.)

1. Lignes d'égale épaisseur moyenne de l'Albo-Aptien ; 2. Limites des assises albo-aptiennes ; 3 a) Massif central ; 3 b) Pyrénées (zone axiale) ; 4. Zone d'affleurements des terrains jurassiques.

On notera la persistance des cuvettes de Parentis et de Lacq mais à Lacq la tendance géosynclinale est plus nette ; les couches albo-aptiennes sont plus épaisses à Lacq qu'à Parentis.

et aturiens. Mais tandis que dans tout le Nord et l'Est de l'Aquitaine le retrait des mers jurassiques annonce une longue période d'émersion, deux régions du Sud-Ouest aquitain autour de Lacq et de Parentis restèrent couvertes par les eaux ou ne furent émergées que très peu de temps; les forages pétroliers y ont rencontré du Néocomien (marnes, calcaires et dolomies) au-dessus du Portlandien supérieur (*fig. 7*). C'est là l'une des plus importantes découvertes des géologues du pétrole. Importante parce qu'à ce niveau le pétrole de Parentis et le gaz de Lacq ont été repérés mais aussi parce que l'évolution structurale du Sud-Ouest aquitain peut être suivie de plus près à cette époque. Deux ombilics se sont formés : l'un au Nord du haut fond de Mimizan et qui semble bien être l'héritier de la cuvette jurassique d'Arcachon, l'autre situé au Sud-Est de ce même haut fond et dont le centre peut être localisé aux environs de Lacq sur les marges de l'ancienne cuvette jurassique gasconne. Le premier est assez réduit tandis que le second touche aux Pyrénées navarraises et s'étend jusqu'à Roquefort et Saint-Médard vers le Nord-Est et l'Est (*fig. 7*).

Le même dessin persiste au cours de la période albo-aptienne où l'on voit un millier de mètres de sédiments marno-calcaires s'accumuler au-dessus de 300 mètres de Néocomien à Sanguinet. Dans la cuvette de Lacq et de Pau les sédiments sont encore plus épais et on mesure jusqu'à 3 000 mètres de calcaires et de schistes noirs albo-aptiens. En même temps, la zone déprimée s'est élargie; s'il n'y a pas d'extension des dépôts sédimentaires vers l'Armagnac — Auch n'est pas atteint —, le centre de la zone subsidente se déplace vers le Sud. En même temps, le seuil qui sépare Lacq de Parentis est moins marqué mais il existe toujours un large haut fond dans la région de Mimizan-Léon (*fig. 8*). Le changement le plus important se localise au Sud de la cuvette, en bordure des Pyrénées actuelles; un couloir d'une trentaine de kilomètres de largeur se dessine en direction de la Méditerranée qui est ainsi mise à nouveau en communication avec l'Atlantique. C'est alors que s'ébauche le géosynclinal sous-pyrénéen. Il prendra toute son ampleur au Crétacé supérieur.

## 2° *Le problème d'une surface d'érosion anté-cénomaniennne.*

Dans le Nord du Bassin aquitain les mers jurassiques avaient évacué progressivement la région charentaise et, au Portlandien supérieur (J<sup>6-7</sup>), les derniers secteurs couverts par les eaux, au Nord de Cognac, n'avaient plus que des lagunes où se déposaient les argiles à gypse purbeckiennes. Les mers ne revinrent dans cette région qu'au cours du Cénomanienn (C<sup>1</sup>). La période d'émersion fut encore plus longue en Périgord et en Quercy où il manque d'ordinaire tous les étages compris entre le Séquanien (J<sup>5</sup>) et le Turonien (C<sup>6</sup>). Au Sud du Lot, dans la région d'Agen, le Crétacé n'existe pas comme l'ont montré les forages d'Agen (1910) et de Caudecoste (1957) qui ont rencontré le Jurassique immédiatement au dessous des terrains tertiaires. Dans l'Agenais occidental (forage de Bouglon) le Crétacé n'est représenté, comme en Périgord, que par des séries post-cénomaniennes. Assises encore plus récentes dans la Gascogne septentrionale :

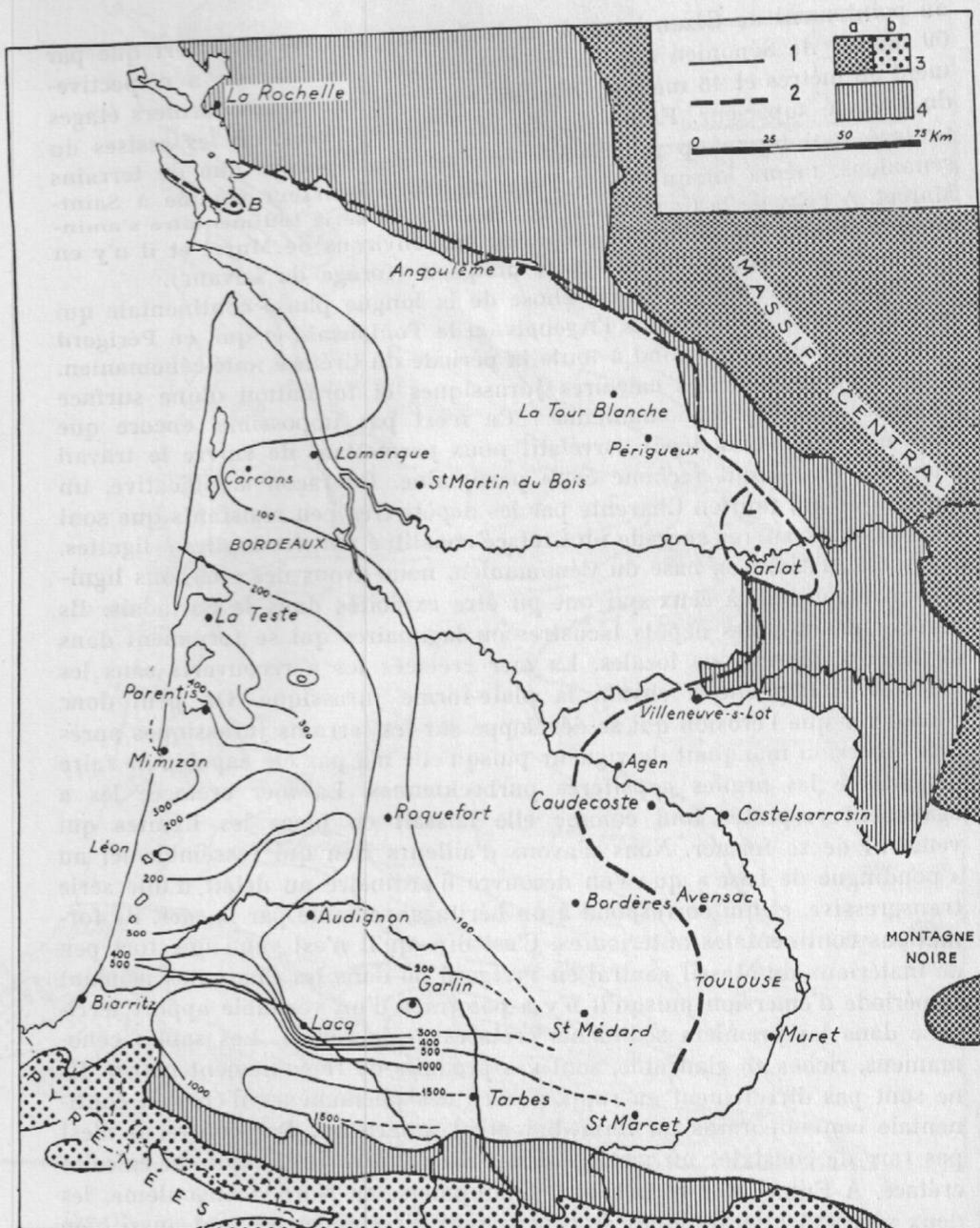


FIG. 9. — Le Crétacé supérieur (Cénomanien) dans le Bassin d'Aquitaine.

(D'après E. BONNARD, A. DEBOURLE, H. HLAUSCHEK, P. MICHEL, V. PEREBASKINE, J. SCHIOEFFLER, R. SÉRONIE-VIVIEN, A. VIGNEAUX.)

1. Lignes d'égale épaisseur moyenne (isopaches) des assises cénomaniennes ; 2. Limite des assises cénomaniennes ; 3 a) Massif central ; 3 b) Pyrénées ; 4. Zone d'affleurement des terrains jurassiques. B : Brouage. L : Zone des dépôts lacustres et palustres de Sarlat.

On notera la grande extension du Cénomanien en Périgord, son absence dans le Sud-Est. Le géosynclinal sous-pyrénéen est bien dessiné. Sa profondeur s'accroît.

au pointement de Cézan-Lavardens, le Jurassique n'est recouvert que par 60 mètres de Sénonien supérieur; à Auch et à Avensac on a respectivement 88 mètres et 46 mètres de sédiments appartenant aux derniers étages du Crétacé supérieur. En se rapprochant des Pyrénées, où les assises du Crétacé sont beaucoup plus épaisses, il ne s'agit encore que de terrains sénoniens, même lorsqu'ils ont 1 400 mètres d'épaisseur comme à Saint-Marcel. A l'Est de la Garonne enfin, cette ultime série sédimentaire s'aminuit (193 mètres à Lezat); elle disparaît aux environs de Muret et il n'y en a plus de trace dans tout le golfe albigeois (forage de Lavaur).

Nous ne savons pas grand-chose de la longue phase continentale qui englobe tout le Crétacé dans l'Agenais ou le Toulousain et qui, en Périgord ou en Charente, correspond à toute la période du Crétacé anté-cénomaniens. Y a-t-il eu érosion des calcaires jurassiques et formation d'une surface d'aplanissement précénomaniens? Ce n'est pas impossible, encore que nous n'ayons aucun dépôt corrélatif nous permettant de suivre le travail d'érosion qui aurait façonné cette pénéplaine. De façon significative, un Jurassique qui finit en Charente par les dépôts très peu résistants que sont les argiles gypsifères succède un Crétacé constitué par des argiles à lignites. Dans l'île d'Aix, à la base du Cénomaniens, nous avons des charbons ligniteux comparables à ceux qui ont pu être exploités dans le Sarladais. Ils correspondent à des dépôts lacustres ou lagunaires qui se formaient dans de légères dépressions locales. La mer crétacée les a recouverts sans les disperser lorsqu'elle a envahi la plate-forme jurassique. On peut donc considérer que l'érosion qui se développe sur les terrains jurassiques après leur émergence manquait de vigueur puisqu'elle n'a pas été capable de faire disparaître les argiles gypsifères purbeckiennes. La mer crétacée les a également respectés tout comme elle laissait en place les lignites qui venaient de se former. Nous n'avons d'ailleurs rien qui ressemble ici au « poudingue de base » que l'on découvre d'ordinaire au début d'une série transgressive, et qui correspond à un héritage, remanié par la mer, de formations continentales antérieures. C'est dire qu'il n'est venu que fort peu de matériaux du Massif central en Périgord ou dans les Charentes pendant la période d'émergence puisqu'il n'y a pas trace d'un véritable apport terrigène dans les premiers sédiments crétacés de la région. Les sables cénomaniens, riches en glauconie, sont des produits de remaniement marin. Ils ne sont pas directement en rapport avec des phénomènes d'érosion continentale contemporains ou immédiatement antérieurs. Par contre, il n'est pas rare de constater un passage direct du calcaire jurassique au calcaire crétacé. A Fumel, sur le Lot, et à Champniers, au Nord d'Angoulême, les deux séries stratigraphiques se superposent directement et sont aussi bien soudées que s'il y avait eu continuité dans la sédimentation.

Faut-il interpréter cet état de choses comme une preuve de la faiblesse extrême des actions érosives pendant toute la période finale du Jurassique et le début du Crétacé? Et s'il en est ainsi, en fonction de quelles données climatiques et topographiques? Le faible volume des reliefs dans les massifs anciens voisins et le manque de pente vers les golfes de Parentis ou de Lacq en sont-ils seuls responsables ou faut-il mettre aussi en cause le manque d'efficacité des forces érosives en raison de l'isonomie du climat?

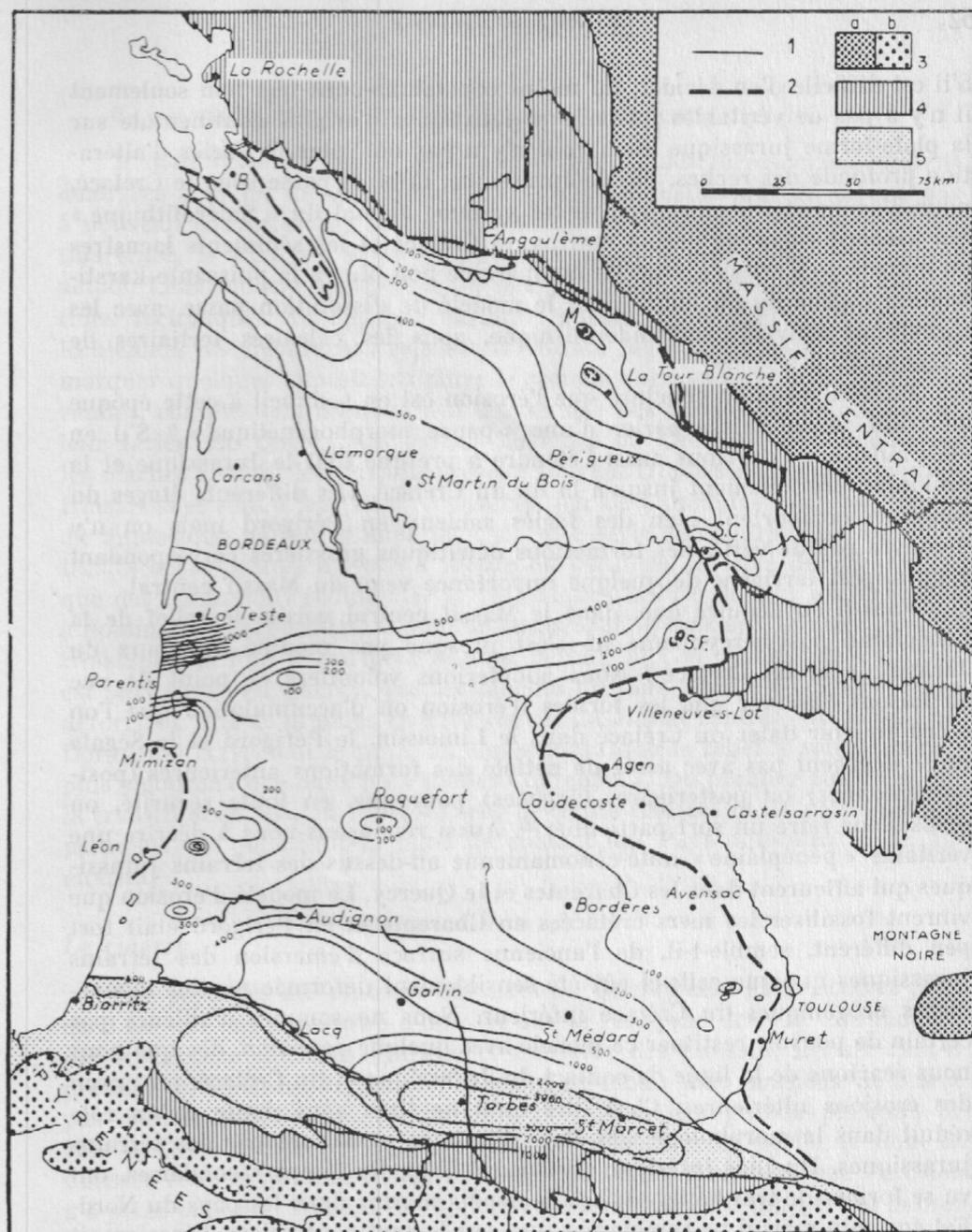


FIG. 10. — Le Crétacé supérieur (Turonien, Sénonien) dans le Bassin d'Aquitaine.

(D'après E. BONNARD, A. DEBOURLE, H. HLAUSCHEK,

P. MICHEL, V. PEREBASKINE, J. SCHOEFFLER, R. SÉRONIE-VIVIEN, A. VIGNEAUX.)

1. Lignes d'égale épaisseur moyenne (isopaches) du Turonien et du Sénonien;  
 2. Limite des assises du Turonien et du Sénonien; 3 a) Massif central; 3 b) Pyrénées  
 (zone axiale); 4. Zone des affleurements des terrains du Jurassique; 5. Zone du flysch  
 crétacé.

M : Mareuil; SC : Saint-Cyprien; S.F. : Saint-Front; B. Brouage; J. Jonzac.

On notera la persistance du haut fond de Mimizan. De même le secteur Sud-Est  
 de l'Aquitaine est émergé sauf en bordure des Pyrénées. On observe le développement  
 de la cuvette de la Teste et du géosynclinal sous-pyrénéen. Le faciès flysch s'étend à  
 toute la partie Sud et Sud-Ouest des dépôts.

S'il est difficile d'en décider, du moins constatons-nous que non seulement il n'y a pas de véritables formations détritiques d'origine continentale sur la plate-forme jurassique mais qu'il n'y a pas non plus de faciès d'altération profonde des roches. Sur le Jurassique, là où il passe sous le Crétacé, nous n'avons rien de comparable au système éluvial du « Sidérolithique » qui s'inscrit entre les dépôts marins du Crétacé et les sédiments lacustres ou marins du Tertiaire. Rien de comparable non plus à la puissante karstification éogène du Sarladais dont le modelé de dissolution passe, avec les formations éluviales du Sidérolithique, sous les calcaires tertiaires de l'Agenais<sup>19</sup>.

Pouvons-nous en conclure que l'érosion est en sommeil à cette époque au point qu'on puisse parler d'une « pause morphogénétique » ? S'il en était ainsi nous devrions aussi l'étendre à presque tout le Jurassique et la prolonger pratiquement jusqu'à la fin du Crétacé. Les différents étages du Sénonien comportent bien des faciès sableux en Périgord mais on n'y découvre pas de véritables formations détritiques grossières correspondant à un apport terrigène de quelque importance venu du Massif central.

Faut-il en déduire que, dans le Massif central voisin, le relief de la pénéplaine post-hercynienne ne s'est presque pas modifié au cours du Jurassique et du Crétacé ? Nous adopterions volontiers ce point de vue en faisant observer que les formes d'érosion ou d'accumulation que l'on a cru pouvoir dater du Crétacé dans le Limousin, le Périgord et le Ségala ne se dégagent pas avec assez de netteté des formations antérieures (post-hercyniennes) ou postérieures (éogènes) pour que, en toute sécurité, on puisse leur faire un sort particulier<sup>20</sup>. Aussi renonçons-nous à décrire une véritable « pénéplaine » anté-cénomaniennne au-dessus des terrains jurassiques qui affleurent dans les Charentes et le Quercy. Le modelé d'érosion que vinrent fossiliser les mers crétacées en Charente et en Périgord était fort peu différent, semble-t-il, de l'ancienne surface d'émersion des terrains jurassiques quoique celle-ci eût été sensiblement déformée par les mouvements orogéniques du Crétacé inférieur. Nous ne sommes d'ailleurs pas certain de pouvoir restituer ce modelé avec quelque précision, dès que nous nous écartons de la ligne de contact du Jurassique et du Crétacé, en raison des érosions ultérieures. C'est dire qu'il ne tient sans doute qu'un rôle réduit dans la morphologie des Pays aquitains constitués par des terrains jurassiques. Du Lias inférieur au Crétacé final, les temps secondaires, ont vu se former de très belles assises de dépôts marins dans les pays du Nord-Est aquitain mais il ne semble pas que, sur le continent voisin, l'érosion ait été très active. Là où elle affleurerait, la pénéplaine post-hercynienne, puissamment modelée par l'érosion préliasique, n'a vraisemblablement subi que de très légères retouches. Un peu plus tard, au Tertiaire ancien, l'action de l'érosion éogène apparaîtra d'autant plus vigoureuse qu'au cours des périodes antérieures du Jurassique et du Crétacé la « pause morphogénétique » avait été plus complète.

19. FÉNELON (P.), *Le Périgord*, ouv. cit., p. 397.

20. Elles n'ont d'ailleurs jamais été présentées qu'avec des réserves. On pourra voir à ce sujet les thèses de P. FÉNELON, A. PERPILLOU, R. CLOZIER et A. MEYNIER.

### 3. *Les pays jurassiques : Quercy, Charentes* (carte h.-t. B).

Il nous reste à évoquer les traits originaux des terres définitivement émergées à la fin du Jurassique, c'est-à-dire de celles qui ne seront pas à nouveau couvertes par les mers crétacées ou les lacs tertiaires dans les Charentes, le Périgord et le Quercy. Non qu'elles aient déjà leur aspect actuel. Leur modelé continuera un peu partout à évoluer et les déformations tectoniques de l'époque tertiaire auront pour effet de provoquer localement de vigoureuses reprises d'érosion. Mais il est déjà possible de marquer quelques oppositions entre le secteur quercynois et le secteur charentais, compte tenu du dispositif d'ensemble des assises jurassiques et de leur faciès. En Quercy, les assises liasiques où alternent les calcaires et les marnes coiffent les terrains gréseux souvent friables des bassins permotriassiques et sont à leur tour recouvertes par de puissantes assises calcaires du Jurassique moyen et supérieur. A cette série stratigraphique aux contrastes accusés nous n'avons à mettre en parallèle, du côté des Charentes, que des formations sédimentaires jurassiques beaucoup plus uniformes et à dominante marno-calcaire pour le Jurassique; quant aux terrains permotriassiques ils font à peu près partout défaut. Si l'on ajoute que l'altitude est plus élevée en Quercy, que les couches du Lias y ont été beaucoup plus déformées, que de grandes rivières venues du Massif central (Aveyron, Lot, Dordogne) traversent le pays, on comprendra que le relief y soit beaucoup plus vigoureux que dans les « molles Charentes ». Du premier aux secondes permians qui jalonnent la ligne de contact des Pays aquitains et du Limousin.

#### *Le Quercy.*

Les paysages des plateaux calcaires du Quercy sont assez connus pour qu'il ne soit pas nécessaire d'insister sur le rôle joué dans la morphologie par les assises calcaires épaisses et massives des Causses. Encore faut-il préciser qu'à l'Ouest de Cahors, le Malm au faciès plus marneux ne donne pas d'aussi belles plates-formes que le Dogger des grands plateaux de Martel, Gramat et Saint-Antonin. Ceux-ci peuvent seuls porter le nom de Causses réservé aujourd'hui aux vastes ensembles tabulaires que l'érosion a à peine entamés. Ils sont en rapport avec une structure simple, des assises horizontales, des formations calcaires homogènes dures, assez peu fissurées.

A l'Est des Causses affleurent les étages marneux du Lias dont l'ampleur est remarquable. Ils ont donné naissance à un bel ensemble de terroirs fertiles (Limargue, Terrefort), fortement humanisés qui s'opposent à ceux des Causses jurassiques plus ingrats. Les argiles liasiques ont rendu possible le dégagement d'une très belle série de cuestas — à vrai dire discontinues — au contact des étages de roches dures (Bajocien, Bathonien) qui sont à la base des Causses. Mais il y a aussi des assises calcaires dans la série liasique. Leur superposition directe aux épaisses couches gréseuses du Permo-Trias oppose les petits Causses liasiques aux cuvettes permianes. Dès que les mouvements orogéniques tertiaires eurent redressé localement

ces assises variées et multipliées, le long des cassures, les lignes d'attaque de l'érosion, des reliefs vigoureux furent dégagés. Les ruptures de pente de 100 à 150 mètres y sont fréquentes mais il n'y a pas de dessin orographique suivi ni des lignes de relief continu de quelque ampleur; il s'agit plutôt d'un « musée de formes » souvent menus quoique bien dégagés, par exemple en Grésigne. Rien qui ressemble ici à la grande dépression périphérique du Morvan sauf dans le bassin de Turenne-Saint-Céré, où interviennent, au Sud, de fortes dénivellations d'origine tectonique. On n'a guère que des petits bassins en chapelet, au contact du Massif central entre Nontron et Figeac; le mieux évidé, celui de Brive, manque d'étendue, parce qu'il n'occupe, nous l'avons noté, qu'un petit secteur du « bassin » permotriassique des géologues.

A l'Ouest des grandes plateformes du Quercy central, le paysage classique des Causses se dégrade. Sur les calcaires marneux du Malm on n'a plus que de longues croupes mal dessinées; des collines irrégulières se substituent aux plateaux. Comme pour les modestes tables calcaires du Lias, à l'Est, il faudrait ici parler de petits Causses et les lignes majeures du relief correspondent aux grandes vallées (Dordogne, Lot) beaucoup plus qu'aux plateaux, anarchiquement distribués, qui les séparent. De plus, les terrains calcaires portent souvent une couverture détritique de terrains de transport venus du Massif central; le Causse cède alors le pas aux pays forestiers des Confins périgourds.

La carte des sols est, elle aussi, directement calquée sur la lithologie et le dispositif structural. Les noms locaux, d'usage courant, qui désignent un pays, servent aussi à caractériser le type particulier de sol qu'on y cultive; les mots : *Causse*, *Terrefort* et *Rougier* sont entendus par les gens du pays beaucoup plus comme des noms de sols que comme des noms de régions naturelles; le premier désigne des terres rouges, maigres et pierreuseuses, sur calcaire, le second des sols lourds, argileux, sur des marnes, le troisième des sols sableux, légers, sur les grès permotriassiques.

#### *Charentes du Nord et Bas-Poitou.*

Au-dessus de la pénéplaine post-hercynienne du Bas-Poitou et du Limousin, le Permo-Trias et le Lias ne tiennent qu'une place réduite. Aussi n'est-il pas question de dessiner une véritable dépression périphérique au contact du Massif vendéen et moins encore vers le Confolentais. Par contre les étages du Jurassique moyen et supérieur ont acquis au Nord de la Charente un magnifique développement. Les calcaires dominent mais ils n'ont pas la puissance massive et la régularité de faciès qu'on leur découvre en Quercy. Si l'on met à part la petite région karstique de la Rochefoucauld<sup>21</sup>, les éléments marneux sont partout présents et l'on passe insensiblement du calcaire en plaquettes au calcaire marneux. L'Oxfordien-Callovien (J<sup>4-2</sup>), le Virgulien (J<sup>3</sup>), le Purbeckien (J<sup>7</sup>) sont presque toujours

21. H. ENJALBERT, *Le karst de la Rochefoucauld*, art. cité.

à dominante marneuse et, dans leurs affleurements, l'érosion différentielle a modelé en creux des « Pays-Bas », cuvettes et dépressions, plus ou moins étendus. Il n'y a cependant pas de véritables reliefs de côte dans les pays jurassiques charentais; sans doute parce que l'opposition brutale : roche dure-roche tendre, qui conditionne le dégagement de ce type de relief n'est que très rarement réalisée. C'est seulement le long des failles à faible rejet qui dénivellent les étages qu'une telle opposition peut se produire. Développant son action à partir de l'accident tectonique, l'érosion s'est attaquée au secteur en roche tendre et un « Pays-Bas » a été évidé; ceux de Matha, de Brioux-sur-Boutonne, d'Aigre et de Niort, sont les plus vastes à l'intérieur des terres; d'autres ont été évidés de la même manière sur la côte; envahis par la mer et colmatés ils forment aujourd'hui des zones de marais (Marais poitevin, marais de Rochefort, de Brouage, des îles). « Pays-Bas » et « Marais » s'opposent aux « Plaines » calcaires qui sont en réalité des plateaux. Sur ces Plaines les sols calcaires dominent. Ils sont constitués le plus souvent par des « groies » où les éclats de roche se mêlent à la terre fine. Des phénomènes de solifluction ont parfois entraîné ces groies dans les Pays-Bas mais ceux-ci sont ordinairement feutrés de terres fortes argileuses. Quant aux Marais, les sols y sont tourbeux ou argileux. Dans ce dernier cas, on les désigne sous le nom de terres de bri.

La province morphologique et pédologique du Jurassique charentais est donc aussi bien définie que celle du Quercy, mais son relief est plus monotone, ses sols moins variés. C'est vers la mer que sa structure se différencie, tandis que pour le Quercy, c'est vers le Massif central. Dans les deux cas la transition au Périgord crétacé se fait par degrés et les limites que tracent les géologues ne sont pas toujours clairement perçues par les gens du pays.

### *Le Périgord jurassique.*

Il n'y a pas en Périgord d'aussi larges affleurements de terrains jurassiques que dans les Charentes ou en Quercy. Cela tient au fait que le contact avec le Massif central est assez mal dégagé. Mais surtout les sédiments crétacés sont ici venus recouvrir très largement les assises du Jurassique. Ils s'avancent vers Nontron presque jusqu'au contact du Limousin et les terrains jurassiques ne percent cette couverture crétacée qu'en de minuscules « boutonnières » à la Tour-Blanche, Mareuil, Saint-Cyprien et Saint-Front. Ce n'est guère qu'au Nord-Est de Périgueux qu'un Causse périgourdin peut être défini; une zone de transition liasique nous fait passer au Permo-Trias de Brive. Cette petite province morphologique est brusquement coupée au Sud par la grande faille de Thenon qui assure la conservation du Crétacé dans tout le compartiment situé au Sud de l'accident jusqu'aux frontières du Quercy. Par son relief comme par ses sols le pays jurassique du Périgord est de type quercynois et rien n'y rappelle les Charentes. Aussi serons-nous amené soit à le rattacher au Quercy, soit à lui faire un sort en marge du Périgord crétacé.

### III. — LE FOSSE SOUS-PYRENEEN ET LE GOLFE PERIGOURDIN AU CRETACE SUPERIEUR ET AU TERTIAIRE INFERIEUR.

SÉDIMENTATION MARINE, PÉNÉPLAINE ÉOÈNE, PAYS CRÉTACÉS DE L'AQUITAINE.

Dans l'histoire géologique du Bassin aquitain la transgression céno-manienne marque une étape presque aussi importante que l'invasissement de la pénéplaine post-hercynienne par les mers liasiques. Deux données nouvelles apparaissent : d'une part, au Sud, le développement du géosynclinal sud-aquitain où se prépare la surrection de la cordillère pyrénéenne, d'autre part l'invasion marine du Bordelais, du Périgord et de la Saintonge méridionale qui vont constituer un nouveau domaine sédimentaire, en auréole, inscrit dans les pays jurassiques. La période de sédimentation marine fut assez courte vers le Nord; dès la fin du Crétacé, la mer s'était retirée au Sud-Ouest du Bordelais. Au contraire elle continue à occuper le fossé sous-pyrénéen au début du Tertiaire, jusqu'au moment où se produit la phase maximale de surrection de la cordillère pyrénéenne (Lutétien moyen). Le dessin structural de l'Aquitaine se trouva alors radicalement modifié non seulement au Sud où venaient de surgir les Pyrénées mais aussi dans la région centrale où se creusait le bassin molassique.

Auparavant, cette dernière, émergée depuis la fin du Crétacé, était soumise à une intense érosion continentale comme tout le Nord-Est aquitain. Une surface d'érosion où les phénomènes d'altération et de transport étaient très actifs s'élaborait dans toute cette zone. Par la suite, elle fut recouverte, au Sud, par des sédiments lacustres ou marins de l'Oligocène. De larges témoins de cette surface, plus ou moins remaniés, subsistèrent en Périgord et dans le Sud des Charentes. Ainsi se trouva constituée, en fonction de la sédimentation crétacée puis de l'érosion continentale éogène, une nouvelle province morphologique, celle du Périgord et de la Saintonge méridionale.

La surrection des Pyrénées préparait aussi la formation d'une autre province, plus petite, de terrains crétacés dans les pays basco-béarnais. L'érosion modelait ici aux dépens du flysch et des calcaires crétacés, plus ou moins plissés et soulevés, un piémont qui s'inscrit entre les Pyrénées et les Gaves. Au Nord il est recouvert par la molasse tertiaire constituée principalement de débris terrigènes venus des Pyrénées ou de son piémont crétacé.

#### 1° *Le fossé sous-pyrénéen du Crétacé et de l'Eocène inférieur.*

Déjà au cours de la période albo-aptienne s'était esquissée au pied des Pyrénées une dépression allongée où se déposaient, en épaisses assises, des calcaires noirs et des marnes également de couleur foncée; celles-ci sont bien connues des géologues sous les deux faciès les plus communs : marnes de Sainte-Suzanne et marnes de Saint-Palais qui alternent avec des calcaires. Le phénomène de subsidence s'accroît, au cours

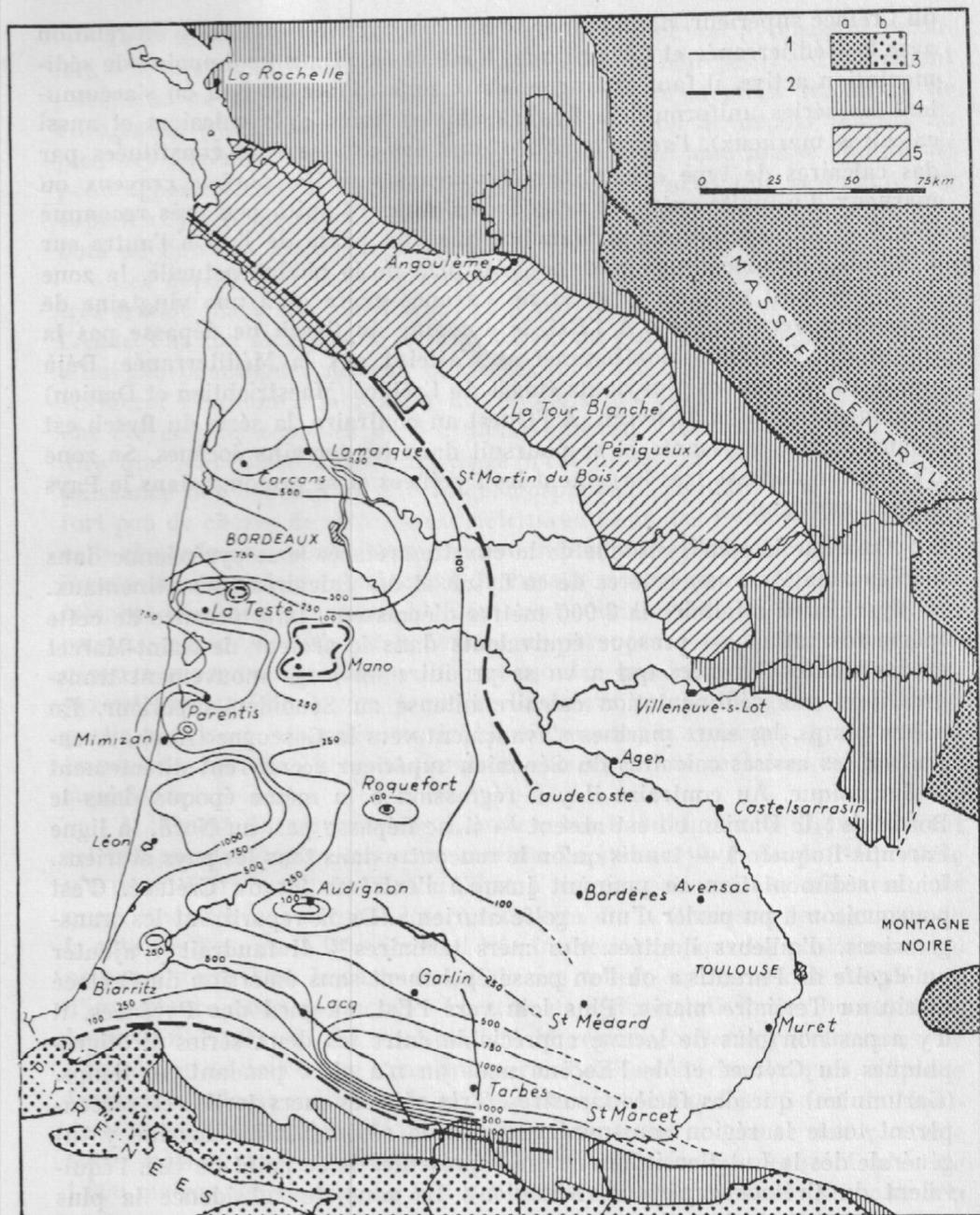


FIG. 11. — Le Tertiaire inférieur (Paléocène et Eocène) dans le Bassin d'Aquitaine.

(D'après E. BONNARD, A. DEBOURLE, H. HLAUSCHIEK,

P. MICHEL, V. PEREBASKINE, J. SCHOEFFLER, R. SÉRONIE-VIVIEN, A. VIGNEAUX.)

1. Ligne d'égale épaisseur moyenne (isopaches) des terrains du Tertiaire inférieur ;  
 2. Limite des assises du Tertiaire inférieur ; 3 a) Massif central ; 3 b) Pyrénées (zone axiale) ;  
 4. Zone d'affleurement des terrains jurassiques ; 5. Zone d'affleurement des terrains crétacés au Nord de la Garonne.

On notera la persistance du géosynclinal sous-pyrénéen au début du Tertiaire et le développement d'une série de petites cuvettes alternant avec de hauts fonds dans l'Aquitaine occidentale. Il s'agit déjà, pour une part, de phénomènes d'orogénèse comportant, vers le Sud, une première ébauche des pils diapirs.

du Crétacé supérieur, dans tout le fossé sous-pyrénéen qui reste en relation avec la Méditerranée et l'Atlantique (*fig. 9 et 10*). Dans ce domaine de sédimentation active, il faut distinguer deux zones, l'une au Sud où s'accumulent les séries uniformes du flysch (schistes noirs, grès calcaires et aussi calcaires marneux), l'autre au Nord dont les assises sont constituées par des calcaires de type épicontinental souvent massifs, parfois crayeux ou marneux. La limite entre les deux faciès, aujourd'hui à peu près reconnue (*fig. 9 et 10*), est parfois si tranchée que l'on passe de l'un à l'autre sur 1 200 ou 1 500 mètres de distance. Au pied de la chaîne actuelle, la zone du flysch n'est pas très large et ne s'avance guère qu'à une vingtaine de kilomètres vers le Nord. A l'Est, le domaine du flysch ne dépasse pas la région des Corbières-Mouthoumet et n'atteint pas la Méditerranée. Déjà vers Saint-Marcet les plus hauts étages du Crétacé (Maestrichtien et Danien) ne comportent plus de flysch. A l'Ouest au contraire, la série du flysch est beaucoup plus puissante et se poursuit dans les terrains éocènes. Sa zone d'extension dépasse très largement les Pyrénées et se prolonge dans le Pays basque espagnol.

On situe la zone profonde de la cuvette crétacée sous-pyrénéenne dans la région de Pau, aux lisières de ce flysch et des calcaires épicontinentaux. Le flysch peut atteindre là 3 000 mètres d'épaisseur. La puissance de cette même formation est presque équivalente dans le secteur de Saint-Marcet et des Petites-Pyrénées qui a vu se produire un large mouvement transgressif et une sédimentation calcaire intense au Sénonien supérieur. En même temps, les eaux marines s'avançaient vers la Gascogne (Auch, Avenasac) où les assises calcaires du Sénonien supérieur recouvrent directement le Jurassique. Au contraire il y a régression à la même époque dans le Bordelais : le Danien en est absent — il ne dépasse pas, au Nord, la ligne Parentis-Roquefort — tandis qu'on le rencontre dans tous les pays aturiens. Ici la sédimentation se poursuit jusqu'à l'extrême fin du Crétacé. C'est pourquoi on a pu parler d'un « golfe aturien ». De là repartiront les transgressions, d'ailleurs limitées, des mers tertiaires<sup>22</sup>. Il faudrait y ajouter un « golfe de Parentis » où l'on passe également sans émergence du Crétacé marin au Tertiaire marin. Plus loin vers l'Est, au pied des Pyrénées, il n'y a pas non plus de lacune appréciable entre les deux séries stratigraphiques du Crétacé et de l'Eocène mais on n'a plus, pendant un temps. (Garumnien) que des faciès lacustres. Très vite les mers tertiaires réoccupèrent toute la région sous-pyrénéenne et la sédimentation marine y fut générale dès le Lutétien inférieur qui représente, de ce point de vue, l'équivalent du Crétacé supérieur (Sénonien). La zone de subsidence la plus accusée se situe alors dans la région comprise entre Tarbes et Dax, les plus fortes accumulations de sédiments de l'Eocène inférieur se localisant dans la région de Pau et au Nord de Lacq (*fig. 11*). Par contre la région de Léon-Mimizan est toujours émergée.

22. L'expression « golfe aturien » est impropre dans la mesure où la zone de sédimentation de la fin du Crétacé s'étend à un large secteur pyrénéen et cantabrique. Il n'est pleinement justifié qu'après la surrection des Pyrénées, à l'Eocène supérieur.

Déjà cependant, au Lutétien inférieur, la surrection pyrénéenne refou-  
lait, à la fois vers le Nord et vers l'Ouest, les eaux marines. Le soulèvement  
s'accentue au Lutétien moyen qui voit se produire la phase maximale de  
l'orogénèse pyrénéenne. On ne trouve bientôt plus de dépôts marins au  
pied des Pyrénées actuelles. Ils sont remplacés par une masse énorme de  
poudingues formant une série géologique compréhensive qui va du Lutétien  
supérieur jusqu'au Sannoisien. Ces poudingues, dits de Palassou, portent le  
nom de l'un des premiers géologues pyrénéens qui les ont étudiés.

Les dépôts détritiques grossiers occupaient à l'Eocène supérieur une  
très grande place sur tout l'avant-pays pyrénéen compris entre Lourdes et  
l'Aude. Par eux s'est achevé le comblement du géosynclinal crétacé. Ajour-  
d'hui ces poudingues ne sont conservés ou n'affleurent que sur de petites  
surfaces; l'érosion a largement démantelé leurs assises; souvent aussi ils  
ont été enfouis sous les dépôts molassique du Tertiaire supérieur. C'est  
dire que leur place dans le paysage n'est nullement en rapport avec la  
puissance des couches et que la géomorphologie aquitaine ne retient que  
fort peu de choses de cette masse déritique issue des Pyrénées. Par contre  
celle-ci garde une place de tout premier plan dans l'histoire génétique du  
Bassin aquitain; le remblaiement du bassin molassique à l'Oligocène et au  
Miocène n'a fait que continuer le puissant colmatage de l'Eocène supérieur,  
celui-là même qui réduisit le fossé sous-pyrénéen sous la masse des pou-  
dingues supranummulitiques. Il faut ajouter que les produits de l'érosion  
pyrénéenne, mobilisés une première fois dans ces poudingues, ont été en  
partie repris et remaniés, enrichis de nouveaux arrivages pyrénéens et  
transportés vers la Moyenne Garonne sous forme de molasse, au Tertiaire  
supérieur.

A l'Ouest du méridien de Lourdes, les Poudingues de Palassou sont  
relayés par des dépôts tertiaires marins. La géomorphologie de l'Aquitaine  
n'a pas à faire une très grande place à ces formations. Les affleurements  
quasi linéaires qui cernent les plis diapirs de la Chalosse, les abrupts de  
la côte des Basques à Biarritz sont très intéressants pour les géologues mais  
ne constituent dans le vaste ensemble des reliefs aquitains que des détails  
d'importance assez secondaire. La zone de sédimentation marine est d'ail-  
leurs limitée. Dès la fin du Lutétien, la région couverte par les eaux ne  
s'étend pas au-delà d'une ligne qui, partant de la côte des Basques, s'avance  
jusqu'en Chalosse méridionale et remonte vers le Nord à l'Ouest de Mont-  
de-Marsan. C'est seulement dans le Bas-Adour que se creuse une véritable  
fosse marine. Les sédiments de l'Eocène supérieur y mesurent plus de  
1 000 mètres d'épaisseur. Le fait nouveau dans cette zone de sédimentation  
marine que l'on voit se réduire encore au Bartonien — toute la Chalosse  
a alors émergé — est constitué par la disparition des hauts fonds de Léon-  
Mimizan. Cette donnée nouvelle a quelque portée : elle souligne le fait que  
le dessin actuel du Bassin aquitain est acquis dans ses grandes lignes à la  
fin de l'Eocène (*fig. 12*).

Notons à ce sujet que l'évolution du géosynclinal sous-pyrénéen telle  
que nous la connaissons aujourd'hui pose en termes nouveaux des pro-  
blèmes de tectonique qui intéressent surtout les Pyrénées mais qu'on ne  
saurait négliger pour les Pays aquitains dans la mesure où ils commandent

l'interprétation structurale. Au début du siècle, les géologues qui s'étaient consacrés à l'étude des Pyrénées avaient cru pouvoir définir des phases de paroxysme orogénique que séparaient de longues périodes de repos; ils situaient ordinairement la plus importante crise de tectogénèse au Lutétien moyen : c'est alors que les Pyrénées auraient pris forme et que l'érosion aurait commencé le grand travail de démolition qui se poursuivra au cours du Tertiaire. Mais s'agissait-il dès cette époque d'une très haute chaîne ? On a récemment estimé<sup>23</sup>, qu'en épaisseur, 4 500 mètres de terrains sédimentaires, métamorphiques ou cristallins avaient été enlevés à la montagne. Faut-il donner aux Pyrénées, à la fin de l'Eocène, 6 000 à 7 000 mètres de hauteur ? Personne n'y songe. Il est admis aujourd'hui que le soulèvement s'est poursuivi au cours du Tertiaire. On peut même considérer que la surrection l'a très largement emporté sur l'érosion et que l'altitude des Pyrénées n'a jamais été aussi forte que depuis la fin du Tertiaire. Les observations faites dans le Bassin aquitain vont toutes dans ce sens; aussi les géologues sont-ils amenés à considérer aujourd'hui qu'au lieu d'une tectonique à paroxysmes orogéniques brefs suivis de longs repos presque complets, il vaut mieux imaginer une orogénèse à peu près continue affectant à la fois les zones de subsidence et les zones de surrection, sauf à corriger cette notion de continuité en mettant l'accent sur le caractère régional ou local des phénomènes tantôt plus actifs et tantôt plus lents. Dans cette perspective, la crise lutétienne des Pyrénées ne serait qu'un phénomène d'ampleur limitée affectant le secteur central des Pyrénées, de la vallée de l'Aude à celle du Gave de Lourdes.

Presque tous les faits nouveaux révélés par les forages des pétroliers pour le Crétacé et l'Eocène viennent à l'appui de cette notion de tectonique continue, les zones de subsidence se déplaçant assez rapidement d'un secteur à l'autre. Les migrations successives des zones les plus fortement affectées par une orogénèse de subsidence peuvent être mises en parallèle avec les mouvements de surrection, eux aussi localisés, que les géologues ont récemment étudiés dans les Pyrénées centrales et occidentales au Crétacé. Deux phases principales, l'une anté-aptienne et l'autre anté-cénomaniennne, peuvent être retenues : la première serait en rapport avec les cuvettes de Parentis et de Lacq au Crétacé inférieur, la seconde se serait développée au moment où se creusait le géosynclinal sous-pyrénéen, et aussi la cuvette du Bordelais, au Crétacé supérieur. Enfin, au cours du Lutétien, les Pyrénées occidentales mais surtout les Pyrénées centrales auraient pris forme et auraient été soulevées, tandis que devant elles disparaissait ou achevait de se combler le fossé sous-pyrénéen; en même temps se creusait la fosse aturienne, tandis que les hauts fonds de Mimizan et de Léon faisaient place à une zone d'affaissement.

A suivre ainsi, dans l'Aquitaine méridionale, la formation et la migration des zones de subsidence, on se rallie volontiers à l'idée d'une tectonique qui n'est à peu près jamais en repos, qui ne connaît pas non plus de véritables crises paroxysmales mais dont les zones de grande activité et de repos relatifs, étroitement localisées, se déplacent fréquemment. En

23. CROUZEL (F.), *Le Miocène continental*, ouvr. cit., p. 242.

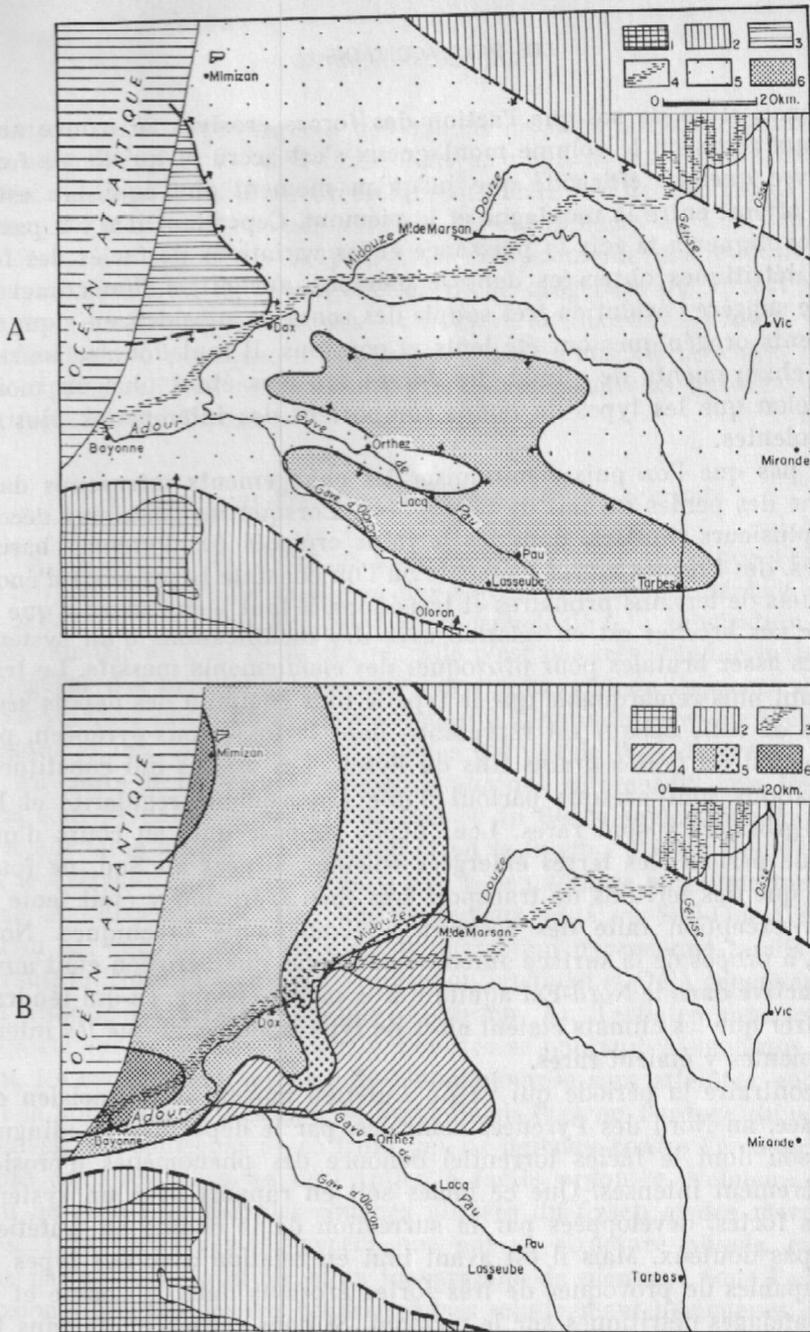


FIG. 12 — L'évolution structurale de la partie Sud-Ouest du Bassin aquitain à l'Eocène supérieur.

(D'après les rapports de la S.N.P.A. (J. SCHEFFLER).

A. La fosse de Laca à l'Eocène inférieur; 1. Pyrénées (zone axiale); 2. Lacune de l'Eocène inférieur (zone des affleurements du Jurassique et du Crétacé); 3. Zones émergées dans le Bassin d'Aquitaine à l'Eocène inférieur; 4. Limite sud des Landes; 5. Zone couverte de dépôts sédimentaires éocènes d'épaisseur réduite; 6. Fosse de l'Eocène inférieur : sédiments épais.

B. Terres émergées et zone de sédimentation dans le secteur sud-ouest de l'Aquitaine après l'orogénèse pyrénéenne du Lutétien; 1. Pyrénées (zone axiale); 2. Zone des affleurements du Jurassique et du Crétacé; 3. Zone des affleurements de l'Eocène inférieur (on y a figuré, comme dans le croquis A, la limite méridionale des Landes); 4. Zone qui émerge au cours du Bartonien; 5. Zone où la sédimentation se poursuit à la fin de l'Eocène; a) Faciès marneux; b) Faciès calcaire; c) Zone des fosses marines.

On notera que le haut fond situé au sud de Mimizan a disparu au cours de l'orogénèse lutétienne.

conséquence, il va de soi que l'action des forces érosives se trouve ainsi limitée aux zones où le volume montagneux s'est accru et qu'elle ne fonctionne avec quelque efficacité que jusqu'au moment où l'équilibre est à nouveau atteint entre la montagne et le piémont. Cependant il n'y a pas là de quoi expliquer à la fois la puissance et les variations de faciès des formations détritiques observées dans le piémont, surtout si l'on admet — comme le suggère l'évolution très souple des zones de subsidence — que les mouvements orogéniques ont été lents et continus. Il faut donc se tourner vers les changements de climat, les forces érosives étant plus ou moins actives selon que les types de temps comportent des intempéries plus ou moins violentes.

Non pas que l'on puisse minimiser les changements intervenus dans le système des pentes du fait de l'orogénèse. Lorsque les géologues découvrent à plusieurs reprises, dans les terrains crétacés des Pyrénées béarnaises, des brèches à gros éléments où l'on constate la présence d'énormes paquets de terrains primaires et triasiques, il faut bien convenir que la genèse de ces brèches est en relation avec des modifications d'un système des pentes assez brutales pour provoquer des éboulements massifs. Le trait est d'autant plus remarquable que le type le plus commun des dépôts sédimentaires de cette époque est représenté, dans le fossé sous-pyrénéen, par les marnes ou les grès à grains fins du flysch. Les assises qui constituent ces formations sont presque partout d'une remarquable régularité et les éléments grossiers y sont rares. Leur dépôt suppose que, au cours d'une très longue période, les terres émergées voisines, situées au Sud, ne fournissaient que des terrains de transport très fins. L'érosion y était lente et régulière, exception faite des secteurs à éboulements bréchiques. Nous avons vu, à propos de la surface antécénomaniennne, que l'érosion était aussi très peu active dans le Nord-Est aquitain à la même époque, ce qui tendrait à démontrer que les climats étaient alors de type isonome, et que les intempéries violentes y étaient rares.

Au contraire la période qui va du Lutétien moyen au Sannoisien est caractérisée, au Nord des Pyrénées centrales, par le dépôt des Poudingues de Palassou dont le faciès torrentiel dénonce des phénomènes d'érosion particulièrement intenses. Que ce faciès soit en rapport avec un système de pentes fortes, développées par la surrection de la chaîne au Lutétien, ce n'est pas douteux. Mais il est avant tout en relation avec des types de climat capables de provoquer de très fortes érosions dans la chaîne et de larges épandages détritiques sur le piémont. Si nous recherchions dans les phénomènes actuels une confirmation de l'hypothèse ainsi formulée, elle ne pourrait être qu'*a contrario* : de nos jours le système des pentes est probablement le plus vigoureux et le plus accusé qu'aient jamais connu les Pyrénées; il n'engendre cependant pas la formation de terrains de transport torrentiels du type des Poudingues de Palassou parce que le climat actuel est par trop isonome et à trop faibles intempéries.

En bref, nous considérons qu'à une orogénèse à peu près continue mais dont les forces inégalement réparties affectent certains secteurs plus vivement que d'autres, il faut opposer une paléoclimatologie variable où des crises violentes, sans doute assez courtes, en relation avec des types

de temps excessifs, provoquent des actions érosives puissantes, tandis que cette même érosion est très faible lorsque règnent des climats isonomes. Ceux-ci auraient dominé au Crétacé et au début de l'Eocène tandis que les phases climatiques antinomes auraient été nombreuses du Lutétien moyen au début de l'Oligocène. La puissance exceptionnelle des Poudingues de Palassou résulterait de la conjonction d'une orogénèse de surrection localisée dans les Pyrénées centrales — du Gave de Lourdes à l'Aude — et de crises morpho-climatiques d'une ampleur exceptionnelle au cours de l'Eocène supérieur. Nous retrouverons semblables situations au Miocène et à l'extrême fin du Tertiaire.

## 2° *Les pays crétacés du piémont basco-béarnais.*

La surrection des Pyrénées à la fin de l'Eocène provoque l'émersion des terrains crétacés de la région des Gaves. L'érosion y déploie aussitôt son action et peu à peu une province morphologique à substratum créacé s'individualise au pied de la chaîne. Elle n'est pas très étendue mais il faut en dégager dès maintenant les traits originaux afin de l'opposer aux provinces voisines faites de molasse et aussi à la grande province créacée du Périgord et des Charentes méridionales d'un style tout différent.

Au cours de l'Eocène inférieur, tandis que se creusait dans le géosynclinal sous-pyrénéen la cuvette de Pau et du Béarn septentrional (*fig. 11*), le secteur situé un peu plus au Sud et où le flysch s'était accumulé durant tout le Crétacé supérieur se trouva peu à peu soulevé en même temps que plissé. A l'Eocène supérieur, tout le secteur situé au Sud-Ouest du Gave de Pau est englobé dans la zone de surrection pyrénéenne tandis que se poursuit au Nord la tectonique « d'engloutissement ». Déjà cependant l'érosion attaque les terrains tendres du flysch. Au Tertiaire supérieur, elle l'emporte sur l'orogénèse de surrection qui se poursuit, si bien que, localement, les couches marneuses anté-cénomaniennes sont atteintes, comme on peut le voir dans le « bray » de Saint-Palais<sup>24</sup> et en bordure du « front » pyrénéen. En contrebas de ce front, mieux défendu contre l'érosion par les roches calcaires massives de l'Aptien à faciès urgonien, s'élabore un piémont où sont tranchées les couches plissées du flysch et des marnes crétacés. Toute cette région, pyrénéenne par sa structure plissée, est aquitaine par sa faible altitude et sa topographie de piémont. Sous l'action de l'érosion, opérant dans des roches tendres relativement homogènes, la montagne a reculé devant le bas pays. Tandis qu'en Ariège le bassin sédimentaire coïncide avec le bassin topographique, la barrière rectiligne des petites Pyrénées s'enlevant d'un seul trait au-dessus des dépôts molassiques non plissés, en Béarn et en Soule les bas pays aquitains empiètent largement, au Sud-Ouest du Gave de Pau, sur une région plissée de terrains crétacés que sa structure rattache aux Pyrénées. Le contact des couches tendres du

<sup>24</sup> Il ne s'agit pas ici d'une simple boutonnière ouverte dans un seul pli à faible bombement comme en Normandie orientale mais d'un complexe de plis où les déversements et les cassures trahissent une tectonique de serrage violent dont le style est proprement pyrénéen. On verra à ce sujet la thèse de G. VIERS en cours de publication.

flysch ou des marnes albiennes est si bien dégagé devant le « front » des calcaires urgo-aptiens que l'on voit apparaître au pied de la montagne une sorte de dépression bordière constituée par les cuvettes de Lourdes, Arthez-d'Asson, Bruges, le Bager d'Oloron que dominant, au Sud, des murailles calcaires dressées parfois d'un seul jet à plus de 1 000 mètres au-dessus du bas pays. Dans les terrains tendres de ces cuvettes, les phénomènes karstiques accentuent localement les contrastes topographiques.

Vers le Nord où le faciès flysch cède la place au faciès calcaire épicon-continental on s'attendrait à rencontrer des reliefs plus vigoureux. Mais ici l'orogénèse a été déficiente et ces calcaires n'apparaissent qu'en bordure des boutonnières diapiriques de la Chalosse et du Béarn. Le petit cañon que le Gave a scié au fond de sa vallée près d'Orthez, la haute muraille de calcaires redressés à la verticale que l'Adour perce en cluse à Tercis, aux environs de Dax, sont en eux-mêmes remarquables mais ils ne constituent que de curieuses exceptions dans les paysages topographiques très mous et très uniformes du Sud-Ouest aquitain. En fait, la dualité de faciès du Crétacé moyen et supérieur (flysch et calcaire) apparaît assez peu dans la morphologie. C'est principalement aux dépens du flysch soulevé et plissé puis largement déblayé par l'érosion qu'une province morphologique originale a pu se constituer dans les terrains crétacés compris entre les Gaves et les Pyrénées. Resté souterrain, le Crétacé calcaire n'a pu jouer le même rôle entre le Gave d'Oloron et la Chalosse, où il nous est connu surtout par les forages des pétroliers.

Dans toute la région du flysch, la patience et l'ingéniosité des géologues ont été mises à rude épreuve lorsqu'ils ont entrepris de cartographier les affleurements et d'identifier, dans cette masse uniforme, des étages distincts. Le modelé en creux de la boutonnière ou « bray » de Saint-Palais paraît en rapport à première vue avec les faciès dissemblables du flysch céno-manien et des marnes albiennes. En fait ces roches ne présentent pas d'assez grandes différences de dureté, leur capacité de résistance à l'érosion ne les oppose pas suffisamment; surtout l'on passe d'une série à l'autre par des transitions trop bien ménagées pour que le modelé en creux de Saint-Palais puisse être interprété en fonction de la seule lithologie. Comme pour les Pays-Bas charentais, il a fallu que des accidents tectoniques, cassures, plis couchés et brisés, mettent en contact brusque des couches de résistance différente pour qu'apparaisse une large zone d'évidement en boutonnière<sup>25</sup>. En dépit de cette tectonique, les topographies molles, surfaces d'aplanissement, larges fonds de berceau et croupes surbaissées, sont le trait commun de tout le pays crétacé basco-béarnais.

A cette monotonie du modelé s'ajoute celle des sols. La pédologie de toute cette région n'est d'ailleurs pas originale. Le flysch en affleurement se décompose très facilement et la pourriture a pénétré en profondeur. Il en est résulté des formations superficielles épaisses de type sablo-argileux. Elles sont restées en place sur les topographies planes et passent à des formations colluviales de même composition sur les pentes. Les sols

<sup>25</sup>. Ici encore on se reportera à la thèse de G. VIERS.

de plateau sont très évolués et les horizons A et B y ont chacun une grande épaisseur. Souvent, sur ces sols très lessivés, la lande couvre de grands espaces. Elle a certainement remplacé d'anciennes forêts mais il est difficile de préciser dans quelle mesure cette forêt et cette lande ont pu marquer de leur empreinte propre l'évolution des sols. Sur les versants les horizons sont moins bien individualisés, le lessivage moins poussé. Mais les types de sols ne sont pas assez opposés, des plateaux aux coteaux, pour que la mise en culture souligne les contrastes. La technique béarnaise qui procède par « *concentration des moyens* » est assez efficace pour qu'un même sol puisse, à volonté, devenir un champ ou un pré après avoir été une lande ou un bois <sup>26</sup>.

### 3° Les dépôts crétacés du Nord-Est aquitain.

Nous avons vu que, dans le Nord de l'Aquitaine, les mers sont localisées pendant tout le Crétacé inférieur dans le golfe de Parentis. Peu à peu cependant, tandis que se creuse le fossé sous-pyrénéen, la cuvette de Parentis s'élargit puis, assez rapidement, la transgression cénomaniennne s'étend vers le Bordelais, le Sud des Charentes et le Périgord central. Elle gagne encore vers l'Est, aux limites du Périgord, du Quercy et de l'Agenais, au cours du Turonien. Mais déjà au début du Sénonien la région saintongeaise (Oleron, Brouage, Rochefort) commence à émerger et peu à peu la régression s'accuse sur tout le pourtour du golfe périgourdin et charentais, tandis que se creuse la cuvette du Bordelais. Dans le même temps on observe, en Sainlonge et en Périgord, une évolution structurale assez accusée pour que se forment de larges ondulations et des ébauches de plis à grand rayon de courbure. Elle se lit aujourd'hui sur la carte géologique, au simple examen de l'épaisseur des assises crétacées. Ainsi le synclinal de Saintes contient des couches massives de Sénonien (300 à 400 mètres) tandis que sur l'anticlinal de Jonzac, les assises sont beaucoup plus minces, dès le Turonien (une centaine de mètres pour le Cénomaniennne et le Turonien). Dans le Sarladais les couches turoniennes et cénomaniennes sont beaucoup plus épaisses qu'aux environs de Saint-Cyprien où affleure le Jurassique. Sur l'axe anticlinal de Mareuil tout le Crétacé n'est représenté que par une centaine de mètres de calcaires tandis qu'un peu plus au Nord, dans le synclinal de Colombiers, il a au moins 300 mètres d'épaisseur. Il est à peu près certain que l'on trouverait dans la cuvette crétacée de Bergerac et de Bordeaux des variations du même ordre si l'on disposait d'un assez grand nombre de sondages. Mais ceux-ci n'ont été réalisés que sur des structures anticlinales où l'on découvre de 500 à 600 mètres de terrains crétacés pour la région située au Nord et à l'Est de Libourne, jusqu'à 800 et 900 mètres dans le Bordelais. La région d'Arcachon, encore incomplètement explorée, laisse soupçonner la présence d'un fossé où le Crétacé supérieur aurait plus de 1 500 mètres de puissance (*fig. 9 et 10*).

26. On cultive des surfaces réduites où la fumure est très forte grâce aux litières abondantes fournies par la lande. D'où la formule agrolologique dite « par concentration des moyens ».

A travers ces données, nous percevons en Périgord comme un écho des mouvements tectoniques beaucoup plus puissants qui ont déterminé la formation du fossé sous-pyrénéen et la surrection des Pyrénées. Les conséquences de cette évolution de la structure ne furent pas immédiatement épuisées. Après l'émersion finale, à la fin du Crétacé, se développe, en Périgord, l'action des forces érosives qui aboutit à la formation de la pénélaine éogène. Les anticlinaux (Jonzac, Saint-Cyprien) et les dômes (La Tour-Blanche) qui avaient continué à se gonfler au début du Tertiaire furent arasés tandis que les formations éluviales locales et les dépôts alluviaux originaires du Massif central remblayaient les synclinaux et les cuvettes qui continuaient à se creuser (haute vallée de la Nizonne et région de la Double).

Considéré dans son ensemble, le golfe périgourdin du Crétacé constituait encore à l'Eocène une zone basse entre le Quercy et les Charentes. Les mers du Tertiaire n'y pénétrèrent pas mais les dépôts continentaux s'y accumulèrent. C'est pourquoi le domaine des formations continentales éogènes (Sidérolithique) s'inscrit, en gros, dans le même cadre que le pays crétacé. Pas plus que dans la région sous-pyrénéenne l'étude des dépôts du Tertiaire inférieur (ici le Sidérolithique continental) ne saurait être séparée de celle des dépôts crétacés. En Saintonge et en Angoumois comme en Périgord, il faut tenir compte de la pénéplanation éogène et de l'épannage des terrains de transport pour définir le relief et les sols des pays crétacés.

#### 4° *La surface éogène.*

Nous avons noté qu'après le retrait des mers crétacées vers l'Atlantique et le Sud-Ouest aquitain les eaux marines restèrent longtemps cantonnées dans le fossé sous-pyrénéen; à l'Eocène inférieur elles ne dépassaient pas, vers le Nord, la ligne Parentis-Roquefort-Garlin-Vic-de-Bigorre. Or, quand elles s'avancent à nouveau en Bordelais et que des lacs se forment à l'Eocène terminal et à l'Oligocène dans le Périgord méridional et l'Agenais, les sédiments qui se déposent ne viennent presque jamais au contact du Crétacé. Ils en sont séparés par les formations détritiques qui constituent le Sidérolithique, particulièrement épais dans la Double et aux limites du Quercy et du Périgord. Deux faciès principaux caractérisent cette formation : d'une part des produits éluviaux qui correspondent aux résidus de décomposition sur place des roches, d'autre part des terrains de transport constitués par ce même éluvium remanié et véhiculé par les eaux, de proche en proche, du Limousin vers le Bordelais et la Gascogne.

Ce mouvement de descente des terrains de transport suppose que le Massif central et les pays du Nord-Est aquitain occupent une position haute et qu'une sorte de plan incliné s'établit depuis le Limousin jusqu'aux pays de l'Adour. Le système des pentes ainsi réalisé subsista jusqu'à la fin de l'Eocène en dépit de la forte surrection des Pyrénées au Lutétien moyen, en dépit aussi des mouvements orogéniques qui, à la même époque ou un peu plus tard (Eocène supérieur), provoquent la formation des plis diapirs aturiens ou accentuent la saillie des dômes à noyaux triasiques

déjà constitués dans la région du Sud-Ouest aquitain. On sait que cette orogénèse se développe très loin vers le Nord. Elle a donné les « rides anticlinales »<sup>27</sup> de Roquefort, de Villagrains-Landiras, de Cézán-Lavardens, au Sud de la Garonne, celles de la Tour-Blanche et de Mareuil en Périgord, l'anticlinal de Jonzac-Brouage en Saintonge, les dômes de la Grésigne et de Castanet sur la faille de Villefranche. Il faudrait y ajouter la plupart des structures « enterrées » que la géophysique a révélées et qui ont d'ordinaire pris forme ou se sont développées à cette époque (h. t. A). C'est dire que le dispositif général des pentes inclinées vers le Sud-Ouest devait être assez irrégulier, d'autant plus qu'à ces dômes s'opposent des cuvettes, en particulier celles qui dans le Bordelais et dans le golfe de Castres préfigurent la gouttière garonnaise oligocène.

On ne peut douter que cette orogénèse de détail ait localement favorisé l'action des forces érosives : les dômes sont arasés, les cuvettes remblayées. Pour en juger à plus grande échelle il faut reprendre le dessin régional de la structure héritée des dernières époques du Crétacé et qui se maintient au cours de l'Eocène inférieur : entre le Quercy et les Charentes, le Périgord constitue encore une zone basse où viendront s'étaler les terrains de transports issus du Limousin ; vers le Bordelais d'une part, vers la Gascogne gersoise d'autre part, apparaissent de larges ensellements — nous y retrouvons les épandages continentaux éocènes ; enfin, dans le Castrais, une zone basse se localise en contrebas des hautes terres du Ségala — des argiles à graviers épaisses tapissent le plan incliné qui mène des secondes à la première.

Il ne semble d'ailleurs pas que la pente générale vers le Sud fût très accusée à l'Eocène inférieur. Aussi les formations éluviales qui se développent restent-elles souvent en place. Elles ne seront entraînées vers les zones basses qu'à l'Eocène supérieur, soit que les dénivellations aient été amplifiées sous l'effet des mouvements orogéniques, ce qui n'apparaît avec quelque évidence que localement, soit plutôt que le climat devenu plus efficace ait vigoureusement activé les phénomènes d'érosion et de transport.

A l'Eocène inférieur on observe surtout des phénomènes d'altération. Dès la fin du Crétacé, l'action des forces exogènes que commande le climat aboutit à une décomposition profonde des roches, selon un processus assez semblable à ceux qui s'étaient développés aux temps permo-triasiques. Cette altération s'observe en particulier dans les grès sénoniens du Sarladais, dont le ciment calcaire est dissous tandis que les sables quartzeux sont libérés, donnant d'épaisses arènes de couleur rouge qui font ressembler certains coteaux du Sarladais à ceux que l'érosion a modelés dans les Sables fauves de Chalosse. Il n'est pas rare de voir dans une tranchée le

27. Nous reprenons ici l'expression de DAGUIN (F.). Les rides anticlinales du Bassin de l'Adour considérées comme les éléments d'une virgation aturienne. *P.V. de la Société Linnéenne de Bordeaux*, 1941, p. 133-144. Cependant il ne semble pas que cette notion de ride soit à retenir. Les travaux de géophysique et les forages ont fait apparaître un assez grand désordre dans la position des dômes et il est bien difficile, sinon arbitraire, de les raccorder entre eux pour dessiner des rides. Dans cette orogénèse, l'influence du soulèvement pyrénéen se traduit par des poussées tangentielles qui provoquent un déversement de plis vers le Nord, par exemple à Villagrains-Landiras et à Roquefort.

passage du grès calcaire compact, gris ou blanc, au sable meuble, d'abord blanc, puis jaune et rouge. Dans le même temps, les roches calcaires, attaquées par les phénomènes de dissolution, perdaient leur carbonate de chaux et il se formait un éluvium argilo-sableux dont l'épaisseur était bientôt suffisante (deux à trois mètres) pour protéger la roche sous-jacente ainsi soustraite à l'action de l'érosion. Lorsque le calcaire est riche en silex, la formation résiduelle peut atteindre 5 à 6 mètres d'épaisseur; dans les zones déprimées elle passe à des formations colluviales, du type bief à silex, de 10 à 20 mètres d'épaisseur. Localement, la décomposition des roches crétaées et l'élimination du calcaire ont donné soit des formations résiduelles kaolinisées très épaisses, actuellement exploitées autour des Eyzies par les usines de porcelaine et de produits réfractaires, soit des sables et des grès ferrugineux qui, aujourd'hui encore, sont recherchés aux environs de Fumel par la sidérurgie<sup>28</sup>. Une intense karstification allait de pair avec les phénomènes de dissolution et d'altération des roches crétaées. Elle est presque toujours du type « fourré », les produits éluviaux prenant la place du calcaire dans les cavités ou les fentes élargies du karst éogène périgourdin.

Ces processus d'altération des terres émergées ne se limitaient pas au Périgord crétaé. On observe des phénomènes en tout point comparables dans les pays jurassiques de l'Angoumois oriental entre Angoulême, Ruffec et Marthon. Il en est de même dans le Quercy jurassique du Nord (Causse de Martel) et de l'Ouest (Causse de Catus). Cependant les formations résiduelles éogènes y sont moins épaisses, moins largement étalées qu'en Périgord. En Quercy, elles se localisent souvent dans d'étroits bassins comme ceux de Cieurac ou du Boulevé au Sud et à l'Est de Cahors. Les plateaux des Causses de Gramat et de Limogne ne portent des lambeaux de couverture détritique que dans les régions déprimées. Il en est de même dans les pays calcaires du Jurassique charentais à l'Ouest d'Angoulême et de Ruffec où ces formations résiduelles sont encore plus rares. Par contre on les retrouve et souvent sous de fortes épaisseurs au Nord-Est du Périgord sur le socle ancien du Limousin où les gneiss, les schistes et les granites sont profondément décomposés sur les plateaux.

La répartition des formations détritiques éogènes est évidemment en rapport avec les roches plus ou moins sensibles aux phénomènes d'altération et plus ou moins riches en produits résiduels, mais aussi avec le système général des pentes tel qu'il se présentait à l'Eocène supérieur lorsque l'érosion prit le pas sur l'altération. Les produits éluviaux glissèrent alors des zones hautes vers les zones basses, des Charentes, du Limousin et du Quercy vers le Périgord, le Bordelais et la Gascogne gersoise.

Dans ses grandes lignes, la datation des phénomènes d'altération et de transport qui ont donné le Sidérolithique ne prête guère à discussion. La mise en place de la formation est antérieure au dépôt des calcaires et des molasses tertiaires qui la fossilisent. En Quercy et en Périgord, ces calcaires et ces molasses appartiennent à l'Oligocène, ce qui nous permet de considérer le Sidérolithique comme Eocène. Mais il peut y avoir un

28. Ce sont ces sables et grès ferrugineux qui ont donné leur nom à l'ensemble de la formation continentale éocène : le Sidérolithique.

espace de temps assez long entre la formation du Sidérolithique éluvial ou de transport et son recouvrement par les terrains oligocènes. Une datation plus précise peut être recherchée dans le Bordelais où la chronologie éocène est plus serrée. On constate en effet, à l'Est de Blaye, que le Sidérolithique passe sous les calcaires et molasses du Lutétien supérieur, si bien qu'il peut être considéré comme antérieur à cet étage; tout au plus en est-il contemporain.

La continuité des formations du Sidérolithique éluvial depuis le Limousin jusque dans le Périgord méridional, au contact de la Double, donne à penser que les phénomènes d'altération se sont développés partout en même temps à l'Eocène inférieur ou même dès la fin du Crétacé, postérieurement au Maestrichtien qui, aux lisières de la Double, à Saint-Aulaye, est recouvert mais aussi pénétré de formations détritiques. Plus loin vers l'Ouest, en Double et dans le Blayais, d'épaisses formations de transport se superposent au Sidérolithique éluvial. Là encore la continuité des formations alluviales que l'on peut suivre depuis le Bordelais jusqu'au Limousin à travers le Périgord ne fait aucun doute; les sables rouges, les argiles jaunes et rouges et surtout les graviers quartzeux peu roulés qui proviennent indiscutablement du Limousin se retrouvent partout depuis la Gironde jusqu'aux plateaux de Lanouaille. Or dans le Blayais ils passent sous les calcaires du Lutétien supérieur et constituent les Sables inférieurs du Bordelais; ils passent aussi latéralement à ces mêmes calcaires mais on ne les rencontre pas dans les formations sédimentaires plus récentes, si bien que l'on peut considérer leur épandage comme terminé à la fin du Lutétien. Simplifiant quelque peu nous serions tentés de considérer les formations éluviales du Sidérolithique comme anté-lutésiennes et les terrains de transport comme lutésiens mais, pour une part, les deux séries de phénomènes, altération et transport, sont contemporaines<sup>29</sup>.

En Limousin, les formations éluviales éogènes risquent parfois d'être confondues avec celles du Permo-Trias. En fait, les deux systèmes détritiques peuvent être clairement séparés à Thiviers où le Sidérolithique repose sur le Lias. Sur le socle ancien on peut utiliser un autre critère qui nous est fourni par les couleurs différentes des deux formations. L'éluvium permo-triasique se reconnaît ordinairement à sa coloration violette ou lie-de-vin, tandis que pour le type éogène le rouge-orange domine. En Limousin, au voisinage du Périgord, ce dernier est de beaucoup le plus commun.

Nous pouvons donc reconstituer, au moins dans ses grandes lignes, une surface d'altération éogène qui s'étendait du Bordelais à l'Angoumois oriental d'une part et du Limousin de Tulle à la Gascogne gersoise et au Béarn d'autre part, puisque nous trouvons partout, en surface ou dans les

29. Nous reconnaissons bien volontiers qu'on ne peut séparer complètement altération et érosion. Cependant il nous paraît indiscutable qu'à une période où prédominent des phénomènes d'altération exceptionnellement acclifs (Eocène inférieur) succède une période où ce sont au contraire les phénomènes d'érosion qui l'emportent (Lutésien). Il semble donc que l'on puisse opposer du point de vue morphogénétique des « climats d'altération » à des « climats d'érosion ».

forages, un éluvium de type sidérolithique au-dessus des terrains du Crétacé, du Jurassique et du socle ancien. Cette surface d'altération fut remaniée et devint une surface d'érosion à l'Eocène supérieur lorsque les produits éluviaux eurent été enlevés par les actions érosives dans les zones hautes et étalés dans les zones basses. Cependant nous n'avons aucune preuve qu'en définitive cette érosion ait été très importante et que soit par là même pleinement justifiée l'expression, devenue classique en Limousin, de « pénéplaine éogène ». Deux conditions favorables : altération préalable, forces érosives intenses, étaient réunies au Lutétien moyen et supérieur. Mais il est probable qu'il manqua, sauf exception, la troisième condition : un système de pentes aux fortes dénivellations favorables à l'érosion. Dans l'Aquitaine du Nord, nous n'avons rien qui ressemble aux Poudingues de Palassou et qui puisse prouver que l'érosion a vigoureusement réduit une région de hauts reliefs. Trop de formations éluviales sont restées en place et les terrains de transport sont d'ordinaire de type trop fin pour que l'on puisse imaginer un décapage du Limousin comparable à celui qui s'opère dans les Pyrénées lorsque se forment les Poudingues de Palassou. C'est pourquoi nous considérons qu'il vaut mieux parler de « surface éogène » — surface d'altération plus encore que d'érosion — plutôt que de « pénéplaine éogène » pour définir le modelé élaboré dans les Pays aquitains et le Limousin à l'Eocène inférieur.

Une exception, en Grésigne, peut nous servir pour confirmer *a contrario* cette manière de voir. En liaison avec l'orogénèse pyrénéenne, une vigoureuse intumescence de 400 ou 500 mètres de hauteur relative s'était formée au Lutétien moyen et supérieur sur la faille de Villefranche, au Sud de l'Aveyron<sup>30</sup>. Aussitôt, sur le flanc oriental, brisé de failles, du dôme ainsi constitué, une érosion extraordinairement intense provoqua la formation d'un vaste piémont de débris grossiers qui s'accumulèrent sur des dizaines de mètres d'épaisseur. Les galets de calcaire ou de grès qui en constituent la majeure partie ont en moyenne la grosseur des deux poings et sont assez semblables à ceux des Poudingues de Palassou. La base de ce piémont fut par la suite fossilisée par les calcaires lacustres stampiens et depuis l'érosion n'a sans doute jamais été capable de reprendre son œuvre destructrice avec la même intensité puisque les calcaires stampiens ne portent aucune couverture détritique. A elle seule, la Grésigne nous fournirait des notions suggestives sur la puissance et l'efficacité de l'érosion à l'Eocène supérieur si nous n'en avions d'autres preuves dans les Pyrénées. Mais en dehors de la Grésigne, faute de pente, l'érosion fut limitée dans l'ensemble des pays aquitains du Nord.

C'est du rapprochement des faits observés dans le Blayais, le Castrais, la Grésigne, le Périgord et aussi en bordure des Pyrénées que se dégage l'interprétation qui vient d'être proposée de l'âge et des conditions de formation du Sidérolithique. Elle diffère de celles qui ont été présentées dans les notices des cartes géologiques (1<sup>re</sup> édition). Vasseur et ses élèves qui en sont les auteurs avaient supposé un passage latéral du Sidérolithique

30. Voir à ce sujet GÈZE (B.) : Notice de la carte géologique au 80 000<sup>e</sup> de Montauban, 2<sup>e</sup> édition 1949.

aux molasses et aux calcaires dans toute la série sédimentaire éocène et oligocène<sup>31</sup>. Ce qui est vrai pour le Calcaire de Blaye (Lutétien supérieur) dans la région des Confins bordelais du Nord-Est ne l'est plus en Périgord, en Quercy et en Albigeois, même si dans la zone où molasses et calcaires viennent « s'appuyer » sur le Sidérolithique il y a un mélange des débris remaniés du Sidérolithique et de la molasse. Les preuves d'une superposition générale de la molasse au Sidérolithique ont été multipliées en Gascogne gersoise et en Béarn par les forages pétroliers. A. Vatan y a ajouté en 1945 d'excellents arguments tirés de l'étude des minéraux lourds<sup>32</sup>. La molasse est une formation détritique d'origine pyrénéenne tandis que le Sidérolithique doit être considéré soit comme une formation éluviale restée en place, soit comme un terrain de transport issu du Massif central et entraînant dans son mouvement de descente vers le Bordelais ou la Gascogne de l'éluvium limousin et périgourdin<sup>33</sup>. Si l'on admet cette distinction il va de soi que l'âge des deux formations est différents : la molasse est postérieure au Sidérolithique; les terrains de transport qui constituent la part la plus récente de ce dernier sont descendus du Limousin vers le Sud-Ouest au Lutétien; alors le système des pentes constitué du Nord au Sud rendait possible ce mouvement; plus tard (Bartonien), après la surrection des Pyrénées, c'est en faveur de la molasse pyrénéenne qu'ont joué les dénivellations s'organisant du Sud au Nord.

Dans le cadre plus réduit du bassin de Castres, nous pouvons faire des observations du même ordre. On note au contact du massif ancien de fortes épaisseurs de terrains de transport venues des plateaux de Lacaune. Elles plongent sous les calcaires de Castres d'âge lutétien supérieur. Ceux-ci, d'origine lacustre, se sont déposés sur un plan horizontal. A ce moment la pente était devenue si faible que l'érosion ne pouvait plus rien transporter depuis le Massif central. C'est dire que dès le début du Lutétien supérieur la phase sidérolithique — altération du socle ancien et transport de l'éluvium — était achevée. Après le dépôt du calcaire de Castres, des matériaux molassiques très fins (Bartonien) arrivent des Pyrénées, suivis de produits plus grossiers, les poudingues de Puylaurens. Le renversement de pente est ici bien daté et se développe sur un espace réduit; il peut nous aider à comprendre ce qui s'est passé, à plus grande échelle, dans l'ensemble du Bassin aquitain<sup>34</sup>.

Les formations éogènes sidérolithiques étant définies, le problème se pose de leur place dans le modelé. Que reste-t-il, dans les formes actuelles

31. Point de vue repris en 1941 par H. SCHOELLER pour la région de Fumel : SCHOELLER (H.), Etude sur le Sidérolithique du Lot-et-Garonne, *B.S.C.G.F.*, XLIII, 206, 49 p., 1941. Le Sidérolithique aurait constitué une formation de piémont et la molasse un dépôt de plaine de niveau de base.

32. VATAN (A.), Etude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire de l'Aquitaine, *B.S.C.G.F.*, (3), t. 13, 1945, p. 657-670.

33. FÉNELON (P.). *Le Périgord* (ouvr. cit.) qui a eu le mérite de mettre l'accent sur les formations éluviales développées aux dépens du Crétacé propose de réserver à celles-ci l'expression *Sidérolithique*, le terrain de transport devenant Sables du Périgord d'âge oligocène. Nous ne pouvons adopter cette proposition en raison des faits observés dans le Blayais qui datent le terrain de transport du Lutétien.

34. Il ne faut évidemment pas s'en tenir aux pendages actuels acquis ultérieurement lors du relèvement des plateaux de Lacaune.

du terrain, de la surface d'altération et de la surface d'érosion ou d'accumulation des temps éogènes ? Nous serions tenté de considérer que rien ne subsiste de cette topographie puisqu'aussi bien elle a été déformée par les mouvements orogéniques postéogènes et qu'elle a été remaniée lors de la formation des surfaces néogènes. Le secteur où sa reconstitution serait le plus aisée, la Saintonge méridionale, nous offre l'exemple remarquable d'une topographie ancienne assez bien conservée et qui ne doit pas beaucoup différer de la surface éogène, mais qui a cependant été basculée au point que son drainage est aujourd'hui inverse de celui qui s'était constitué au Tertiaire inférieur. Actuellement les cours d'eaux sont orientés vers le Nord-Ouest (Seudre, Charente, Seugne, Né) tandis qu'aux temps éogènes le système des pentes s'organisait par rapport à un niveau de base situé vers la Double. Dans ces conditions, il serait vain de rechercher à travers le Bois saintongeais d'autres traits morphologiques d'âge éogène qu'un dispositif général très plat et des formations superficielles de type éluvial. Toute considération de niveau et d'altimétrie reportée à la surface éogène se trouve sans fondement véritable, du fait des mouvements de bascule qui ont renversé l'orientation générale du système des pentes.

A plus forte raison est-il difficile de restituer l'ancienne surface éogène en Périgord et dans l'Angoumois au Sud-Est d'Angoulême, où nous avons la preuve que des mouvements tectoniques assez considérables, de fortes érosions et de nouveaux apports détritiques venus du Massif central ont à tel point modifié l'ancienne surface éogène qu'elle est méconnaissable en dehors de quelques témoins fossilisés par des formations plus récentes comme les calcaires et meulières de Bord au Sud de Domme. Mais ces témoins sont d'un faible secours pour reconstituer avec quelque exactitude la surface éogène. Même dans le cas où le Sidérolithique affleure sur un plateau périgourdin régulièrement nivelé on a toute chance d'être en présence d'un fragment de surface néogène plutôt que d'un vestige de la surface éogène. Il reste que le Périgord, la Saintonge méridionale et l'Angoumois du Sud ont souvent gardé, au-dessus de leurs calcaires crétacés, d'épaisses formations du Sidérolithique et qu'on ne saurait négliger celui-ci dans l'étude du modelé, moins encore dans celle des sols.

##### 5° *Les pays crétacés des Charentes et du Périgord (carte h.-t. B).*

Sur la carte géologique, les terrains crétacés du Nord de l'Aquitaine s'inscrivent assez régulièrement à l'intérieur de « l'auréole » jurassique pour qu'on soit tenté de rechercher d'abord les traits communs à l'ensemble des régions ainsi définies. En fait, il y en a fort peu en raison de l'inversion structurale qui fait de l'ancienne zone basse du Périgord crétacé une région relativement haute entaillée de profondes vallées, tandis que les Charentes un peu plus hautes au début du Tertiaire sont aujourd'hui basses, plates et n'ont que de petites vallées assez mal dessinées. Si l'on ajoute que les rapports qui s'établissent, des Charentes au Périgord, entre les affleurements calcaires et la couverture éogène opposent les deux contrées, on comprendra qu'il soit préférable de les présenter séparément.

a) *Le Nord-Ouest : les pays crétacés des Charentes* (fig. 9, 10 et 11).

La transgression s'étant faite des Charentes vers le Périgord, la série stratigraphique crétacée est d'abord plus étoffée à l'Ouest qu'à l'Est (Céno-manien, Turonien, et début du Sénonien). Par la suite, la région charentaise d'Oleron-Brouage émergea; aussi le Sénonien est-il plus épais et plus riche en sous-étages, vers le Périgord. Entre ces deux zones extrêmes, les régions crétacées de la Moyenne Charente présentent la gamme la plus riche de faciès, en même temps que la plus forte épaisseur des couches venant à l'affleurement. Tandis qu'aux environs de Rochefort, les calcaires crayeux massifs du Sénonien font complètement défaut et que sur la Vézère les assises crétacées sont à peu près uniformément calcaires ou gréseuses, nous avons en Angoumois un système crétacé à la fois très épais et très largement différencié. Les couches tendres ont été vigoureusement affouilées par l'érosion qui dispose sur la Charente d'un niveau de base à très faible altitude (30 mètres à Angoulême). Aussi découvre-t-on en Angoumois un magnifique relief de côtes qui s'allonge entre Magnac-sur-Touvre et Cognac. Deux étages de calcaires durs y donnent deux belles corniches en retrait l'une sur l'autre vers le Sud. Il y a encore des éléments de côtes vers l'Ouest, autour des marais de Brouage et aux environs de Pons. Mais l'érosion n'a pas réussi à les mettre pleinement en valeur. La pénéplation éogène ayant nivelé l'anticlinal de Jonzac, tout le pays compris entre la Charente et la Gironde est resté presque uniformément plat depuis cette époque. Des sables rouges d'origine détritique y masquent le Crétacé. Les sols qu'ils ont donné, très évolués et acides, sont pauvres et portent encore de grands lambeaux de forêts. On désigne communément ces sols sableux sous le nom de « varennes » et le pays qu'ils occupent est appelé le « Bois saintongeais », expression que l'on retrouve dans la dénomination de leurs eaux-de-vie dites des « Fins Bois » ou des « Bons Bois ». Au goût des connaisseurs, elles rivalisent avec celles des « Champagnes ».

Entre le Bois saintongeais et la région des cuestas d'Angoulême se creusent les « Champagnes saintongeaises ». Au point de vue morphologique nous sommes là en présence d'un modelé original, le plus remarquable du Crétacé charentais. L'évidement des dépressions campaniennes est en relation avec le faciès crayeux du Sénonien moyen (Campanien). Dans le synclinal de Saintes, son homogénéité et la faible capacité de résistance des roches, à la fois friables et gélives, l'absence de tout résidu grossier de l'érosion dans des assises pauvres en silex ont rendu possible de très larges déblaiements dans les couches sénoniennes; à Segonzac, à Archiac et sur la haute Seugne, il a été extrêmement poussé au point qu'on peut se demander s'il n'y a pas eu, localement, au début du Quaternaire des phénomènes de surcreusement<sup>33</sup>. Les sols très calcaires de ces Champagnes sont d'une teinte grise uniforme qui les distingue nettement des sols rouges des Bois. A la fois topographique et pédologique, l'opposition

33. ENJALBERT (II.), La vallée moyenne de la Charente, art. cité.

des Champagnes et des Bois apparaît, en dépit de leur commune vocation viticole, comme l'un des traits fondamentaux de la géographie charentaise en pays crétacé. (Pl. I).

b) *Le Sud-Est : les pays crétacés du Périgord.*

En passant des Charentes au Périgord ces contrastes s'atténuent rapidement quoique le Sénonien tienne une place considérable dans les régions crétacées du Sud-Est. Mais le faciès campanien se charge de silex. Dès lors, le déblaiement d'une Champagne devenait à peu près impossible; dans les calcaires marno-crayeux, lardés de gros rognons siliceux, l'érosion était impuissante à éliminer ces derniers. Ils restaient sur place lorsque le calcaire était dissous ou emporté, et fossilisaient peu à peu la roche sous-jacente que l'érosion ne pouvait plus atteindre. Même dans les vallées quaternaires, les silex sont parvenus localement à paralyser l'érosion; celle du Vergt, au Sud de Périgueux, a son fond remblayé par d'énormes cônes de déjection formés de silex du Campanien et les eaux se perdent dans ces matériaux grossiers que les grandes crues de l'époque glaciaire ne parvenaient déjà plus à évacuer vers l'aval.

D'autres causes ont joué dans le même sens, empêchant la formation des Champagnes en Périgord. Au Sud de Ribérac, le Campanien marno-crayeux est recouvert par les calcaires durs et massifs du Maestrichtien<sup>36</sup>. L'érosion y a découpé des vallées aux versants abrupts couronnés parfois de solides corniches. Au lieu des Champagnes charentaises largement évitées, on a des plateaux réguliers dominant les coupures profondes des vallées (région du Bugue et de Lalinde sur la Dordogne). Dans le Périgord central, le manteau épais du Sidérolithique s'est conservé presque partout au-dessus du Crétacé. Cette couverture détritique protège les calcaires marnoux du Sénonien qui n'apparaissent plus que sur les versants des vallées. Les « terrains de transport » sont ici beaucoup plus épais que dans le Bois saintongeais. Ils ont donné, sur les plateaux, des sols siliceux maigres et lessivés où la forêt règne en maîtresse. Elle couvre souvent les deux vers des terroirs, ce qui donne des paysages sombres connus sous le nom de *Périgord noir* dans la région de Périgueux. Aux affleurements de la roche marno-crayeuse, localisés entre l'anticlinal de Mareuil et la Double, correspondent des collines basses et des croupes allongées; elles forment le *Périgord blanc* de Ribérac dont les terres grises rappellent les sols des Champagnes saintongeaises<sup>37</sup>.

Vers le Sud-Est, aux lisières du Périgord et du Quercy, s'individualise une région originale des terrains crétacés : le *Sarladais*. Comme dans la Saintonge occidentale, les couches se relèvent et le Campanien disparaît; les assises du Santonien et du Coniacien qui donnent les affleurements sont très variés : calcaires et marnes y alternent avec des grès à ciment

36. Le faciès marno-crayeux n'est pas limité à l'étage campanien; il gagne au Nord dans le Santonien et au Sud, parfois, dans le Maestrichtien. Il serait à souhaiter qu'une prochaine édition des cartes de Périgueux et de Bergerac tînt compte de ces différences de faciès.

37. Elles deviennent rouges sur les calcaires plus durs de Gouts-Rossignol.

calcaire. Localement les calcaires massifs peuvent dominer : on a alors des vallées profondes aux corniches abruptes comme celles des Eyzies. Quoique célèbres par leurs abris sous roche, elles manquent d'ampleur en raison des rapides changements de faciès. Sur les plateaux, les coupes montrent surtout des grès du Coniacien. Ils ont été fortement altérés et la décomposition a gagné en profondeur. C'est pourquoi l'érosion y a facilement modelé une topographie très variée, toute en collines et en cuvettes. Lorsqu'on parcourt ce pays vallonné, on est tenté d'oublier la structure régulière, en puissantes assises, du Crétacé. Sur les coteaux, les sables épais, issus des grès coniaciens, ont donné des sols meubles et profonds. Cependant les taillis de châtaigniers et la végétation des sous-bois où dominent la fougère et l'ajonc d'Europe sont les mêmes que sur les plateaux du Périgord central couverts de Sidérolithique. Les meilleurs terroirs du Sarladais en diffèrent cependant par leur site d'ordinaire moins plat, leur évolution pédologique moins accusée. Médiocrement fertiles, leurs sols sableux ont cependant l'avantage d'être légers et d'un travail facile. Encore faut-il leur consacrer beaucoup de soins et de fortes fumures.

#### IV. — LE BASSIN MOLASSIQUE :

REMBLAIEMENT MOLASSIQUE; PAYS DE LA MOLASSE; SURFACES NÉOGÈNES.

A la fin des temps éocènes, l'allure générale du Bassin aquitain se modifie sensiblement. Le soulèvement qui se poursuit dans les Pyrénées centrales et orientales fait peu à peu disparaître le sillon sous-pyrénéen. En même temps, la subsidence des cuvettes de l'Albigeois et du Bordelais s'accroît. Entre ces deux cuvettes, le Bas-Quercy et l'Agenais s'affaissent à leur tour et toute la région centrale du Bassin aquitain devient une zone de sédimentation active au début de l'Oligocène; des molasses s'y accumulent et il se forme en même temps des calcaires lacustres. Peu après dans le Bordelais, la transgression marine du Stampien contribue à élargir vers l'Ouest le bassin sédimentaire aquitain; lacustre ou marine la zone de remblaiement occupe une large gouttière qui va du Massif central méridional à l'Atlantique.

##### 1° *Le remblaiement molassique.*

Le soulèvement des Pyrénées ayant entraîné l'émersion progressive de la partie Sud du Bassin aquitain, l'ancienne pente Nord-Sud qui avait favorisé la descente vers la Gascogne gersoise des terrains de transport venus du Massif central (Sidérolithique) se trouve en partie remplacée par une pente Sud-Nord allant des Pyrénées à la Moyenne-Garonne. Cette déclivité permet à des matériaux détritiques nouveaux, les molasses venues des Pyrénées, d'envahir les fonds palustres de la région médiane du Bassin aquitain. L'Agenais oriental et le Bas-Quercy, émergés depuis le Jurassique, le massif ancien de l'Albigeois, seulement recouvert d'argiles à graviers éogènes, vont alors constituer une grande région de sédimentation molassique, uniquement palustre et lacustre. Vers l'Ouest, les mers épicontinen-

tales, longtemps limitées à la cuvette bordelaise (Eocène supérieur), au golfe de Parentis et au domaine aturien (Crétacé supérieur et Eocène) s'élargissent à plusieurs reprises vers les régions palustres de l'Est et remanient leurs dépôts qui prennent un faciès marin. Il n'y a pas de frontières stables entre les deux domaines sédimentaires; ce sont même les passages latéraux — et les superpositions en biseau qu'ils déterminent — que les géologues ont tout spécialement étudiés pour établir la stratigraphie détaillée du Tertiaire aquitain dont la richesse est particulièrement remarquable au cours de la période qui va du Stampien à l'Helvétien. Pour la commodité de la présentation nous séparerons le domaine marin du domaine lacustre, sans oublier que, sur le terrain, ils s'interpénètrent largement.

a) *Les dépôts marins de l'Oligocène et du Miocène; l'évolution structurale de l'Aquitaine occidentale.*

Au début de l'Oligocène (Sannoisien) une première transgression marine, encore discrète, s'avance en Bordelais et dans les pays du bas-Adour mais elle dure assez peu et ne laisse que de faibles épaisseurs de sédiments (Calcaire à Anomies du Médoc). On ne connaît d'affleurements qu'aux environs de Vertheuil (Médoc) mais les forages permettent de suivre la série marine dans la cuvette tertiaire de Bordeaux<sup>38</sup>.

Beaucoup plus importante a été la transgression stampienne qui atteint largement le Blayais, le Libournais, l'Entre-Deux-Mers et le Réolais. Elle a laissé de puissants dépôts calcaires qui constituent une plate-forme, épaisse parfois de 60 mètres, et dont le rôle est fondamental dans toute la morphologie du Bordelais central. Au contraire, dans les pays aturiens, l'Oligocène marin formé de marnes, de grès et de calcaires souvent épais de plusieurs centaines de mètres n'affleure qu'en quelques points entre Mont-de-Marsan et Biarritz<sup>39</sup>; sa place est insignifiante dans le modelé de la région quoique le Stampien y soit bien connu des géologues (fig. 12).

Une troisième transgression marine se produit à l'Aquitainien. En Bordelais, elle n'intéresse pas le Médoc et atteint tout juste Bordeaux mais elle s'avance largement vers La Réole, Nérac et Condom pour revenir sur le Bas-Adour (fig. 13). Sauf en Bordelais les affleurements sont réduits; encore ne sont-ils constitués le plus souvent que par des buttes résiduelles dont les plus connues sont celles de Sainte-Croix-du-Mont et de Sauternes.

La transgression burdigalienne fut beaucoup plus discrète. Elle est surtout connue par la très riche faune littorale recueillie aux environs de Bordeaux (Léognan) et que l'on retrouve à Saint-Paul, près de Dax. Elle n'intéresse pratiquement pas la morphologie.

Une grande transgression se produit à l'Helvétien. Elle n'atteint en Bordelais que les régions occidentales et les affleurements, constitués par ses faluns, sont très limités. Par contre, elle pénètre beaucoup plus loin que les précédentes en Gascogne gersoise où des témoins épars se retrou-

38. En Médoc, l'étude en a été reprise par FABRE (A.), *Description des terrains tertiaires du Médoc...*, Bordeaux, 1939.

39. DAGUIN (F.), *L'Aquitaine occidentale*, ouvr. cit., p. 140.

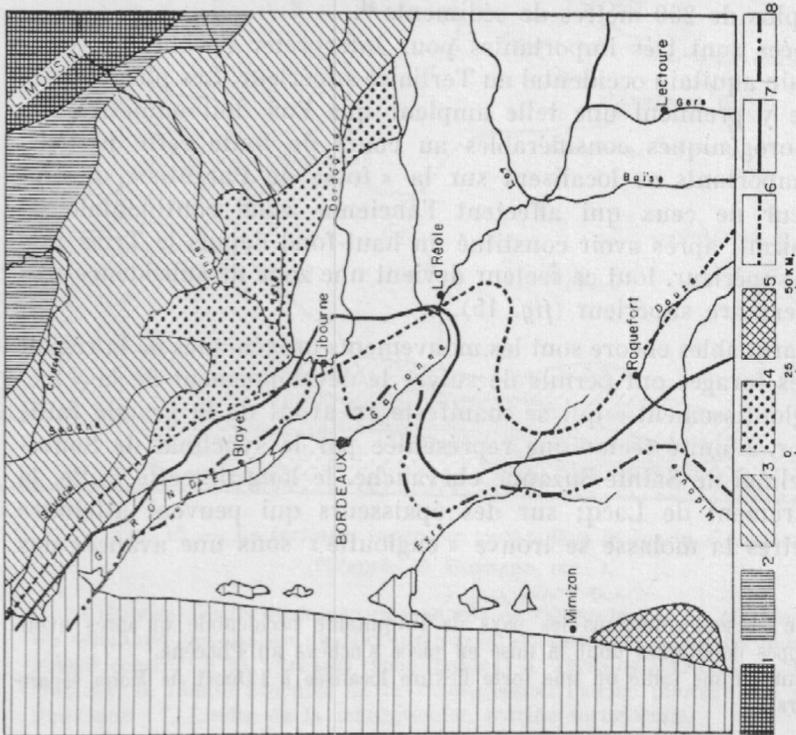


FIG. 13. — *Les transgressions marines de l'Eocène.*  
 1. Massif central; 2. Terrains jurassiques; 3. Terrains crétaçés; 4. Sidérolithique; 5. Zone exondée à l'Eocène inférieur (jusqu'au Lutétien); 6. Transgression de l'Eocène inférieur; 7. Transgression de l'Eocène moyen; 8. Transgression de l'Eocène supérieur. (D'après L.-A. Fabre, M. Vigneaux et les géologues pétroliers : S.N.P.A. et Esso-Standard.)

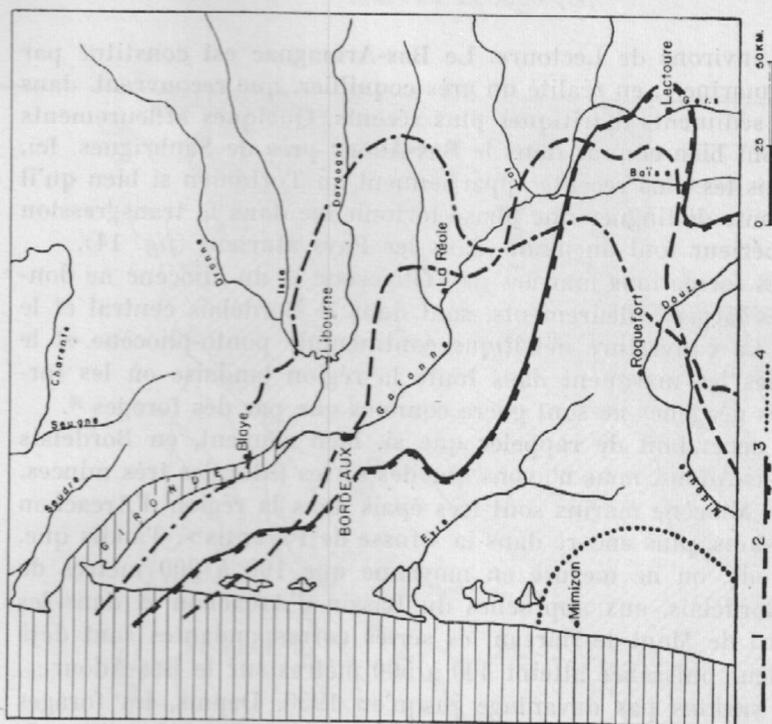


FIG. 14. — *Les transgressions oligocènes, miocènes et pliocènes (?) dans le Bassin d'Aquitaine.*

1. Limites orientales de la transgression stampienne; 2. Limites orientales de la transgression helvétienne-tortonienne; 4. Limites orientales de la transgression pliocène (?).

vent jusqu'aux environs de Lectoure. Le Bas-Armagnac est constitué par cette « molasse marine », en réalité un grès coquillier, que recouvrent, dans les Landes, des sédiments détritiques plus récents. Quelques affleurements de ces faluns sont bien connus dans le Bas-Adour près de Saubrigues. Ici, les dépôts marins les plus récents appartiennent au Tortonien si bien qu'il faudrait sans doute distinguer une phase tortonienne dans la transgression du Miocène supérieur tout au moins dans les Pays aturiens (fig. 14).

Au total, les formations marines de l'Oligocène et du Miocène ne donnent pas de très larges affleurements, sauf dans le Bordelais central et le Bas-Armagnac. La couverture détritique continentale ponto-pliocène et le Sablé des Landes les masquent dans toute la région landaise où les formations marines néogènes ne sont guère connues que par des forages<sup>40</sup>.

Il importe cependant de rappeler que si, bien souvent, en Bordelais comme sur le Bas-Adour, nous n'avons que des séries littorales très minces, l'Oligocène et le Miocène marins sont très épais dans la région d'Arcachon et de Léon-Soustons, plus encore dans la « fosse de Parentis ». Tandis que, pour cette période, on ne mesure en moyenne que 100 à 200 mètres de sédiments en Bordelais, aux approches du Bassin d'Arcachon et dans les Landes, au Nord de Mont-de-Marsan les séries correspondantes sont déjà plus épaisses; leur puissance atteint 400 à 500 mètres sur le Bas-Adour.

Nous n'en savions pas davantage jusqu'en 1950. Depuis, les forages pétroliers ont révélé que ces formations pouvaient mesurer un millier de mètres dans la cuvette située au Nord de Dax et 1 100-1 200 mètres dans la région côtière entre Soustons et Mimizan. On atteint même des épaisseurs de 1 500 à 1 600 mètres dans la région de Parentis et de Cazaux, alors qu'à Mano, 30 kilomètres plus loin vers l'Est, l'Oligocène et le Miocène ne donnent pas plus de 200 mètres de sédiments<sup>41</sup>.

Ces données sont très importantes pour interpréter l'évolution structurale du Bassin aquitain occidental au Tertiaire supérieur. Les phénomènes de subsidence y prennent une telle ampleur que l'on doit admettre des mouvements orogéniques considérables au cours de toute cette période. Si les plus importants se localisent sur la « fosse de Parentis », il faut noter l'ampleur de ceux qui affectent l'ancienne zone continentale de Soustons-Mimizan; après avoir constitué un haut-fond depuis le Trias jusqu'à l'Eocène supérieur, tout ce secteur devient une zone de subsidence très accusée au Tertiaire supérieur (fig. 15).

Plus remarquables encore sont les mouvements orogéniques de la région de Lacq où les forages ont permis de suivre le développement de la « tectonique d'engloutissement » qui se manifeste en avant de la grande faille d'Orthez-Lagor. L'unité tectonique représentée par le synclinal de Sauvelade et l'anticlinal de Sainte-Suzanne chevauche, le long de cette faille, la zone d'effondrement de Lacq; sur des épaisseurs qui peuvent atteindre 600 à 900 mètres la molasse se trouve « engloutie » sous une avancée des

40. Aussi ne présenterons-nous les pays de l'Aquitaine occidentale qu'après avoir parlé de ces nappes détritiques dont la mise en place s'achève au Pliocène.

41. Il se peut qu'une faille ou une forte flexure localisée à l'Ouest de Mano sépare les deux secteurs.

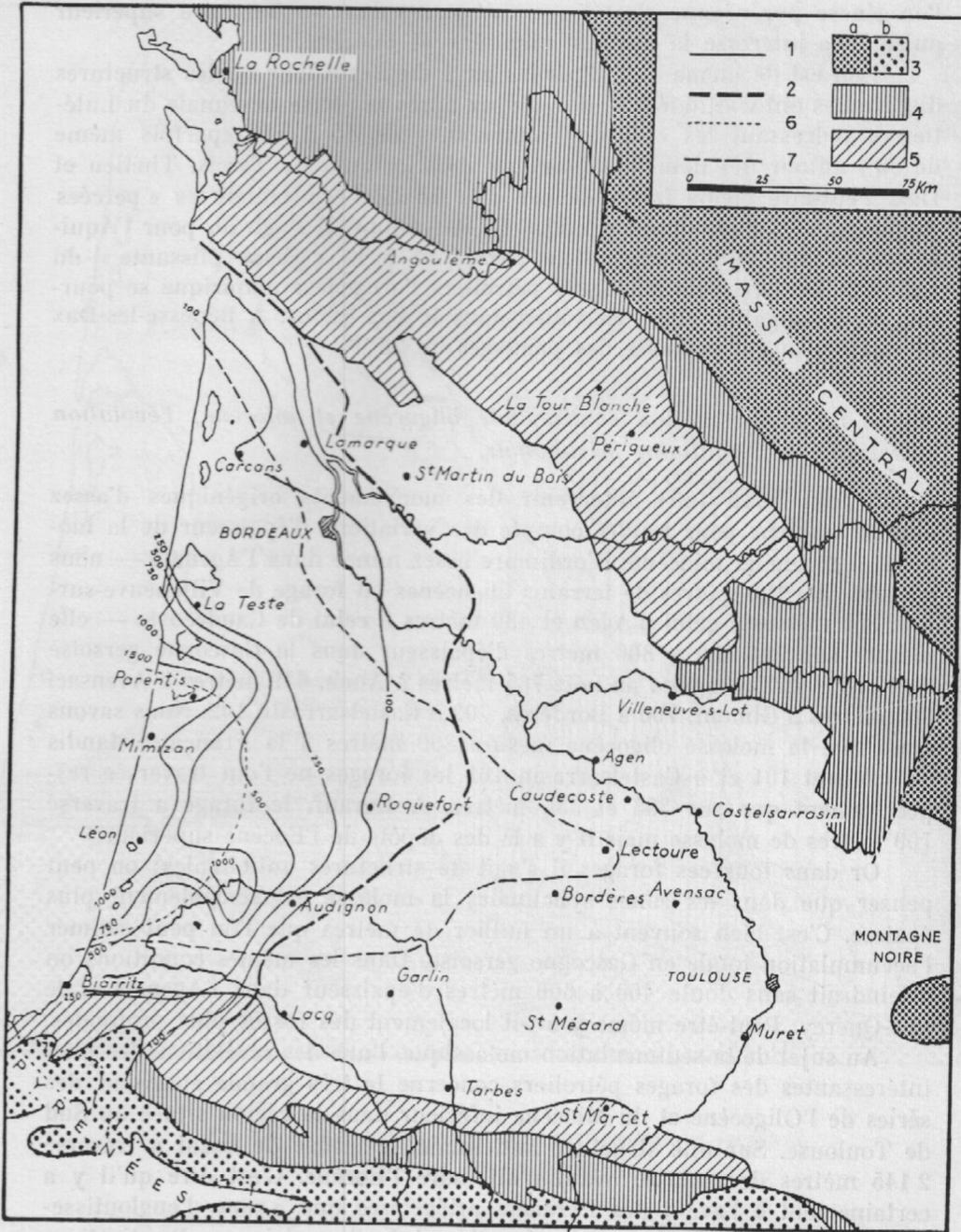


FIG. 15. — Le tertiaire supérieur marin dans le bassin d'Aquitaine  
(D'après E. BONNARD, etc...).

1. Lignes d'égale épaisseur (isopaches) de l'Oligocène et du Miocène; 2. Limites orientales des assises du Miocène (exception faite des sables tortoniens); 3 a) Massif central; 3 b) Pyrénées (zone axiale); 4. Terrains jurassiques; 5. Terrains crétacés; 6. Limite probable de la transgression marine pliocène des Landes du Sud-Ouest; 7. Limite de la transgression marine tortonienne.

terrains crétacés et de l'Eocène inférieur (*fig. 3*). Ici, à n'en pas douter l'orogénèse pyrénéenne s'est largement poursuivie au Tertiaire supérieur puisqu'elle intéresse la molasse oligocène et miocène.

Il en est de même dans tous les pays du Bas-Adour où les structures diapiriques ont continué à se développer après la phase maximale du Lutétien<sup>42</sup>, redressant les couches stampiennes de 45 à 60°, parfois même de 90°, autour des dômes et pointements triasiques de Tercis, Thétieu et Dax. Peut-être même faut-il placer à la fin de l'Aquitaniens les « percées diapiriques » les plus remarquables du Bas-Adour. Il s'agirait, pour l'Aquitaniens, d'une « phase cassante » succédant à la « phase plissante » du Lutétien. De l'avis des géologues pétroliers l'orogénèse diapirique se poursuit au Burdigalien et à l'Helvétien dans le Bas-Adour. A Bénèsse-les-Dax l'Helvétien marin présente des pendages de 20°<sup>43</sup>.

b) *La sédimentation continentale oligocène et miocène; l'évolution structurale de l'Aquitaine méridionale.*

Il faut aussi faire intervenir des mouvements origéniques d'assez grande ampleur pour rendre compte des variations d'épaisseur de la molasse oligocène et miocène. D'ordinaire assez mince dans l'Agenais — nous n'avons que 120 mètres de terrains oligocènes au forage de Villeneuve-sur-Lot, 350 mètres à celui d'Agen et 480 mètres à celui de Caudecoste — elle mesure souvent 700 à 800 mètres d'épaisseur dans la Gascogne gersoise du Nord et la Lomagne : on note 765 mètres à Auch, 649 mètres à Avensac, 803 mètres à Gimont, 700 à Bordères, 702 à Castelsarrasin 102. Nous savons aussi que la molasse oligocène mesure 800 mètres à la Française, tandis qu'à Muret 101 et à Castelsarrasin 101 les forages ne l'ont traversée respectivement que sur 393 et 536 mètres. A Lavaur, le forage a traversé 709 mètres de molasse mais il y a là des dépôts de l'Eocène supérieur.

Or dans tous ces forages il s'agit de structures antitlinales; on peut penser que dans les zones synclinales la molasse est sensiblement plus épaisse. C'est bien souvent à un millier de mètres que l'on peut estimer l'accumulation totale en Gascogne gersoise. Dans les mêmes conditions on atteindrait sans doute 400 à 600 mètres d'épaisseur dans l'Agenais et le Bas-Quercy. Peut-être même y a-t-il localement des fosses plus profondes.

Au sujet de la sédimentation molassique, l'une des révélations les plus intéressantes des forages pétroliers concerne la très grande épaisseur des séries de l'Oligocène et du Miocène inférieur dans la région située au Sud de Toulouse. Sur une structure anticlinale, le forage de Lezat a traversé 2 145 mètres de molasse avant d'atteindre l'Eocène. C'est dire qu'il y a certainement à l'avant des Pyrénées ariégeoises une « zone d'engloutissement » de grande ampleur qui a fonctionné du Sannoisien au Burdigalien; par endroits, cette fosse atteint sans doute 2 500 mètres de profondeur. Il est probable que, sous la poussée des Pyrénées, la vieille plate-forme du socle ancien s'affaissait encore dans ce secteur au Burdigalien (*fig. 16*).

42. DUPOUY-CAMET (J.), *Recherches structurales...*, OUV. cit., p. 233.

43. Id., *ibid.*

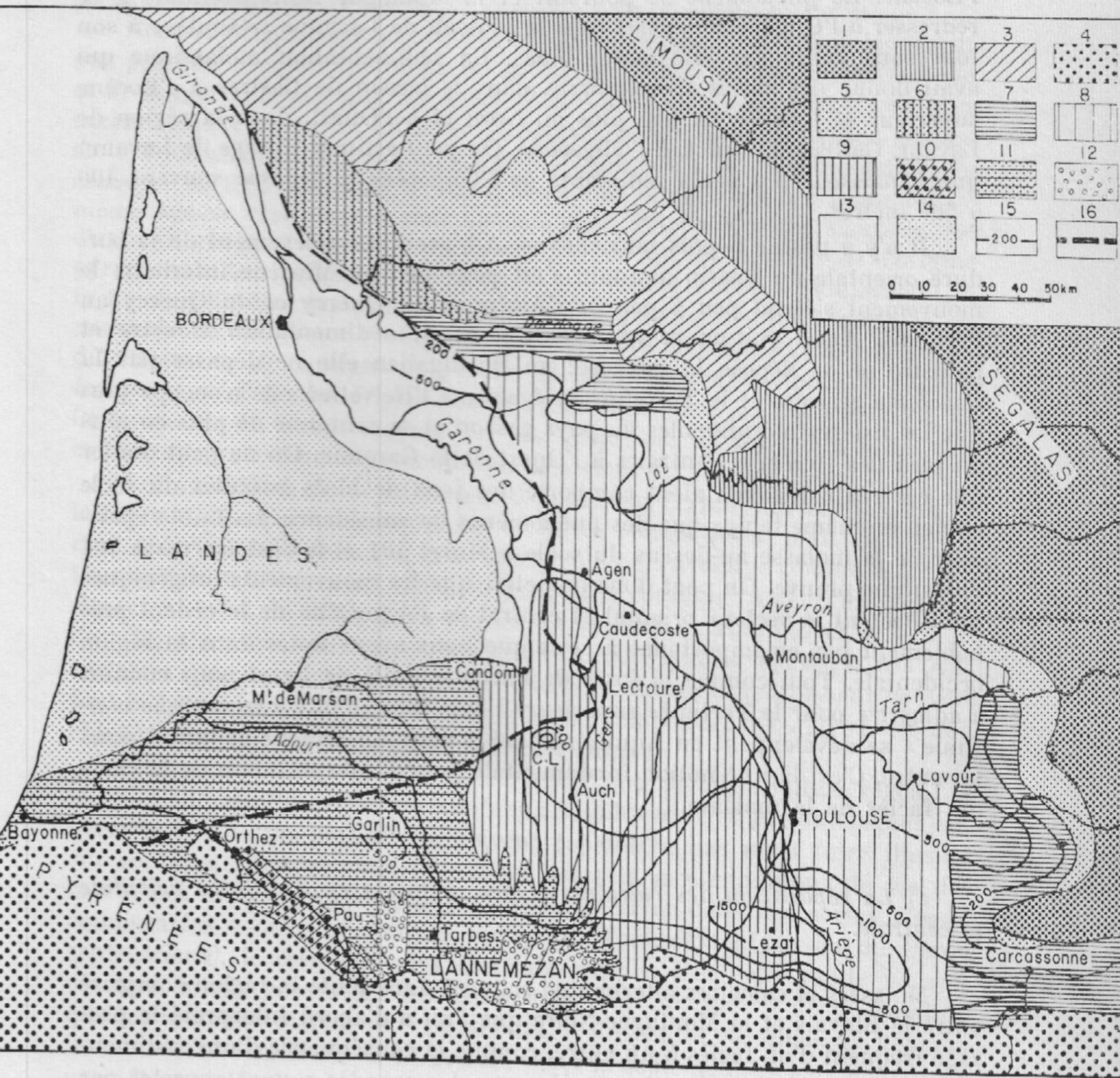


FIG. 16. — Les terrains tertiaires continentaux et lacustres dans le Bassin aquitain.

1. Massif central; 2. Jurassique; 3. Crétacé; 4. Pyrénées et pays crétacés des Basses-Pyrénées; 5 et 6. Dépôts continentaux; 5. Sidérolithique; 6. Sidérolithique et terrains de transport tertiaires; 7, 8 et 9. Molasse; 7. Terrains éocènes; 8. Terrains oligocènes; 9. Terrains miocènes; 10, 11 et 12. Dépôts de piémont des pays de l'Adour; 10. Poudingues de Jurançon; 11. Argiles à galets et sables fauves (les Sables fauves sont localisés principalement au nord de la ligne Lectoure-Orthez); 12. Formation du Lannemezan; 13. Zone de transition des terrains de la molasse lacustre et des sédiments marins; 14. Landes; 15. Lignes d'égale épaisseur (isopaques) des terrains de la molasse; 16. Limite orientale des dépôts tertiaires marins.

Dans l'Albigeois, il en était de même, nous l'avons vu, à la fin de l'Eocène. Le phénomène se poursuit et la Montagne Noire continue à se redresser à l'Oligocène<sup>44</sup>, mais déjà le plateau de Lacaune se soulève à son tour sous l'effet des poussées alpines. La sédimentation molassique qui avait donné des séries très épaisses dans le bassin de Castres à l'Eocène supérieur se localise un peu plus au Nord et à l'Ouest, dans la région de Lavour, Gaillac et Cordes, à l'Oligocène. On peut estimer (forage de Lavour) que l'épaisseur des seuls sédiments de l'Oligocène y dépasse souvent 400 à 500 mètres.

Il n'y a pas de dépôts miocènes en Albigeois. Le relèvement de la bordure orientale du Bassin aquitain s'est poursuivi au Miocène inférieur; le mouvement s'étend peu à peu de l'Albigeois au Quercy et du Quercy au Périgord. Aussi voit-on se réduire la zone de sédimentation lacustre et palustre où se dépose la molasse; au Burdigalien elle ne dépasse pas la Gascogne gersoise et le Terrefort ariégeois; à l'Helvétien elle n'occupe plus que les lisières méridionales du pays gascon et se cantonne de plus en plus au pied des Pyrénées centrales à l'Ouest de la Garonne. On ne peut douter que ces réajustements aient comporté des jeux de blocs basculés du socle ancien en même temps que des phénomènes de subsidence. La faible épaisseur de la molasse au-dessus du socle à Muret 101 et à Castelsarrasin 101 en est une preuve. On peut donc admettre que les mouvements orogéniques qui affectent le secteur oriental et central de l'Aquitaine ne le cèdent probablement pas en importance à ceux que nous avons notés dans la région occidentale. Tout comme la fosse de Parentis, celle de Lezat nous conduit à admettre pour le Tertiaire supérieure l'hypothèse d'une « tectonique continue » se développant en Aquitaine tantôt dans un secteur et tantôt dans un autre. C'est là une notion fondamentale pour l'interprétation de la carte des faciès de la molasse.

c) *La répartition des calcaires et des molasses en Aquitaine orientale et centrale.*

Molasses et calcaires alternent si souvent dans toute la région comprise entre le Blayais et la Montagne-Noire que l'on a d'abord interprété le passage fréquent d'un faciès à un autre, comme la conséquence d'une sédimentation de type lenticulaire. A première vue, les grandes coupes ouvertes par la vallée du Tarn à Gaillac, celle de l'Agout en aval de Castres ou celle de la Baïse autour de Nérac pourraient justifier cette conception d'une juxtaposition de lentilles tantôt calcaires et tantôt molassiques<sup>45</sup>. On n'a d'ail-

44. GÈZE (B.) indique dans la notice de la carte géologique de Castres (2<sup>e</sup> éd.) des « paroxysmes sannoisien, stampien et aquitain ».

45. Voir sur ce point les notices des cartes géologiques et aussi BLAYAC (J.), Aperçu de la répartition des faciès et du synchronisme des terrains tertiaires du Bassin d'Aquitaine au Nord de la Garonne et jusqu'à Castres, *Livre jubilaire de la S.G.F.*, t. 1, 1930, p. 130-170. Pour la région de Toulouse on consultera l'étude récente de G. Astre : Terrains stampiens du Lauragais et du Tolosan, *Bull. Société his. nat. Toulouse*, 94, 1939, p. 8-168.

leurs donné aucune explication d'un tel dispositif, sauf à invoquer une certaine anarchie de la sédimentation. Ne peut-on préciser davantage ?

Nous remarquerons tout d'abord que les calcaires stampiens occupent une position périphérique dans les golfes de Castres, d'Albi, de Lalbenque et de Bergerac tandis que les molasses de même âge dominent à peu près exclusivement au centre du Bassin aquitain, dans l'Agenais, le Bas-Quercy et le Toulousain. Un peu plus tard, à l'Aquitaniens et au Burdigalien les calcaires se trouvent dans le Haut-Armagnac, tandis que les molasses de même âge se répartissent plus au Sud dans l'Astarac et le Magnoac. Ce dispositif ne peut être interprété, semble-t-il, qu'en fonction de l'origine pyrénéenne des molasses<sup>46</sup>. A mesure que les Pyrénées se soulevaient, à la fin de l'Eocène, les produits de l'érosion s'épandaient plus largement en avant de la montagne<sup>47</sup>. Sans cesse remaniés et repris, ces matériaux détritiques se déplaçaient de proche en proche, vers le Nord, et allaient former, pour finir, les dépôts fins de la molasse dans les golfes d'Albi, de Caussade ou du Dropt moyen. Un peu plus loin, au fond des golfes, les calcaires lacustres se déposaient dans les eaux douces des lacs.

Les conditions de dépôt étaient fonction du régime fluvial, palustre et lacustre du bassin molassique. On a dit du climat qui régnait alors qu'il était à la fois très chaud et très humide et on l'a défini comme étant de type malais<sup>48</sup>. S'il en était ainsi, il faudrait le comparer à celui des régions situées au pied de l'Himalaya central ou oriental et connues sous le nom de « Teraï ». Des marécages temporaires, des jungles épaisses, des sols instables que les cours d'eau remaniaient à chaque crue auraient couvert tout le bassin molassique. Un peuple nombreux d'animaux apparentés aux rhinocéros pouvait vivre à l'aise dans ces jungles.

C'est surtout d'après cette faune que l'on a défini le milieu végétal et le paléo-climat oligocène. Les nombreux fossiles que les paléontologues ont découverts un peu partout ne doivent cependant pas nous faire illusion sur ce climat. Des colonies d'animaux adaptés aux conditions de vie des marécages et des jungles peuvent très bien vivre dans des sortes d'oasis comparables à celles du Moyen Indus, du Turkestan afghan ou du Pérou septentrional, le reste du pays étant désertique. Une crue subite pouvait d'autant mieux accumuler des ossements dans un bassin de décantation que les animaux étaient plus nombreux, à proximité des chenaux fluviaux instables d'une oasis où ils trouvaient — et là seulement — leur nourriture quotidienne. Ainsi, se seraient constitués les grands ossuaires de Laugnac, au Nord d'Agen, et plus tard, de Sansan, au Sud d'Auch<sup>49</sup>.

Que, à côté de ces oasis, le pays fut généralement désertique, c'est ce que tendraient à prouver les dépôts de gypse de l'Albigeois du Sud et de la Lomagne. Il est d'ailleurs probable que si le climat avait été uniformément humide — et de type malais — le drainage aurait été exoréique et se

46 VATAN (A.), *Etude minéralogique...*, art. cité.

47. Pour une large part les poudingues de Palassou ont été repris dans la molasse après avoir été amenuisés en cours de transport; les cailloux « impressionnés » de Puy-laurens pourraient traduire cette reprise, un caillou frais « mordant » dans un vieux.

48. Voir à ce sujet : RICHARD (Marg.), *Les Gisements de Mammifères...*, ouvr. cit., p. 333.

49. *Idem*, p. 352.

serait organisé en fonction d'un réseau fluvial aboutissant à la mer. Soutirant une très forte proportion des eaux pluviales, les fleuves auraient déversé en mer tous les calcaires dissous dans ces eaux et ceux-ci n'auraient pu se déposer dans des bassins lacustres. On comprend mieux le régime sédimentaire palustre du bassin molassique sous un climat aux pluies irrégulières, violentes, mais espacées, alimentant un réseau de drainage médiocre aboutissant à des bassins endoréiques. Surtout on se représente mieux, sous ce climat, la migration du carbonate de chaux de la molasse vers le fond de la dépression lacustre, c'est-à-dire ici vers le Nord. Dans des lacs peu profonds où l'évaporation était intense, le calcaire se déposait par l'intermédiaire de la flore et de la micro-faune lacustres<sup>50</sup>.

Selon les variations de la tectonique locale et en particulier de l'évolution des cuvettes de subsidence, les matériaux molassiques, venus des Pyrénées, se portaient tantôt vers le Nord-Ouest aquitain et tantôt vers le Nord-Est. Par rapport à la zone d'épandage final de la molasse, les lacs où se déposaient les calcaires pouvaient être frontaux ou latéraux; de là le très large éventail, aux lisières Nord et Nord-Est du bassin molassique, des formations calcaires; pour l'Eocène final et l'Oligocène, elles se répartissent en larges affleurements depuis le Blayais jusqu'à la Montagne Noire. Plus tard, au Miocène, la zone d'épandage est plus courte; les calcaires se déposent dans le Haut-Armagnac et les molasses s'accumulent au Sud dans l'Astarac-Magnoac et le Comminges.

Mais la distribution des calcaires et des molasses n'est pas seulement à considérer dans le sens Nord-Sud. De l'Oligocène au Miocène on observe une réduction d'Est en Ouest du bassin molassique. La sédimentation prend fin dès le Stampien à l'Est de l'Ariège et s'achève au Burdigalien entre Ariège et Garonne. Sans doute faut-il admettre qu'un état d'équilibre était progressivement réalisé dans toute cette région entre la montagne et le piémont, tandis que le soulèvement se poursuivait à l'Ouest. L'érosion n'ayant plus de prise, faute de pente, dans les Pyrénées ariégeoises, l'épandage de la molasse prenait fin. Au contraire, dans la région des Gaves, elle était alors très active, ce que traduit la présence en Béarn et en Bigorre d'une masse énorme de débris grossiers d'âge miocène connus sous le nom de Poudingues de Jurançon<sup>51</sup>.

On ne saurait trop fortement souligner ces contrastes. Ils ont été mis en valeur dès que la distinction a été faite entre les Poudingues de Palasou qui appartiennent à l'Eocène supérieur et les Poudingues de Jurançon

50. Certes, nous critiquons la formule « climat javanais » sans être assuré qu'il s'agisse d'un climat semi-désertique que nous pourrions appeler pendjabien ou ferghanien. Dans le monde actuel on ne voit pas se former de véritables molasses associées à des calcaires lacustres. Il est probable que nous n'avons pas de climats suffisamment contrastés pour provoquer ce genre d'épandage et d'accumulation. On peut donc se demander si, là encore, la théorie des causes actuelles ne se trouve pas gravement en défaut. Ce n'est d'ailleurs pas la dernière fois que, proposant une interprétation des paléoclimats qui se réfère aux phénomènes climatiques actuels, nous serons amenés à souligner combien elle est insuffisante.

51. Sans doute faut-il interpréter dans le même sens la présence de hautes surfaces — elles seraient d'âge miocène — dans les Pyrénées ariégeoises (Aston), et leur absence à l'Ouest, dans les Pyrénées des Gaves où l'érosion les aurait détruites.

beaucoup plus récents<sup>52</sup>. Les premiers, qui se répartissent entre Lourdes et la vallée de l'Aude, sont le produit d'une attaque érosive précoce de la chaîne tertiaire dans la zone la plus fortement soulevée à la fin de l'Eocène; les seconds n'intéressent en fait que la région de l'Adour et des Gaves, ce qui semble indiquer qu'à l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur ce secteur des Pyrénées était seul soumis à une très forte érosion en raison de sa position haute acquise à un moment où la région ariégeoise ne faisait presque plus saillie au-dessus du piémont.

Ainsi se trouverait assez bien expliquée en fonction de l'orogénèse pyrénéenne mais aussi de l'évolution structurale du bassin molassique, la répartition des poudingues, des molasses et des calcaires entre l'Ariège et l'Adour. Nous avons là, en même temps, des données précieuses pour rendre compte des oppositions de modelé entre le Toulousain, la Gascogne gersoise et les Pays aturiens.

## 2° Les pays de la molasse.

### *Le Nord-Ouest : Périgord méridional, Marmandais et Confins orientaux du Bordelais.*

L'alternance des molasses et des calcaires est le trait dominant du Périgord méridional et des Confins orientaux du Bordelais : les calcaires lacustres de Saint-Cernin (Eocène supérieur), de Castillon (Sannoisien) et de Monbazillac (Stampien) passent assez rapidement aux molasses de même âge. Aussi n'y a-t-il de grande plate-forme calcaire que dans le Bordelais central où s'étaient déposés les calcaires marins du Stampien (Entre-Deux-Mers). Par contre la molasse domine presque exclusivement dans le Marmandais. L'Aquitainien calcaire, de faciès marin à l'Ouest et lacustre à l'Est, n'a subsisté que sur d'étroites buttes résiduelles; elles entourent le Marmandais molassique de leurs hautes collines.

Dans les molasses, l'érosion a creusé d'amples couloirs à terrasses de graves le long des grands cours d'eau comme la Garonne marmandaise, mais aussi des vallées plus étroites ramifiées en feuille de fougère; celles-ci sont développées de façon remarquable au Nord de Marmande où elles séparent des collines basses aux versants convexes vers le haut, concaves vers le bas. Sur le Dropt moyen, les calcaires reviennent en alternance avec les molasses : les affleurements dégagés par l'érosion différentielle dans un système de couches peu épaisses y composent un paysage si varié qu'on a quelque peine à trouver de bons repères. La carte géologique de Villeréal, aux couleurs violemment opposées, peut donner une première idée de la distribution des deux types de roches. Elle s'avère presque anarchique en raison des régressions et des déplacements latéraux du système molasse-calcaire lors du remblaiement de cette région.

<sup>52</sup>. DOUVILLÉ (H.) et DAGUIN (F.) ont contribué à définir la formation; voir DAGUIN (F.), *L'Aquitaine occidentale*, ouv. cit., p. 194. La question a été reprise par CROUZEL (F.), *Le Miocène...*, ouv. cit., p. 152.

### *Le Nord-Est : Agenais et Bas-Quercy.*

La répartition des calcaires et des molasses est un peu moins complexe dans l'Agenais et le Bas-Quercy. Au contact des pays jurassiques quercy-nois les calcaires dominant et l'on passe parfois sans transition des Causses, d'âge secondaire (Limogne), aux Causses tertiaires (Lalbenque). L'érosion quaternaire a respecté là des tables calcaires massives que les têtes de vallées, aujourd'hui sèches, ne réussissent ordinairement pas à entamer profondément. La dissection est au contraire très poussée quand on passe au pays molassique de Caussade dont le modelé en collines basses et vallées ramifiées se coiffe vers le Nord et l'Ouest de hautes buttes calcaires éparses (Montpezat).

Dans l'Agenais oriental, au Nord d'Agen, la superposition des calcaires aquitaniens aux molasses stampiennes a donné un paysage à forts contrastes topographiques. Les vallées encaissées des petites rivières agenaises découpent la plate-forme calcaire en plateaux étroits et festonnés; sous leurs corniches souvent abruptes, des « serres » modelées dans la molasse s'allongent — et s'abaissent — vers le large fond alluvial à faible pente où serpente le cours d'eau. Ce paysage aux lignes de force vigoureuses et qui semble sculpté en haut-relief se dégrade à la fois vers Moissac où manquent les calcaires et vers le Lot inférieur (Clairac) où les plateaux sont réduits à de hautes buttes en archipel qui s'enlèvent souvent à plus de 100 mètres au-dessus de la rivière; elles s'amenuisent vers les coteaux du Marmandais.

### *L'Albigeois.*

Toutes ces familles de formes de relief se retrouvent dans l'Albigeois tertiaire. Là aussi les calcaires sont à la périphérie, face au massif ancien. Les molasses prennent le relais vers l'intérieur, du côté de Toulouse. Cependant le dispositif est différent dans le Nord où les calcaires stampiens restés à peu près horizontaux ont donné des Causses (Cordes) et au Sud où les couches plongent vers l'Ouest, si bien que l'érosion a pu dégager de véritables cuestas (Coteau de Saint-Félix). Devant la Montagne Noire une large dépression a été évidée dans les molasses de l'Eocène supérieur, cependant que dans le Vaurais, l'alternance des molasses et des calcaires oligocènes faisait apparaître, sur les deux rives de l'Agout, des reliefs étagés couronnés de hautes buttes résiduelles. Très vite, au Sud-Ouest de Lavaur, les molasses l'emportent; on passe alors à de monotones pays de coteaux que l'on ne quitte plus jusqu'aux Pyrénées.

### *Le Toulousain.*

L'uniformité des dépôts de molasse d'âge stampien et aquitaniens qui forment le sol du Toulousain est bien le trait le plus remarquable des Pays aquitains de l'Est. C'est en effet la plus vaste région de molasse de tout le bassin tertiaire. Elle l'emporte de beaucoup, en étendue, sur celle du Bas-Quercy qui, en fait, la prolonge vers le Nord, au-delà des vallées du Tarn

et de l'Aveyron, mais aussi sur celles du Marmandais au Nord-Ouest et de l'Astarac-Magnoac, au Sud, plus isolées.

Aux approches des Petites Pyrénées, la molasse toulousaine se charge localement de graviers; on y voit aussi deux niveaux calcaires à Saint-Ybars. Graviers et calcaires s'intègrent trop bien dans la molasse pour modifier le dessin général des collines du Terrefort ariégeois tout à fait semblables à celles du Lauragais. Seules, les trouées alluviales des grandes vallées de l'Ariège et de la Garonne viennent interrompre le déroulement monotone des coteaux modelés par l'érosion fluviale quaternaire dans le complexe de grès tendres, de sables et d'argiles qui constitue la molasse toulousaine. Nous avons noté que c'est sans doute à l'affaiblissement progressif de l'épandage molassique jouant du Nord vers le Sud, mais aussi de l'Est vers l'Ouest, qu'est due l'extraordinaire uniformité de la molasse toulousaine et ariégeoise. Il en résulte que les collines et coteaux sous-pyrénéens de Belpech dans l'Aude ou de Lezat en Ariège ressemblent en tout point à ceux de Toulouse ou de Caussade, fort éloignés des Pyrénées, mais n'ont qu'assez peu de traits communs avec le modelé de piémont du Bas-Comminges ou de la Basse-Bigorre et du Béarn. Quelle que soit l'explication qui pourra être fournie de ces faits, il reste que le passage sans transition des collines basses et arrondies de la molasse aux crêtes hautes et étroites des Petites Pyrénées puis à la montagne ariégeoise constitue l'un des contrastes les plus remarquables de toute la morphologie des Pays aquitains.

#### *La Gascogne gersoise. (Pl. II).*

Quand on passe du Toulousain à la Gascogne gersoise, on retrouve un modelé très varié de type agenais en rapport avec le dispositif alterné qui superpose les calcaires aux molasses. Mais, tandis qu'en Agenais on n'atteint les molasses, sous les calcaires, qu'à la faveur du creusement des vallées, en Gascogne gersoise, molasses et calcaires, que recourent aussi les vallées, viennent à l'affleurement sur la lisière septentrionale de chaque dépôt, les assises successives battant en retraite vers le Sud par rapport à celles qui s'étaient constituées précédemment. On a ainsi, de l'Agenais au Magnoac, six ou sept belles plates-formes calcaires superposées à autant de couches molassiques<sup>53</sup>. Leur dissection par l'érosion donne un relief d'une extrême variété, tout en buttes et en plateaux étroits quand on se tient sur les crêtes, tandis que, le long des vallées, on est accompagné par des coteaux molassiques que couronnent des corniches calcaires. On retrouve ainsi dans le Haut-Armagnac, mais à plus grande échelle, des reliefs en pyramides analogues à ceux du Vaurais et du Castrais. Autour d'Auch, ils sont disposés en un large massif — ce qui justifie le nom de Haut-Armagnac — dont le dessin d'ensemble est tout à l'opposé de celui du Dropt

53. La question vient d'être reprise par CROUZEL (F.), *Le Miocène continental...* ouvr. cit. F. CROUZEL distingue 13 niveaux calcaires (non compris l'Aquitainien) dans la Gascogne gersoise. En fait seuls les sept premiers, d'âge burdigalien, ont une réelle importance morphologique.

moyen où les niveaux calcaires s'ordonnent autour d'une cuvette allongée que parcourt la rivière (*fig. 17*).

Vers le Sud, la Gascogne gersoise perd ses grandes assises calcaires et la molasse se charge d'argiles mais aussi de graviers mis en place au Miocène supérieur. On sait que le trait original du modelé, dans cette région (Astarac et Magnoac) est constitué par des vallées dissymétriques profondes creusées dans ces molasses argileuses. La genèse de ce type singulier de relief reste discutée mais on ne peut douter que, dans sa forme la mieux venue, il ne soit en rapport direct avec la nature argileuse et l'homogénéité de la molasse.

Ce système de vallées se retrouve dans le Bas-Armagnac de Nogaro et d'Eauze mais les traits en sont moins accusés. L'altitude moyenne est plus faible, les roches moins homogènes; quelques bancs de calcaires s'inscrivent dans la série molassique et, en surface, la molasse marine est tantôt un grès coquillier résistant, tantôt une formation sableuse tendre. Cependant il y a là quelques bons exemples de dissymétrie des versants en contrebas de plateaux d'interfluve au modelé très mou, ce qui justifie excellemment l'appellation de Bas-Armagnac que l'on oppose au Haut-Armagnac voisin plus élevé mais surtout plus vigoureusement charpenté d'assises calcaires<sup>54</sup>.

A l'Ouest de l'Arros, la molasse gersoise a été largement déblayée par l'Adour et ses affluents si bien qu'un paysage de plaines alluviales se substitue en Bigorre à celui des collines du Magnoac. Au-delà de ces plaines, les coteaux béarnais sont d'un autre type. Les grands épandages caillouteux qui coiffent la molasse les rattachent aux pays aturiens que nous aurons à replacer dans le cadre plus large de l'Aquitaine occidentale où dominent des formations plus récentes que la molasse.

Quand on passe du Magnoac au Bas-Comminges les vallées dissymétriques gasconnes deviennent plus étroites et leur dessin s'oblitére. La molasse est recouverte par la formation caillouteuse grossière du Lannezean où les rivières n'ont pas réussi à s'enfoncer. On est là dans un domaine d'accumulation torrentielle récente qui constitue un piémont original. Ici, le modelé des pays de molasse disparaît et on ne le retrouve plus vers l'Ouest.

On ne s'étonnera pas que la géographie des sols du bassin molassique soit directement en rapport avec la géologie; l'opposition est trop marquée, des molasses aux calcaires, pour qu'on ne la retrouve pas dans le domaine de la pédologie; la carte géologique peut s'interpréter comme une carte des sols.

Par décomposition, la molasse donne une formation superficielle argilo-calcaire épaisse et compacte difficile à travailler qui mérite bien l'appellation de *terrefort* que lui ont donnée les cultivateurs du Toulousain. Encore faut-il ajouter que les terreforts typiques n'apparaissent que sur les coteaux. Dès que la topographie se rapproche de l'horizontale, sur les croupes, le terrefort lessivé a perdu son calcaire et une bonne part de son argile;

54. On distingue parfois une zone de transition : la Tenarèze.

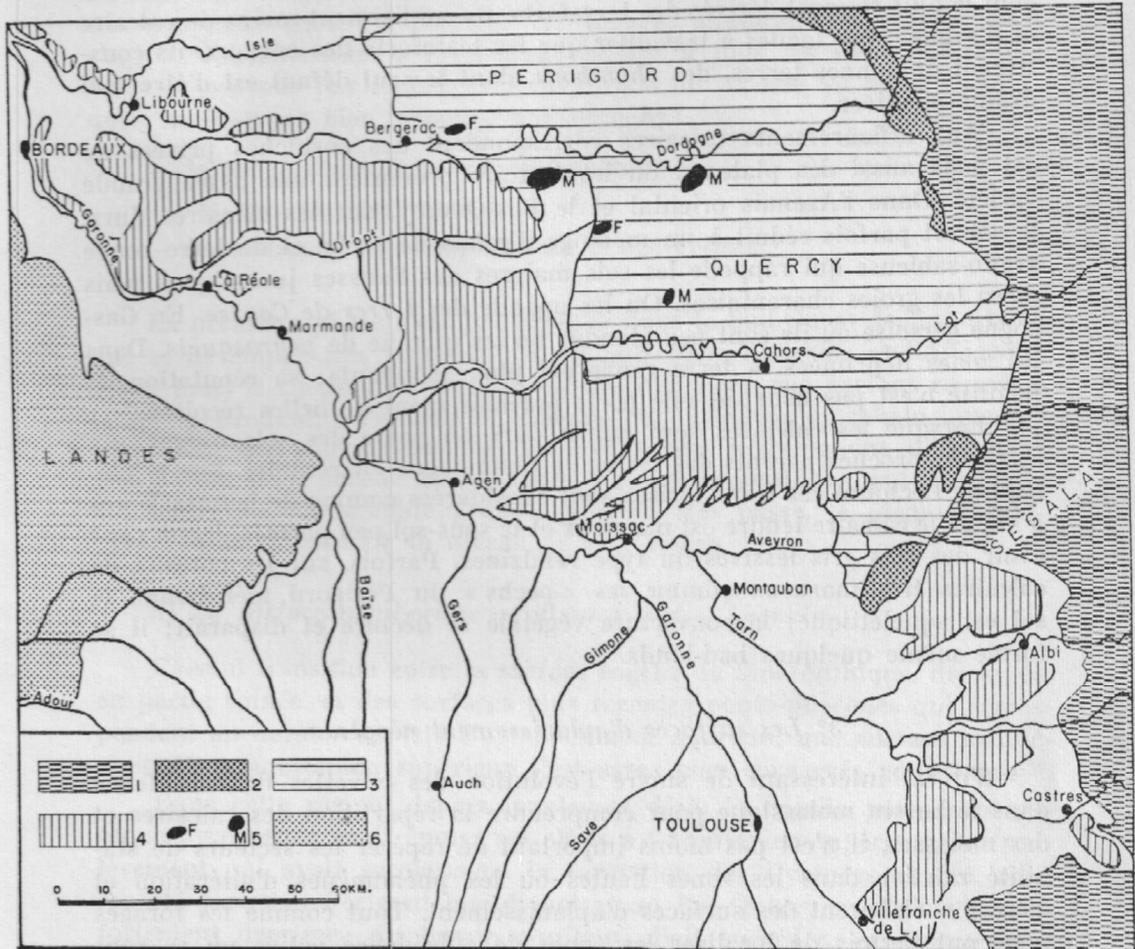


Fig. 17. — Les calcaires tertiaires du bassin molassique aquitain au Nord de la Garonne.

1. Massif ancien; 2. Bassins ou dômes permien; 3. Plateaux calcaires du Jurassique et du Crétacé; 4. Calcaires tertiaires; 5. Témoins de la surface meulériisée: M. Meulière; F. Grès ferrugineux; 6. Landes.

Dans le Bordelais, il n'a pas été possible de séparer les calcaires lacustres des calcaires marins.

Aux lisières sud des secteurs calcaires tertiaires, la transition aux molasses se fait souvent par des buttes résiduelles que l'érosion a épargnées. Parfois aussi on a modelé intermédiaire entre le plateau calcaire et la serre taillée dans la molasse. Au contraire, la limite nord est presque toujours très nette et correspond à un modelé du type cuesta chaque fois que les calcaires reposent sur des terrains du Sidérolithique (Périgord, Albigeois). En Quercy par contre, on passe parfois sans transition des calcaires tertiaires aux calcaires jurassiques.

il devient argilo-sableux et constitue un sol plus léger mais aussi plus maigre connu sous le nom de *boulbène de plateau*. Dans les petites vallées des régions molassiques, les limons remaniés par les eaux ou par le vent sont le plus souvent dérivés des terreforts. Ils contiennent moins de calcaire et d'argile. Plus faciles à travailler que les terreforts des coteaux, ils constituent de bonnes terres, des *chambons*, dont le seul défaut est d'être mal drainé en hiver.

Aux affleurements calcaires correspondent des corniches privées de sol mais aussi des plateaux où les terroirs présentent une assez grande variété. Dans l'Agenais oriental et le Bas-Quercy, sur les calcaires durs, le sol est parfois réduit à un mélange d'éclats de roche et de terre rouge argilo-sableuse qui rappelle les sols maigres des Causses jurassiques mais aussi les groies charentaises. On les appelle des *terres de Causse*. En Gascogne gersoise où ils sont peu étendus on les qualifie de *peyrusquets*. Dans les zones déprimées la terre rouge est plus abondante; sa réputation de fertilité n'est pas usurpée, elle porte ordinairement de belles récoltes.

Lorsque les calcaires sont moins durs on passe des sols rouges aux *sols gris*, proches parents des terres de Champagne charentaise. Sur le plateau de Lectoure ces terres grises sont considérées comme de bonnes terres à blé. Si le calcaire tendre est marneux et le sous-sol peu perméable, on peut avoir des sols gris lessivés du type rendzines. Parfois, sur les coteaux de calcaires très marneux comme les « pechs » du Périgord méridional, le sol est squelettique; la couverture végétale se déchire et disparaît; il se forme même quelques bad-lands.

### 3° Les surfaces d'aplanissement néogènes.

S'il est intéressant de suivre l'évolution des cuvettes de subsidence dans le bassin molassique pour comprendre la répartition des calcaires et des molasses, il n'est pas moins important de repérer les secteurs de stabilité relative dans les zones hautes où les phénomènes d'altération et d'érosion élaborent des surfaces d'aplanissement. Tout comme les forages nous ont permis de localiser les zones de subsidence active où se sont accumulés les sédiments molassiques, l'étude des formations superficielles néogènes éluviales ou illuviales nous donne le moyen de recenser et de délimiter ces surfaces d'aplanissement. On ne peut douter qu'il ait fallu une assez longue période d'exposition aux intempéries pour qu'apparaissent des aplanissements de quelque étendue. Nous pouvons donc identifier les surfaces néogènes avec des secteurs de repos orogénique relatif, au Tertiaire supérieur.

De ce point de vue, leur restitution n'est pas sans intérêt puisqu'elle nous permet de suivre l'évolution structurale des Pays aquitains. Mais nous observons en même temps qu'elles correspondent à une phase remarquable de l'évolution du modelé aquitain qui se situe entre la période de construction par apport de matériaux détritiques et la période d'élaboration du modelé en creux. Or, ces surfaces d'aplanissement constituent pour les érosions ultérieures un plan de départ qu'il faudra définir avec soin pour prendre la mesure du modelé de creusement inscrit en contrebas. C'est

au plan de référence que constituent ces surfaces qu'il faudra se reporter pour apprécier l'efficacité des divers systèmes d'érosion qui se succèdent au cours des crises morphogénétiques du Quaternaire, chacun reprenant sur nouveaux frais l'élaboration du modelé aquitain. Non certes qu'il s'agisse d'aplanissements uniformes étendus à tous les Pays aquitains : nous ne pouvons pas schématiser l'évolution du modelé au point de marquer trois étapes bien séparées qui seraient :

- le remplissage du bassin molassique;
- les aplanissements néogènes;
- le creusement des dépressions et des vallées.

La première phase n'est pas achevée dans le Sud-Ouest de l'Aquitaine que se développe très largement la seconde dans l'Agenais et l'Albigeois; à son tour, le creusement des vallées ne commence pas partout en même temps; cependant, à l'échelle de chacune des provinces morphologiques, la succession des phénomènes est bien celle que nous venons d'indiquer; vers la fin du Pliocène les surfaces d'aplanissement donnent aux Pays aquitains une topographie presque partout très basse, le piémont sous-pyrénéen se raccordant au niveau de base marin.

a) *La surface meuliérisée aquitaniennne de l'Agenais.*

Faisant transition entre la surface éogène du Sidérolithique, déformée, en partie ruinée, et des surfaces plus récentes ponto-pliocènes qui correspondent au dernier modelé d'aplanissement aquitain, une surface meuliérisée d'âge aquitainien supérieur s'est assez bien conservée en Agenais<sup>55</sup>.

Dans cette région, depuis longtemps déjà, la grande poussée orogénique pyrénéenne avait épuisé ses effets à l'Aquitainien supérieur. Au soulèvement qui avait accompagné la formation des Pyrénées et qui avait reporté jusqu'au Périgord méridional et au Bas-Quercy la région la plus fortement déprimée du Bassin aquitain allait succéder, en liaison avec l'orogénie alpine, un mouvement presque contraire; déjà le Massif central et toute la région septentrionale et orientale du Bassin aquitain se relèvent à la fin de l'Oligocène; les bassins lacustres du Quercy, de l'Agenais et du Périgord méridional se trouvent ramenés vers l'Ouest et vers le Sud dans la Gascogne gersoise. Il y eut alors, en Agenais, une sorte de temps mort de l'orogénèse que l'érosion mit à profit. Une surface d'aplanissement eut le temps de s'élaborer; grâce aux formations meuliérisées, nous pouvons la reconstituer et la dater.

Aux lisières septentrionales de l'Agenais, le retrait des lacs oligocènes avait laissé émerger une vaste région de molasses et de calcaires. Elle fut soumise à l'action des agents de l'érosion subaérienne au même titre que les pays voisins, Quercy jurassique et Périgord crétacé, depuis longtemps

<sup>55</sup>. ENJALBERT (H.), Le rôle morphologique de la surface meuliérisée aquitaniennne, art. cité.

exondés. Du Nord-Ouest au Sud-Est s'établissait la succession régionale suivante :

- le pays des sables siliceux du Sidérolithique périgourdin;
- la région des calcaires et des molasses de l'Agenais;
- le domaine des bassins lacustres du Haut-Armagnac.

La pente générale qui se dessinait du Nord-Nord-Est vers le Sud-Sud-Ouest devait être faible; elle était cependant suffisante pour que s'opérât un lessivage des sables siliceux du Limousin ou de la région périgourdine et que s'organisât une migration de la silice en direction de l'Agenais. Cette silice allait se fixer sous forme de meulière dans les régions calcaires alors soumises à des phénomènes de dissolution très actifs, les eaux pluviales évacuant le calcaire dissous vers les lacs voisins ou vers la mer. Ainsi, par altération, plus encore que par érosion véritable, une vaste surface d'aplanissement prenait forme, appuyée au Nord-Est sur le Sidérolithique, le Crétacé ou le Jurassique du Périgord et du Quercy, reposant au Sud-Ouest sur les molasses et les calcaires de l'Agenais. Dans le Bazadais, on voit cette surface et les meulières qui la jalonnent passer sous les formations marines transgressives de l'Aquitaniens le plus récent et du Burdigalien. Entre Villeneuve-sur-Lot et Agen, elle disparaît également au-dessous des molasses et des calcaires de ces mêmes étages. Elle peut donc être datée de manière assez précise de l'Aquitaniens supérieur.

Vers le Nord-Est on peut suivre cette surface meuliérisée sur les « pechs » de l'Agenais et, au-delà du Drop, sur les plateaux qui dominent la Dordogne, autour de la Bessède. Vers l'Est elle se relève lentement et atteint 300 mètres d'altitude sur le plateau de Bord qui domine Domme et les pays crétacés vigoureusement karstifiés qui l'entourent. Un peu plus au Sud, le témoin meuliérisé des Gunies constitue un bon repère dans la zone de passage de l'Agenais au Quercy (*fig. 18*).

Cette surface ne nous est conservée que par des témoins qu'il faut raccorder avec prudence. En particulier il faut tenir compte des déformations subies par la région agenaise postérieurement à l'Aquitaniens supérieur. Sans être très importantes elles ne sont pas négligeables. C'est ainsi que le plateau de Bord est basculé vers le Nord-Est et qu'on ne peut de ce fait le rattacher directement aux témoins voisins de la Bessède ou des Cunies.

La genèse de la surface meuliérisée agenaise ne nous est pas exactement connue. On a parfois considéré que les processus de meuliérisation s'apparentaient aux processus pédologiques en ce sens que la substitution de la silice au calcaire a dû se faire sinon à l'air libre du moins à faible profondeur. Mais il s'agit, dans le cas de la meulière, de migrations d'éléments solubles et de colloïdes dont l'ampleur dépasse singulièrement les mouvements *per descensum* qui s'observent entre l'horizon A et l'horizon B d'un sol. Pour l'Agenais, la silice était certainement apportée par les eaux qui filtraient à travers les sables sidérolithiques du Périgord; elle avait parcouru de grandes distances avant de se substituer aux calcaires de l'Agenais et pour ceux-ci les carbonates de chaux dissous étaient éva-

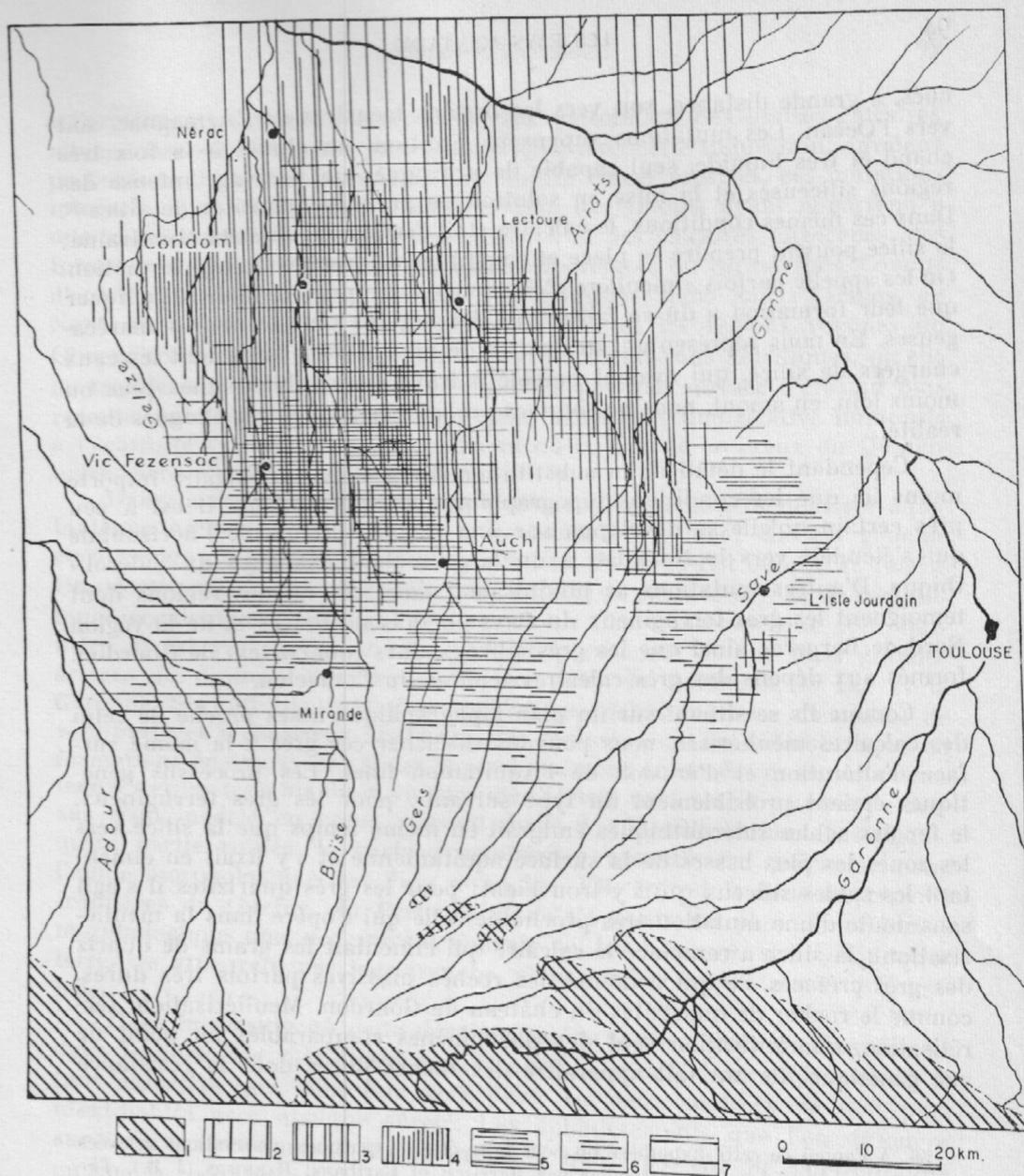


FIG. 18. — Les calcaires de l'Armagnac : essai de localisation et de représentation du dispositif étagé des assises calcaires.

(D'après Z. BAQUÉ, F. CROUZEL et des enquêtes personnelles.)

1. Les Pyrénées; 2. Le calcaire gris de l'Agenais; 3 et 4. Les calcaires du Burdigalien inférieur; 4, 5 et 6. Les calcaires du Burdigalien supérieur.

On notera que, au Nord, le calcaire gris est constitué par un système d'assises très puissantes, tandis que les dernières assises burdigaliennes sont le plus souvent minces et discontinues.

Les figuratifs 3 et 4 correspondent le plus souvent à un dispositif étagé à deux assises. De même les figuratifs 5 et 6. Le quadrillage serré correspond le plus souvent à un système à trois assises.

Le schéma obtenu, fait ressortir la localisation du dispositif d'étagement à deux ou trois couches. Il apparaît principalement dans le secteur compris entre Vic, Condom et Auch. Au contraire les calcaires n'occupent plus qu'une place réduite du côté de l'Isle Jourdain et de Mirande.

Aux environs de Nérac le calcaire blanc de l'Agenais est nettement séparé du calcaire gris. Il n'a pu être figuré, mais il y a, là aussi, un très beau dispositif à deux étages calcaires, parfois même à trois étages vers l'Est.

cués, à grande distance, soit vers les bassins lacustres de l'Armagnac, soit vers l'Océan. Ces mutations supposent, croit-on, un climat à la fois très chaud et très humide, seul capable de provoquer un lessivage intense des régions siliceuses et la mise en solution de grandes quantités de silice<sup>56</sup>. Dans ces mêmes conditions, le calcaire était facilement dissous et entraîné; la silice pouvait prendre sa place et constituer des roches de néo-formation. On les appelle parfois « meulière d'eau douce », ce qui veut d'abord indiquer que leur formation a dû se faire dans des régions plus ou moins marécageuses. En nous représentant des sortes de marigots où arrivaient les eaux chargées de silice, qui avaient percolé à travers les sables situés plus ou moins loin, en amont, nous ne sommes probablement pas très éloignés de la réalité.

Cependant le détail de la substitution de la silice au calcaire importe moins ici que les conditions topographiques du phénomène. Il est à peu près certain qu'elle se développa sur une surface proche de l'horizontale qui s'étendait vers le Nord-Est à un large secteur des pays du Sidérolithique. D'autres mutations se produisaient dans ces mêmes régions dont témoignent les grès ferrugineux du Pays au Bois de Belvès et de la région Nord de Bergerac ainsi que les grès siliceux durs (quartzites) de Gourdon, formés aux dépens des grès calcaires tendres du Coniacien.

Comme ils se situent sur un plan topographique assez proche de celui des calcaires meuliérisés, nous pouvons rattacher ces grès à la même surface d'altération et d'érosion de l'Aquitanienn final. Les processus génétiques étaient probablement du type suivant : pour les grès ferrugineux, le fer des sables sidérolithiques émigrerait en même temps que la silice vers les zones les plus basses de la surface aquitanienne et s'y fixait en cimentant les sables siliceux qui s'y trouvaient; pour les grès quartzites il s'agit sans doute d'une mutation très proche de celle qui s'opère dans la meuliérisation : la silice a remplacé le calcaire qui cimentait les grains de quartz des grès crétacés, ce qui a donné des roches massives parfois très dures, comme le rocher de quartzites du château de Gourdon. Meuliérisation, ferétisation, quartzitisation sont des phénomènes comparables au point de vue génétique. Ils ont fait apparaître des roches dures dont la résistance

56. A l'appui de cette hypothèse on peut faire état de quelques observations relevées dans les pays tropicaux, en particulier par Harrison et Carthaus; HARRISON (J.-B.), *The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions*, Harpenden, 1934, p. 113. Harrison a montré que la silice, qui n'existe dans les eaux courantes des rivières tempérées qu'en très faibles quantités, se trouve au contraire en proportions relativement fortes dans les eaux des fleuves tropicaux, drainant des massifs anciens. Dans les rivières de Guyane anglaise, il a trouvé 31,28 mg de Si O<sub>2</sub> par litre d'eau, soit plus de 50 % des matières minérales dissoutes dans cette eau.

De son côté CARTHAUS (Ueber den Plantagenboden und seine Düngung, *Der Tropenpflanzen*, 1913, p. 21 et suiv.) indique qu'à Sumatra les indigènes mettent les piquets de clôture à baigner dans l'eau des rivières pour qu'ils s'imprègnent de silice et se pétrifient. Cette silification permet au bois de résister à la pourriture.

Il ne s'agit là que des possibilités de migration de la silice. Nous n'avons pas, semble-t-il, actuellement dans le monde des meulières en formation. Il faudra probablement se résigner sinon à ignorer les conditions exactes de leur élaboration du moins à ne pouvoir les situer dans un milieu climatique identique à celui de leur genèse.

à l'érosion est souvent remarquable. En consolidant des assises calcaires minces, des sables ou des grès tendres qui, sans cette induration, auraient probablement été dispersés sous l'action des forces érosives, ces mutations minéralogiques ont assuré la conservation de témoins ayant appartenu à une même surface recoupant des molasses et des calcaires oligocènes, des formations du Sidérolithique, des calcaires crétacés ou jurassiques. Comme d'autre part cette surface n'a pas été recouverte, dans tout l'Agenais, au Nord de la Garonne, le Périgord méridional et les régions voisines du Quercy occidentale ou du Sarladais, par des formations détritiques, qu'elle ne semble pas avoir été non plus recoupée par une surface d'érosion plus récente, nous pouvons considérer qu'elle bénéficie d'une relative immunité à l'égard de l'érosion jusqu'au moment où le modelé en creux du Quaternaire vient s'inscrire en contrebas.

Dans la région où nous la reconstituons, la surface meuliérisée aquitaniennne ne semble avoir été que localement déformée; elle est gauchie en direction du Sud-Ouest où elle s'affaisse, du Nord-Est où elle se relève. On ne voit pas qu'elle ait été basculée comme la surface éogène de la Saintonge occidentale. Cependant elle est moins bien conservée que cette dernière. Il est vrai qu'elle est en position plus haute et que trois grandes artères du drainage aquitain l'ont recoupée : la Dordogne, le Lot et la Garonne. Surtout elle était plus fragile; les roches indurées manquent de continuité et d'épaisseur au-dessus des molasses ou du Sidérolithique en formations épaisses; les vallées se sont aisément enfoncées dans ces roches tendres et les témoins de la surface meuliérisée sont restés perchés au-dessus d'un modelé en creux souvent évidé à 100 mètres plus bas. Quoiqu'en partie ruinée, la surface meuliérisée agenaise est précieuse pour l'étude morphologique des Pays aquitains. Elle introduit dans les régions frontières du Quercy, du Périgord et de l'Agenais un plan de référence morphologique que ne peuvent fournir ni les horizons stratigraphiques tertiaires affleurant par leur tranche, ni la surface éogène par trop remaniée.

Dans la mesure où cette dernière est recoupée autour de Gourdon et dans le Sarladais méridional par la surface meuliérisée aquitaniennne, il faut admettre que, plus loin vers l'Est, les deux surfaces ne sont plus identifiables avec quelque sûreté. Les aplanissements que l'on découvre sur les calcaires jurassiques ou crétacés, qu'ils portent du Sidérolithique ou que la roche en place soit découverte, peuvent être soit des témoins de la surface éogène, soit des restes de la surface aquitaniennne. La présence du Sidérolithique n'est pas une preuve à elle seule qu'on est en présence d'un témoin de la surface éogène. Sans doute faut-il, dans bien des cas, se résigner à un recensement des surfaces aplanies sans pouvoir les intégrer dans un ensemble bien daté<sup>37</sup>.

Au Sud du Lot, la surface aquitaniennne est assez bien conservée autour de Lalbenque. On découvre dans cette région de larges aplanissements qui passent des calcaires stampiens ou aquitaniens aux calcaires jurassiques.

<sup>37</sup>. Nous ne pensons pas que des repérages altimétriques comparés puissent suffire, en l'absence de toute autre donnée, pour individualiser les deux surfaces.

Sur ces derniers, les poches à phosphorites ont été tranchées autour de Bach, par la surface qui recoupe les calcaires aquitaniens. Il s'agit donc bien d'une surface néogène. Tout comme les horizons meuliérisés de l'Agenais central elle ne porte pas le moindre lambeau d'une couverture détritique dont les matériaux seraient venus du Massif central. On peut donc penser que le Bas-Quercy est resté, comme l'Agenais, en marge des grandes reprises d'érosion que l'on observe dans le Périgord septentrional ou l'Albigeois central à l'extrême fin du Tertiaire, reprises d'érosion responsables des grands épandages de cailloutis issus des massifs anciens voisins et étalés sur les formations secondaires ou tertiaires mais qui font entièrement défaut dans l'Agenais et le Bas-Quercy.

Faut-il considérer cette surface aquitanienne comme une simple surface d'altération ou comporte-t-elle aussi des phénomènes d'érosion notables ? Pour l'Agenais et les régions voisines du Périgord et du Quercy nous avons surtout observé des phénomènes de diagenèse : meuliérisation, ferrétisation, quartzilisation. Il faudrait y ajouter un peu partout des phénomènes karstiques, mais ils sont beaucoup moins développés que pour la surface éogène. En Quercy, autour de Lalbenque où les calcaires oligocènes sont épais on observe quelques grottes, puits et galeries mais surtout des traces d'une action érosive de surface, opérant à la fois par dissolution et par déblaiement, si bien que les assises successives de la série stampienne et aquitanienne ont été tranchées au biseau. Mais cette érosion n'a pas laissé de formations détritiques corrélatives. Comme, en outre, nous n'avons pas de terrains de transport venus des massifs anciens et que l'on puisse dater de l'Aquitaniens supérieur, nous pouvons en conclure que l'érosion ne fut pas très active à cette époque aux lisières septentrionales et orientales du bassin molassique.

Comparée à la surface éogène, la surface aquitanienne ne comporte pas des phénomènes d'altération d'une ampleur comparable à ceux qui ont donné le Sidérolithique, mais elle ne comporte pas non plus de véritables terrains de transport qui apporteraient la preuve que l'érosion se développa efficacement. Il s'agit donc d'une surface d'aplanissement assez discrète, d'intérêt seulement régional; surface intermédiaire, elle se situe entre la surface éogène largement ruinée et les surfaces plus récentes, ponto-pliocènes, mieux conservées que nous aurons à examiner dans le Bordelais et le Sud-Ouest aquitain.

b) *Les surfaces d'aplanissement néogènes de l'Albigeois et du Toulousain.*

S'il nous a paru nécessaire d'entrer dans quelque détail pour bien situer la surface meuliérisée aquitanienne de l'Agenais, c'est en raison de l'originalité que lui confère la meulière mais aussi de sa localisation au centre des Pays aquitains. Le repère morphologique qu'elle constitue peut en effet nous servir à situer les surfaces d'aplanissement néogènes des pays voisins, qu'elles soient contemporaines ou plus récentes. Dans l'Albigeois du Nord, nous retrouvons, sur les calcaires et molasses du Stampien de Cordes, des aplanissements analogues à ceux de la surface néogène du

Bas-Quercy. Ils tranchent les différentes assises sédimentaires lacustres tarnaises inclinées vers le Sud-Ouest. Sur les calcaires, la karstification n'est pas très poussée et la topographie est peut-être moins plane qu'en Agenais. Quoique la région sédimentaire tertiaire se situe en contrebas des Ségalas, le Causse de Cordes ne porte pas le moindre lambeau d'une couverture détritique dont les matériaux seraient venus du massif ancien, ce qui semble indiquer que le relèvement des Ségalas est un phénomène plus récent que le façonnement de la surface néogène.

Nous n'avons pas le moyen de dater cette surface au Nord du Tarn mais un repère chronologique nous a été récemment fourni, pour des aplanissements situés un peu plus au Sud, grâce à une découverte paléontologique de G. Astre<sup>58</sup>. Au Sud-Ouest de Lavaur, à Bourg-Saint-Bernard, des restes de mastodonte, qui appartiennent à la période de transition du Burdigalien à l'Helvétien, ont été recueillis dans une poche d'argile rouge. Le sous-sol est constitué par des marnes et molasses stampiennes que l'érosion a largement déblayées. Les produits de remaniement de ces molasses ont donné des formations colluviales qui définissent la surface néogène et que datent les argiles fossilifères de Bourg-Saint-Bernard. G. Astre a également observé qu'à Roqueville, à 19 kilomètres de Bourg-Saint-Bernard, les calcaires stampiens avaient été érodés et karstifiés. Il résulte de ces données qu'une surface d'altération et d'érosion s'est développée dans tout le Lauragais à la fin du Burdigalien. Dans l'Albigeois oriental et aux confins des pays de l'Aude elle recoupe les assises de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène : à l'Ouest de la Garonne, elle passe au domaine de sédimentation active qui se maintenait dans la Gascogne méridionale et où s'accumulaient les molasses du Burdigalien supérieur et de l'Helvétien. On peut donc admettre que si, par rapport aux régions basses de l'Aquitaine sud-occidentale où se poursuivent les phénomènes de sédimentation, la surface néogène définie autour du Lauragais occupe une région haute, il s'agit en fait d'un très large fond de berceau tout prêt à accueillir les produits de l'érosion torrentielle venus des massifs voisins.

Sans doute s'écoule-t-il un temps assez long entre la phase principale d'aplanissement que nous avons située en Lauragais au début de l'Helvétien et l'époque où s'effectuent les grands épandages détritiques qui viennent recouvrir la surface néogène. L'un des plus importants se situe au Sud de la Grésigne dans la forêt de Sivens. Il s'agit là de graviers fins uniformément étalés sur les molasses stampiennes. Entre Tarn et Agout les terrains de transport sont beaucoup plus grossiers, aussi peut-on considérer que l'épandage se prolonge à l'Ouest sur les hauteurs comprises entre Tarn et Garonne puis au-delà de la Garonne en Lomagne où l'on retrouve des éléments fins comparables à ceux de la forêt de Sivens. Nous n'avons aucun moyen en Albigeois ou en Lomagne de dater ces dépôts détritiques de façon précise mais il y a tout lieu de considérer que leur mise en place s'est effectuée assez tard, vers la fin du Pliocène. On ne

<sup>58</sup>. ASTRE (G.), Mastodonte de Bourg-Saint-Bernard et érosions miocènes dans le bassin sous-pyrénéen, *B.S.G.F.* (6), III, 1933, p. 253-260.

peut douter que les matériaux qui les constituent soient venus du Ségala tarnais dont les filons de quartz ont fourni les cailloux blancs des terrains de transport albigeois. Or dans le Ségala du Rouergue méridional des épandages détritiques assez semblables ont pu être datés de l'extrême fin du Pliocène ou du début du Quaternaire en raison de la présence, sur des plateaux du Vieur, des restes d'un *Elephas antiquus* de mutation ancienne dans les cailloux de quartz roulés<sup>59</sup>. Admettons que les matériaux ainsi datés représentent la phase terminale et récessive de l'épandage tandis que les dépôts de l'Albigeois central et de la Lomagne se situeraient un peu plus tôt au cours de la phase maximale d'extension des terrains de transport; il reste que tout le système détritique grossier peut être daté du Pliocène terminal.

Nous en voulons pour preuve l'arrivée en Lomagne de cailloutis pyrénéens riches en lydiennes, qui se mélangent aux matériaux détritiques venus du Ségala tarnais; cependant il n'y a pas de trace, sur le piémont sous-pyrénéen de l'Ariège, d'un épandage torrentiel étalé sur tout le pays molassique; en dépit des apports pyrénéens, la nappe d'épandage ne recouvre que le secteur Nord de la surface néogène du Lauragais. C'est dire que cette dernière s'était déjà relevée vers le Sud. Or, nous verrons ci-dessous que ce mouvement ne s'est amorcé qu'assez tard.

#### 4° Le piémont pto-pliocène de l'Aquitaine sud-occidentale.

Tandis que s'élaborait la surface d'aplanissement du Lauragais, l'évolution structurale se poursuivait au pied des Pyrénées et sur la côte atlantique où s'accumulent les dépôts miocènes lacustres et marins nourris de débris venus des Pyrénées centrales et occidentales. Déjà au Burdigalien les mouvements tectoniques avaient modifié sensiblement le dessin général du bassin molassique. Tout se passe comme si le soulèvement du Massif central, en rapport avec l'orogénèse alpine, avait pour contrepartie un affaissement de la région du Sud-Ouest aquitain, d'abord en Gascogne gersoise où s'accumule la molasse de l'Armagnac, puis sur la côte atlantique où s'avance la transgression helvétique. Il faut ici encore entrer dans quelque détail bien que la chronologie ne soit pas toujours très sûre<sup>60</sup>.

Le relèvement des secteurs Nord et Est du Bassin aquitain est assez marqué au Burdigalien pour provoquer un repli des bassins lacustres vers les Pyrénées. Cependant l'érosion fournit toujours des matériaux détritiques arrachés à la montagne, du moins à l'Ouest de l'Ariège. Ils continuent à se déposer dans la zone la plus fortement déprimée du bassin molassique alors constituée par l'Astarac-Magnoac. En dépit du colmatage qui en résulte, la subsidence est assez accentuée au pied des Pyrénées cen-

59. ENJALBERT (H.), « Les plateaux et les gorges du Vieur », art. cité.

60. F. DAGUIN avait travaillé à la préciser lorsqu'il préparait la publication de la carte géologique au 320 000<sup>e</sup> de Bayonne. F. CROUZEL s'y attacha également et publia une série d'articles dont la synthèse se retrouve, à la date de 1937, dans sa thèse : *Le Mio-cène continental...*, ouvr. cité.

trales pour que les bassins lacustres se localisent de plus en plus près de la chaîne à l'Helvétien et au Tortonien inférieur. C'est dans ce cadre déjà étroit que prennent place les couches fossilifères de Saint-Gaudens et de Montréjeau, les plus récentes du système molassique. Ainsi se trouve bien daté le moment où s'achève, au Tortonien inférieur, le comblement du bassin molassique aquitain.

On ne saurait trop insister sur le fait qu'il a pris fin dans un ombilic situé au contact du secteur actuellement le plus élevé des Pyrénées. Les assises des étages successifs du Burdigalien, de l'Helvétien et du Tortonien se relayent vers le Sud, du Haut-Armagnac au Comminges. Aujourd'hui, à mesure que l'on s'élève dans l'échelle stratigraphique, on se rapproche des Pyrénées mais en même temps l'altitude croît : on passe de 180 mètres au niveau des plateaux de l'Aquitainien dans la région d'Astaffort, au Sud d'Agen, à 450 mètres au niveau des argiles tortoniennes de Saint-Gaudens. Cette pente ne correspond nullement à celle du dépôt originel; la molasse de l'Armagnac n'a pu se former que dans un bassin lacustre et comme les sédiments les plus récents se localisent au Sud il faut bien admettre qu'au Miocène moyen la pente générale du pays molassique s'établissait du Nord au Sud, d'Agen à Saint-Gaudens; la pente actuelle qui va du Sud au Nord n'a été acquise que plus tard, à la faveur d'un mouvement général de bascule.

Ce mouvement ne s'affirme qu'assez lentement et, au Miocène supérieur (Pontien), il interfère avec un relèvement de la région du Comminges et de l'Est aquitain; la contrepartie en est un affaiblissement des pays aturiens. A la fin du Tortonien inférieur cette orogénèse fut assez accusée pour qu'une rupture de pente apparût entre la Bigorre et le Magnoac d'une part, les pays de la boucle aturienne d'autre part. Il en résulte des phénomènes d'érosion très actifs provoquant une vigoureuse dissection de la surface de remblaiement molassique en Bigorre et en Magnoac. Les produits de cette érosion mais aussi les matériaux venus des Pyrénées s'accumulaient dans la zone d'affaissement comprise entre le Béarn septentrional, la Rivière-Basse et le Bas-Armagnac. Bientôt l'accumulation l'emporta sur l'érosion; à peine creusées les vallées furent très largement remblayées par les formations sableuses du Tortonien supérieur.

Ainsi s'élabore une morphologie assez curieuse : les vallées ouvertes dans la molasse mais aussi les collines résiduelles d'interfluve sont ensevelies sous les graviers, sables et argiles venus des Pyrénées. Ce dispositif original avait été noté par E. Jacquot sur la carte géologique de Castelnau et le problème fut repris par G. Astre en 1925<sup>61</sup> puis par F.-M. Bergounioux et F. Crouzel en 1949<sup>62</sup>. Leurs travaux nous permettent de séparer nettement les formations lacustres ravinées qui appartiennent au système molassique et dont la constitution s'est achevée au Tortonien inférieur, des formations de remblaiement continentales et marines qui leur suc-

61. ASTRE (G.), « Les relations des sables de la mer helvétique et de la molasse de l'Armagnac », *Bull. Société hist. nat. de Toulouse*, 1925, t. 53, p. 180-191.

62. BERGOUNIOUX (F.-M.) et CROUZEL (F.), « Les faciès des Sables fauves (Vindobonien supérieur) dans le Bassin d'Aquitaine », *B.S.G.F.* (3), XIX, 1949, p. 133-133.

cèdent au Tortonien supérieur, au Pontien et au Pliocène (*fig. 19*). Celles du Tortonien supérieur sont connues en Bas-Armagnac et en Chalosse sous le nom de *Sables fauves* en raison de la prédominance des sables de couleur orange-brun. Vers le Nord et l'Ouest, elles passent à des formations marines riches en fossiles que l'on a désignées sous le nom de « molasse » marine <sup>63</sup>.

Il est remarquable qu'une plaine de niveau de base marin ait pu se constituer au Tortonien supérieur dans tout le Sud-Ouest aquitain. Son élaboration souligne le fait que, sur des pentes faibles, l'érosion était assez forte pour réaliser de larges épandages fondus en une nappe homogène avant d'atteindre le rivage. Cependant les faciès ne sont pas uniformes. Dès que l'on s'éloigne de la zone littorale, où se mêlent les sables et les faluns, on voit apparaître, en larges trainées, les graviers pyrénéens qui ravinent les sables. Lorsque la mer tortonienne se retire, les épandages de graviers mais aussi des formations argileuses s'avancent vers le Nord et vers l'Ouest, au milieu du domaine des faluns. Au début du Pontien, le rivage devait se situer au large de la côte actuelle, aussi la molasse marine disparaît-elle; aux sables fauves et à la molasse marine se substitue la formation complexe des *Argiles à galets* que E. Jacquot avait désignée sous le nom de *Glaises bigarrées*.

Dès cette époque, dans les Pyrénées, l'érosion a changé de style. Son activité, plus intense, est aussi, semble-t-il, plus désordonnée. Les matériaux que les eaux évacuent vers le piémont sont à la fois plus grossiers (gros galets) et plus fins (argiles). Au lieu d'un épandage relativement homogène et en nappe, on n'a plus qu'un système irrégulier de trainées tantôt étroites et à éléments grossiers — elles ravinent les dépôts antérieurs — tantôt largement étalées et faites de produits fins. Ce système détritique est assez mal daté faute de fossiles. Il peut être considéré comme ponto-pliocène s'il est vrai que les éléments les plus récents passent, dans les Landes occidentales, à des Sables verts remaniés par les eaux marines et considérées comme pliocènes <sup>64</sup>.

Notons que les Pyrénées occidentales et centrales sont seules affectées par l'érosion qui donne les *Argiles à galets* ponto-pliocènes, ce qui tendrait à prouver que leur soulèvement a repris tandis qu'à l'Est de la Neste-Garonne et de l'Ariège persiste, entre la montagne et le piémont, un état d'équilibre peu favorable aux activités érosives. Autant que de la puissance du système d'érosion, les grandes trainées de graviers ponto-plio-

63. Il est assez difficile de séparer la molasse marine tortonienne des formations analogues de l'Helvétien. C'est ici l'un des points délicats de la chronologie sédimentaire à la fin du Tertiaire. Faut-il admettre avec F. CROUZEL que la molasse marine du Bas-Armagnac est plus ancienne que les Sables fauves pour intercaler entre celles-là et ceux-ci, les derniers dépôts de la molasse de Saint-Gaudens et le creusement, dans la molasse, des vallées du Magnoac et de la Bigorre? L'autre hypothèse (présentée par ASTRE et suivie par TAILLEFER) placerait le système unique de la Molasse marine et des Sables fauves entre la molasse de l'Astarac-Magnoac et celle de Saint-Gaudens. Dans notre exposé nous avons suivi F. CROUZEL.

64. D'après les recherches en cours sous la direction de M. VIGNEAUX, la formation des Sables verts des Landes occidentales correspondrait à une courte phase marine transgressive du Pliocène.

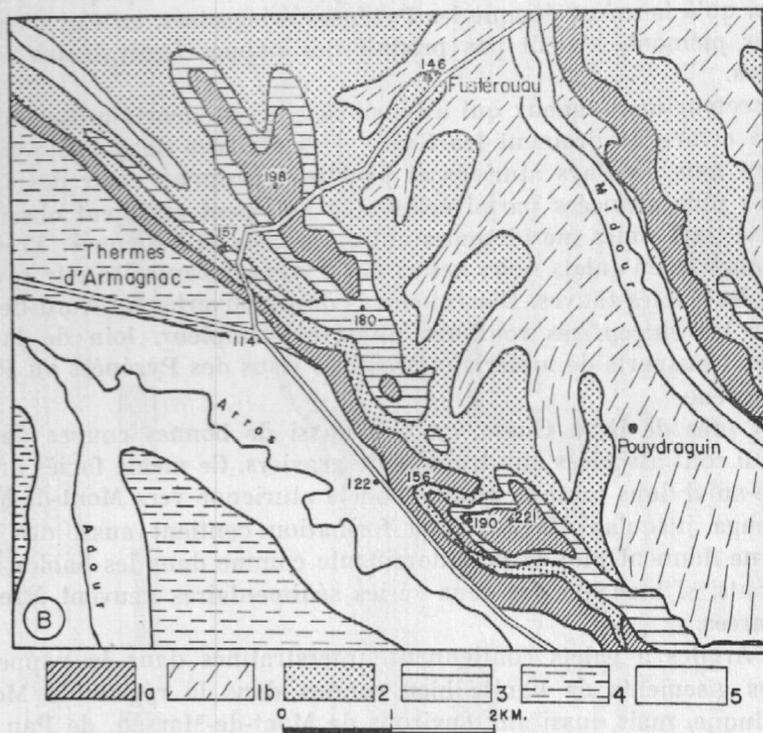
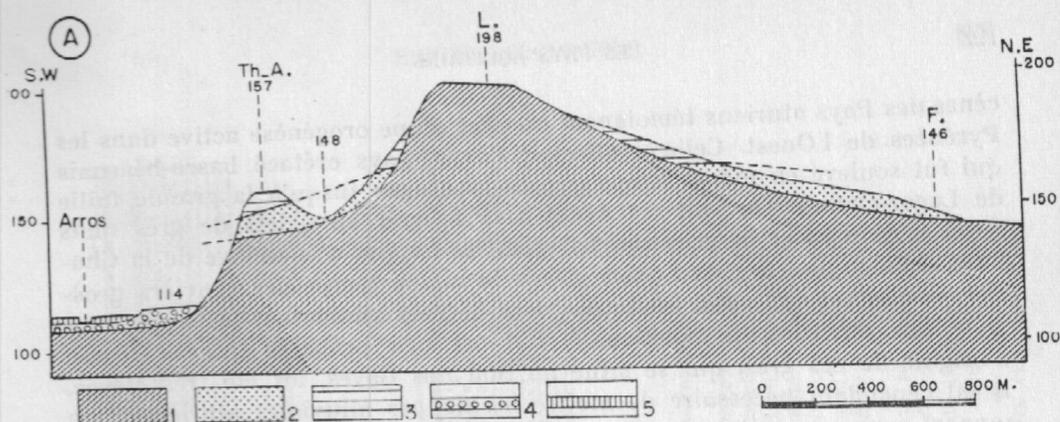


FIG. 19. — La discordance des sables fauves et des argiles à galets sur la molasse de l'Armagnac dans la région du coude de l'Adour (Thermes d'Armagnac) (d'après F. CROUZEL).

A. Coupe à travers les côteaux de Thermes d'Armagnac qui dominent au NE la plaine de l'Arros et de l'Adour.

1. Molasse; 2. Sables fauves; 3. Argiles à galets; 4. Terrasse de l'Adour; 5. Alluvions modernes de l'Arros et de l'Adour. Th. A. Thermes d'Armagnac; L. Lanouguère; F. Fustérouau.

B. Carte des affleurements sur les côteaux des Thermes d'Armagnac; 1 a) Molasse affleurant sur les coteaux abrupts et les buttes 198 et 221; 1 b) Molasse affleurant sur les longs versants de rive gauche; 2. Sables fauves; 3. Argiles à galets; 4. Terrasses de l'Adour; 5. Basse plaine alluviale de l'Arros, de l'Adour et du Nidou.

Les deux croquis font apparaître : a) La dissection des assises molassiques et le dégagement de la butte de Lanouguère (198) et de la butte 221; b) L'envoyage presque complet des buttes de molasse par les Sables fauves et les Argiles à galets.

Le creusement des vallées actuelles a partiellement remis en valeur la butte de Lanouguère.

cènes des Pays aturiens témoignent en effet d'une orogénèse active dans les Pyrénées de l'Ouest. Celle-ci affectait l'avant-pays créacé basco-béarnais qui fut soulevé en même temps que la montagne jusqu'à la grande faille de Lagor-Orthez. On voit cet avant-pays fournir en galets de grès mais aussi en gros blocs de grès quartzitiques les nappes d'épandage de la Chalosse occidentale (Gousse-Louer). Dans le même temps des graviers grossiers contenant eux aussi quelques blocs de grès alimentent la nappe alluviale aux environs de Soustons<sup>65</sup>. S'il est peu probable que la région d'origine de ces grès, qui se situe au Sud des Gaves, ait été très élevée, il est cependant nécessaire de mettre les nappes alluviales aturiennes en rapport avec un soulèvement régional important pour expliquer, par comparaison, qu'à la même époque les Pyrénées ariégeoises, en état d'équilibre avec leur piémont, n'aient pas produit des nappes équivalentes ou plus puissantes.

Le secteur montagneux qui a fourni le plus de débris grossiers paraît bien être celui que drainent les Gaves. Des trainées de galets pyrénéens traversent tous les Pays aturiens et pénètrent jusqu'au cœur des Landes. L'une des plus avancées parmi celles que l'on peut aisément observer se situe dans les Landes méridionales entre Morcenx et Villenave. Très riche en lydienes et en galets noirs venus des Pyrénées centrales elle ravine et recouvre les Sables fauves. D'excellentes coupes ouvertes au Nord de Villenave par les entreprises routières attestent l'ampleur, loin de la montagne, des transports de matériaux grossiers issus des Pyrénées au Pontien et au Pliocène.

Tout près de là, à Ousse, on voit aussi de bonnes coupes dans les argiles qui sont associées aux trainées de graviers. Ce même faciès argileux peut être suivi dans toute la grande boucle aturienne vers Mont-de-Marsan et le Houga jusqu'au Magnoac. La formation contient aussi des sables mais ils ne donnent plus la note dominante comme dans les Sables fauves sous-jacents, si bien que les deux séries sédimentaires peuvent être assez bien séparées.

Les Argiles à galets contiennent, interstratifiés dans la nappe alluviale, des gisements de lignite bien connus dans la région de Morcenx et de Lalouque, mais aussi aux environs de Mont-de-Marsan, de Pau (Artigueloutan) et tout près des Pyrénées, à Orignac. Les fossiles que l'on a recueillis dans les exploitations d'Orignac — les plus typiques sont des mastodontes — donnent au dépôt un âge pontien, tout au plus pliocène ancien. Des débris de plantes où dominent les conifères du genre *Sequoia* fournissent des indications analogues. De grosses branches et des troncs restés intacts — ceux-ci parfois en place — confèrent à tous les gisements connus des traits communs qui nous permettent, non seulement d'identifier la formation avec une assez grande sécurité mais aussi de suivre sa mise en place et par là même celle de toute la nappe détritique des Argiles à galets ponto-pliocènes.

65. Un témoin de cette nappe est resté perché à Hastings sur la butte résiduelle qui domine le Gave. M. VIERS a étudié dans sa thèse les racines sous-pyrénéennes de cette formation et les déformations locales qu'elle a subies dans la région de Bardos.

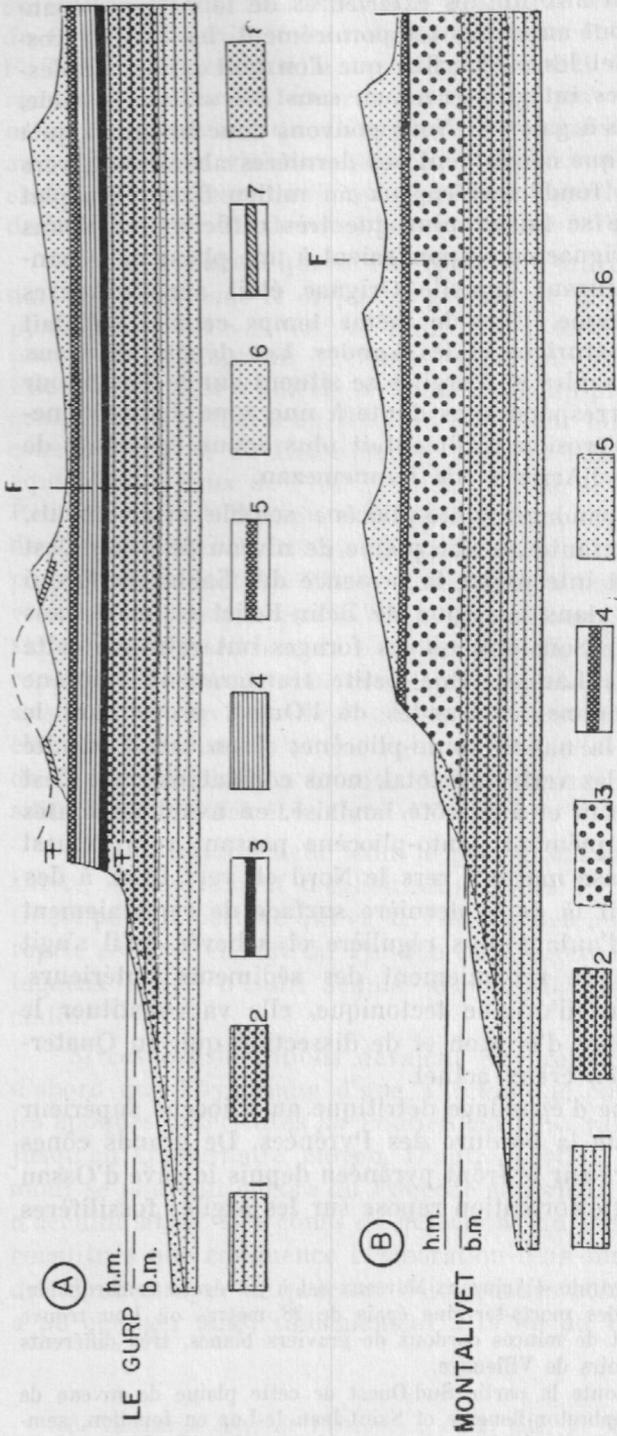


FIG. 20. — La nappe d'épandage du Pliocène (et du Quaternaire ancien) sur la côte médocaine.

A) Au Gurp. — 1 et 2. Assises de la nappe (argiles, sables, graviers) connues par des forages et dont les restes végétaux (M<sup>re</sup> PAQUEREAU) appartiennent à une flore du Pliocène supérieur; 3. Lignites et argile à *Elaphis meridionalis* (restes fossiles découverts en T à la limite du Pliocène et du Quaternaire); 4. Sables verts et graviers fins appartenant aux assises supérieures de la nappe; 5. Sol podzolique à humus noir formé sur les sables de la nappe; 6. Dunes anciennes et modernes; 7. Sols de dune ancienne en cours de destruction par déflation éolienne; 8. Sable de la plage avec galets et silex; T. Restes de poterie et silex néolithiques gisant sur le sol noir (5) fossilisé par la dune et actuellement en cours d'exhumation sous l'action du vent; F. Forage.

B) A Montalivet. — 1 et 2. Assises de la nappe (argiles, sables, graviers) connues par les forages; 3. Sables éoliens de la couverture du plateau landais; 4. Sol (avec alios et fourbes) qui s'est formé sur le sable des Landes; 5. Dunes anciennes et modernes fossilisant le sol noir; 6. Sables et graviers de la plage. On notera qu'à Montalivet, la nappe pliocène est plus basse qu'au Gurp (elle n'est que très rarement observable sur la plage). Au Gurp par contre, les sables de la couverture éolienne font défaut, soit que celle-ci n'ait jamais pu se constituer, soit qu'elle ait été détruite par déflation. On retrouve dans les deux cas, les dunes anciennes et modernes.

On ne peut douter que les lignites se soient formés dans de vastes marécages. Ils se localisaient aux limites extérieures de la nappe d'épandage où n'arrivaient plus, tout au moins temporairement, les débris grossiers. Cependant les argiles et les sables fins que l'on voit passer au-dessous et au-dessus des lignites intègrent ceux-ci, sans discussion possible, dans la formation des Argiles à galets<sup>66</sup>. Nous pouvons donc imaginer qu'à un moment donné la nappe que constituent ces dernières aboutissait, vers l'Aquitaine intérieure, à des fonds marécageux au milieu d'un pays plat où l'écoulement des eaux ne se faisait plus que très difficilement. Dans ce dispositif, les lignites d'Orignac correspondraient à une phase de l'épandage des Argiles à galets durant laquelle Orignac était aux frontières orientales du système détritique. Dans le même temps celui-ci s'étalait très largement sur les Pays aturiens et les Landes. Les dépôts alluviaux qui contiennent le moins de sables et d'argiles se situent sur le Bas-Adour (Louer, Soustons), ce qui correspond sans doute à une zone d'alluvionnement très actif; par contre l'érosion n'alimentait plus aucun épandage de quelque ampleur, au-delà de l'Arros et de Lannemezan.

Du côté de la mer, l'épandage ponto-pliocène semble avoir abouti, comme à l'époque des Sables fautes, à une plaine de niveau de base. C'est ainsi du moins que l'on peut interpréter la présence des Sables verts qui recouvrent les Sables fauves dans la région de Belin-Beliet et aussi dans la région côtière, au Nord de Soustons, où les forages ont retrouvé cette formation sous le Sable des Landes. Une petite transgression pliocène aurait fait avancer la mer dans les Landes de l'Ouest, provoquant le remaniement des sables de la nappe ponto-pliocène; il en serait résulté la formation marine des Sables verts. Au total, nous constatons qu'il s'est formé de la Bigorre au Marsan et à la côte landaise, en avant de toutes les Pyrénées de l'Ouest, un piémont ponto-pliocène passant vers l'Ouest à une plaine de niveau de base marin<sup>67</sup> vers le Nord et, vers l'Est, à des marécages à lignites. Il s'agit là de la dernière surface de remblaiement atteignant la mer; elle est d'autant plus régulière et achevée qu'il s'agit bien souvent d'une surface de remaniement des sédiments antérieurs. Compte tenu de déformations d'origine tectonique, elle va constituer le plan de départ des phénomènes d'érosion et de dissection qui, au Quaternaire, ont donné le modelé en creux actuel.

Il y eut encore une phase d'épandage détritique au Pliocène supérieur mais elle n'intéresse plus que la bordure des Pyrénées. De grands cônes de déjections se forment alors sur le front pyrénéen depuis le gave d'Ossau jusqu'à Salat. A Orignac, cette formation repose sur les argiles fossilifères

66. La coupe récente de la centrale d'Arjuzanx-Morcenx est à cet égard remarquable; les lignites sont recouverts par des morts-terrains épais de 28 mètres où l'on trouve à la fois des argiles, des sables et de minces cordons de graviers blancs, très différents des graves grossières à cailloux noirs de Villenave.

67. Il nous manque en fait toute la partie Sud-Ouest de cette plaine de niveau de base ruinée par l'érosion entre Capbreton-Benesse et Saint-Jean-de-Luz en fonction, semble-t-il, d'une tectonique d'affaissement dont nous aurons à reparler. G. VIERS, dans sa thèse, a précisé les effets de cette tectonique dans le secteur compris entre Biarritz et Saint-Jean-de-Luz.

à lignites ponto-pliocènes, ce qui la situe à la fin du Pliocène. L'ampleur exceptionnelle de l'accumulation détritique au débouché de la Neste et du Gave de Lourdes (cônes de Lannemezan et de Ger) est bien connue et F. Taillefer a souligné le caractère torrentiel de la formation<sup>68</sup>. Court et ramassé, le cône de Lannemezan atteste, par son modelé comme par ses matériaux grossiers, que l'épandage a été réalisé sous un climat semi-aride aux intempéries violentes mais trop rapides et trop espacées pour que la charge solide, abandonnée sur le piémont par les eaux, ait pu s'étaler loin de la montagne et atteindre la mer comme à l'époque des Argiles à galets.

En même temps que ce changement d'ordre climatique, il s'en est produit un autre dans le dispositif général de la zone d'alluvionnement sous-pyrénéenne. Celle-ci, encore limitée aux secteurs occidentaux durant les phases d'épandage du Tortonien supérieur (Sables fauves) et du Ponto-Pliocène (Argiles à galets) se situe beaucoup plus à l'Est, devant le secteur central des Pyrénées, au Pliocène supérieur lorsque se forment les grands cônes de Ger et de Lannemezan. Si, vers l'Est, l'Ariège n'a pas un cône équivalent à ceux de l'Adour et des Gaves, le Salat en est déjà pourvu<sup>69</sup>. Par contre, vers l'Ouest, ni le Gave d'Aspe, ni le Saison ni les Nives n'ont de grands cônes ramassés et courts du type Lannemezan. Il est vrai que pour le Saison et les Nives, il s'agit de cours d'eau moins puissants et moins montagnards que la Neste mais, de ce point de vue, le Gave d'Aspe supporterait assez bien la comparaison. En fait, nous constatons que, par rapport à la grande zone des dépôts ponto-pliocènes (Argiles à galets), il s'est produit un très large glissement vers l'Est; au lieu d'être comprise entre le Lannemezan et une ligne de rivage à tracer quelque part au large de Capbreton-Biarritz, la zone d'alluvionnement du Pliocène supérieur se situe entre le Salat et le Gave d'Ossau.

Il faut certainement tenir le plus grand compte de ces données pour suivre le mouvement d'exhaussement des Pyrénées : développé d'Est en Ouest pour la période qui va de l'Aquitainien au Tortonien, il aurait ensuite repris d'Ouest en Est du Pontien au Quaternaire ancien, le volume montagneux actuel n'étant acquis, semble-t-il, qu'au début de l'époque glaciaire.

Si ces considérations devaient être retenues, elles signifieraient tout d'abord que l'hypothèse d'une « tectonique continue » déjà évoquée pour les époques antérieures au Pontien garde sa valeur interprétative au moins jusqu'au Quaternaire moyen. D'autre part, si la « construction » du piémont se poursuit encore au Pliocène supérieur, il s'agit de la phase ultime d'accumulation. Les cônes de déjections du type Lannemezan sont à peine constitués que commence l'élaboration d'un modelé en creux. Il nous faudra donc essayer de préciser dans quelles conditions le style de l'érosion a pu changer aussi radicalement à la fin du Pliocène.

68. TAILLEFER (F.), *Le Piémont...*, ouvr. cité, p. 75.

69. On peut sans doute attribuer au Salat pliocène le cône ruiné qui se situe entre Saint-Girons, Lasserre et Lahitère (voir la carte établie par TAILLEFER (F.). *Le Piémont*, ouvr. cité, p. 156).

5° *Les surfaces d'aplanissement et d'accumulation  
du Périgord et du Bordelais.*

Si du piémont pyrénéen nous passons aux lisières du Massif central, nous constatons que les données dont nous disposons pour suivre l'évolution du modelé à l'extrême fin du Tertiaire sont moins aisées à regrouper que dans le Sud-Ouest aquitain. Nous pouvons cependant mettre en parallèle les formations détritiques du Bordelais et celles du piémont pyrénéen dans le domaine d'épandage commun que constitue la plaine de niveau de base marin du Pliocène.

A l'Ouest de la Garonne-Gironde, sous le Sable des Landes, la région girondine comporte des formations détritiques continentales semblables à celles qui, dans les Landes méridionales, constituent la nappe des Argiles à galets. On y trouve des sables gras, des argiles bariolées, des graviers fins du type dragée presque exclusivement constitués de quartz blanc ou rosé. L'absence des lydiennes, la rareté des graviers noirs font qu'ils ne peuvent être confondus avec les terrains de transport venus des Pyrénées. L'origine des matériaux qui constituent la nappe girondine est à chercher du côté du Limousin qui a fourni les quartz blancs.

Un large témoin de cette nappe se situe à l'Est de la Garonne. On peut voir de bonnes coupes à Floirac près de Bordeaux, si bien que la formation a pu être désignée sous le nom de Nappe de l'Entre-Deux-Mers.

Nous n'avons pas en Bordelais des terrains de transport qui puissent être assimilés aux Sables fauves aturiens. Ceux-ci peuvent être suivis à travers les Landes méridionales jusqu'à Salles-Mios sur l'Eyre mais ils n'apparaissent pas en Médoc et on ne leur connaît point de relais vers le Périgord et le Massif central. Or, il ne fait pas de doute qu'autour de Salles-Mios, en particulier vers Fature, la nappe des graviers de l'Entre-Deux-Mers recouvre les Sables fauves. Comme d'autre part elle passe à la formation de remaniement littoral que constituent les Sables verts, nous pouvons considérer qu'elle appartient au même système d'épandage pontopliocène que les Argiles à galets aturiennes. Sur la côte médocaine, à la Pinasse et au Gulp, la Nappe de l'Entre-Deux-Mers est taillée en falaises dont la mer reprend l'attaque de loin en loin. Après une forte tempête on peut voir en coupe la superposition suivante (fig. 20) :

- sables verts,
- argiles bleues (3 à 4 mètres),
- lignites (1 mètre)<sup>70</sup>,
- sables verts (3 à 4 mètres),
- sol noir sur les sables verts,
- sables éoliens dunaires (ceux-ci comportent deux sols).

C'est là qu'en 1875, à la suite d'une vigoureuse action de la mer, les douaniers découvrirent les débris d'une mâchoire et divers ossements

70. Il ne faut pas confondre ces lignites avec les tourbes que l'on voit un peu plus au Sud à Montalivet et qui comportent des souches de pin encore en place.

d'*Elephas meridionalis*. Ils avaient été conservés semble-t-il dans l'argile bleue, au contact immédiat des lignites. *Elephas meridionalis* du Gulp appartient à une espèce archaïque assez difficile à classer mais qui peut être rapportée, semble-t-il, au Pliocène final, c'est-à-dire à l'époque où s'achevait la mise en place de la nappe de l'Entre-Deux-Mers<sup>71</sup>.

On a également trouvé des argiles à lignites à Cestas et à Gazinet mais le gisement le plus considérable se trouve à Hostens au Sud de Bordeaux. Exploité depuis 1929 il a déjà fourni plus de 15 millions de tonnes de combustible. Tandis qu'à Cestas et Gazinet on a affaire à des lignites constitués à peu près exclusivement de bois flottés, à Hostens il s'agit d'une formation qui, pour une part, s'est développée sur place. Dans bien des cas, les troncs sont encore enracinés et on peut voir la coupe du sol à horizons différenciés sur lequel ils ont poussé.

Sans doute faut-il rattacher à un même système d'épandage les divers gisements de lignites des Landes et aussi ceux d'Artigueloutan et d'Orignac, sauf à considérer que ces derniers comme ceux de Laluque-Morcens appartiennent aux niveaux inférieurs de la formation (Pontien) tandis que ceux des Landes girondines (Hostens et le Gulp) représentent les niveaux supérieurs (fin du Pliocène).

De même qu'à Orignac, les lignites d'Hostens ont dû se constituer aux lisières orientales de la nappe d'épandage détritique, dans un angle mort formant marécage. C'est là qu'ont poussé les conifères du genre *Sequoia* qui ont fourni la masse principale des débris aujourd'hui transformés en lignites. Au Gulp, les lignites et les argiles bleues intercalées dans les Sables verts représentent, elles aussi, une formation marginale de la nappe détritique. On découvre bien quelques graviers, dans les Sables verts, mais ils sont de très petite taille et ne forment pas des lits continus. On peut donc considérer que la nappe de l'Entre-Deux-Mers s'inscrit, en gros, entre le Gulp et Hostens. Elle constitue, au Nord-Est du plateau landais, le niveau culminant des graves girondines et s'abaisse à l'Ouest vers l'Océan. Les affleurements sont rares, la formation étant recouverte à peu près partout de sables éoliens; aussi n'est-il pas facile de repérer les passages latéraux qui l'associent à la nappe des Argiles à galets atu-riennes. Les deux formations passent ensemble aux Sables verts littoraux et se fondent dans une même plaine de niveau de base qui définit vers le Médoc comme vers l'Adour le stade ultime du remblaiement dans l'Aquitaine occidentale.

Sur la rive droite de la Garonne-Gironde nous n'avons que deux témoins de la nappe d'épandage ponto-pliocène, celui de l'Entre-Deux-Mers et celui du Bourgeais-Blayais. Isolés par les grandes trouées fluviales de la Garonne et de la Dordogne, ces deux lambeaux de nappe reposent sur les calcaires profondément karstifiés de la plate-forme stampienne. C'est d'ailleurs à la solidité de ce support qu'ils doivent d'avoir été conservés. Plus loin vers le Nord-Est, l'érosion a dispersé les sables et les graviers,

71. FABRE (A.), *Les Terrains de revêtement du Médoc*, Bordeaux, 1939. A. FABRE a publié une très belle série de photographies du Gulp dans son ouvrage. Nous avons pu revoir les falaises très bien dégagées après les tempêtes de mars-avril 1937.

si bien que nous n'avons plus que des jalons incertains pour raccorder la formation détritique au massif ancien du Limousin dont elle est issue.

On peut considérer que les buttes du Grand-Jard, de Lapouyade, de La Ruscade et de Saint-Mariens-Saint-Savin dans les Confins bordelais du Nord-Est appartiennent à cette nappe. Les sables et graviers fins qui les constituent reposent soit sur la molasse, soit sur les calcaires oligocènes et ne peuvent de ce fait être confondus avec le Sidérolithique qui apparaît au-dessous de cette molasse au contact du Crétacé (La Clotte). Cependant, on ne peut douter que, pour une part, sables et graviers aient été pris au Sidérolithique. On y retrouve les mêmes petites dragées de quartz, blanc ou rose, que dans la formation éogène mais mieux triées, mieux roulées et emballées dans une matrice plus sableuse. Des apports plus grossiers, véritables nappes de cailloux roulés, apparaissent sur les plateaux charentais vers Blanzac-Segonzac et Montmoreau. Il en est de même aux lisières Nord de la Double périgourdine, dans la Forêt Barade, sur les plateaux de Villars au-dessus de la vallée de la Côte et aux approches du Nontronnais. Enfin, des nappes de cailloux mêlés à des argiles jaunes et rouges forment des placages étendus sur le massif ancien du Limousin autour de la Coquille et aux abords des grands filons de quartz qui affleurent sur les plateaux de Jumilhac et de Lanouaille. Cependant, la nappe se présente de manière si discontinue à travers le Périgord que toute restitution quelque peu poussée serait arbitraire. Notons seulement que le Sarladais et l'Agenais voisins n'ont pas reçu de terrains de transport tandis que ceux-ci sont parvenus dans l'Angoumois méridional.

Peut-être même, les trainées détritiques limousines qui vont vers la Charente moyenne sont-elles les plus anciennes. Il aurait suffi que le système des pentes fût d'abord favorable à un transport orienté vers l'Ouest. Cette hypothèse pourrait trouver sa confirmation à Coulgens dont les argiles et les sables pliocènes constituent peut-être une formation marginale de la nappe détritique<sup>72</sup>. Cependant la masse principale des terrains de transport fut véhiculée vers le Bordelais à travers le Périgord. Y eut-il formation d'une nappe homogène dont l'érosion ultérieure ne laissa subsister que les témoins déjà signalés ? Les produits détritiques issus du Limousin ne furent-ils pas plutôt acheminés vers le Sud-Ouest au long de couloirs alluviaux relativement étroits inscrits dans les surfaces d'aplanissement du Périgord ? Il est difficile d'en décider. Dans le deuxième cas les couloirs alluviaux préfigureraient les vallées périgourdines, sinon dans leur tracé actuel du moins dans leur dessin général et leur orientation vers le Sud-Ouest.

S'il en était ainsi, nous ne serions pas autorisés à nous représenter, à la fin du Tertiaire, les Pays aquitains sous l'aspect d'une région uniformément plate, constituée à l'Ouest par une plaine de niveau de base, à l'Est par des surfaces d'altération et d'érosion, au Sud par un piémont sous-pyrénéen. Cependant on ne peut douter, lorsque s'achèvent les temps tertiaires, que les topographies planes aient représenté à peu près partout

72. GUILLIEN (T.) et VATAN (A.), « Le remblaiement pliocène de la Basse-Tardoire », *Revue scientifique*, 1947.

en Aquitaine la note dominante du modelé. Remblaiements et aplanissements se sont multipliés au point de remplir toutes les cuvettes et de niveler la plupart des régions hautes. En fait, l'histoire géologique du Bassin aquitain vient de s'achever; sa morphologie, très simple, se réduit à peu près partout à des surfaces planes.

Une érosion d'un nouveau style va bientôt s'amorcer, qui développera au Quaternaire un modelé en creux. Dans toute l'Aquitaine occidentale il sera creusé le plus souvent dans la masse des terrains détritiques. Aussi les vallées ne nous offrent-elles guère que des graves et des sables, au même titre que les surfaces d'aplanissement. A ces deux formations les sols doivent d'être presque partout légers, maigres et pauvres.

#### 6° *Les pays de graves et de sables de l'Aquitaine occidentale.*

Au Sud, dans les Pays de l'Adour, les terrains de transport issus des Pyrénées, qu'il s'agisse des Sables fauves ou des Argiles à galets, nous donnent des paysages assez variés. Ils se ramènent à deux grands types : d'une part des coteaux et des croupes arrondies, d'autre part des plaines et des plateaux à peu près horizontaux. Les deux familles de formes s'organisent en fonction des vallées qui sont inscrites dans les anciennes surfaces de remblaiement. Au pied des Pyrénées, en Béarn comme en Bigorre, les contrastes sont très accusés; coteaux et plateaux s'étagent sur 200 à 300 mètres de dénivellation entre les anciens cônes de déjections, aujourd'hui perchés, de Ger, d'Orignac, de Lannemezan et les vallées alluviales de l'Adour et des Gaves. Au contraire, sur l'Adour moyen et inférieur, d'Aire au confluent des Gaves réunis, on passe insensiblement au domaine uniformément bas et plat des Landes. Dans la zone médiane, en Chalosse, Tursan et Vic-Bilh mais aussi dans le Béarn du Nord-Ouest, la distribution des coteaux et des hautes terrasses planes se fait par grandes masses juxtaposées. Les dénivellations ne sont d'ordinaire que d'une centaine de mètres au total mais les deux types de pays s'opposent sans se pénétrer au point qu'on pourrait les croire étrangers les uns aux autres.

A ces contrastes topographiques s'ajoutent ceux que fait naître la pédologie. En règle générale, la roche-mère des sols est faite de sables et de limons siliceux à quoi s'ajoutent des argiles en petite quantité. Le calcaire fait défaut à peu près partout. Aussi n'y a-t-il pas lieu de s'étonner que, le climat aturien aidant, le lessivage soit souvent très poussé. En fait nous avons trois grandes familles de sols : ceux des hautes surfaces planes et des terrasses sont fortement lessivés, battants et très acides; ceux des plaines alluviales, meubles, frais, aérés, se rapprochent des terres franches; ceux des coteaux, eux aussi assez peu lessivés, sont meubles et perméables, vite ressuyés après les pluies, mais sensibles à l'érosion dès que la pente s'accuse. C'est pourquoi tous les sols des basses vallées alluviales sont cultivés tandis que sur les coteaux et les terrasses la mise en valeur est moins poussée, soit parce que le sol est difficile à cultiver, soit parce qu'il est très pauvre.

Au Nord de l'Adour et jusqu'aux approches de la Garonne-Gironde le modelé et les sols des Landes constituent dans les Pays aquitains un

monde à part. L'ancienne morphologie de coteaux, de vallées et de plateaux a disparu sous un manteau uniforme de sables éoliens récents au point qu'il est presque impossible de la reconstituer. Nous aurons à examiner les données très particulières du modelé et des sols landais. Il nous suffit ici de noter que si la transition aux Pays aquitains se fait insensiblement, au point de vue topographique, dans le Marsan et la région de Dax, la couverture sableuse donne une famille si particulière de sols, les *sables noirs*, que la limite des Landes est presque toujours très nette. Il s'agit de sols très pauvres, lessivés, mal drainés, peu favorables aux cultures.

Dans le Bordelais, les Graves des vieilles nappes alluviales et des glacis alluviaux ou des terrasses qui les relaient jusqu'aux lisières des terres basses ne donnent que des sols pauvres. Sur les croupes où le drainage est satisfaisant la vigne peut les valoriser mais les secteurs très plats restent incultes.

Au Nord de la Dordogne, on retrouve dans les Confins bordelais des terroirs de graves et de sable qui, par la Double et le Petit Angoumois, se raccordent au Périgord noir d'une part et au Bois saintongeais d'autre part.

Là encore il s'agit de sols médiocres et le plus souvent abandonnés à la lande ou à la forêt lorsqu'ils sont mal drainés. On a réussi à développer le vignoble dans le secteur girondin mais on voit bien que cette culture réussit en dépit de la pauvreté des sols. Toute l'Aquitaine occidentale serait très pauvre si le climat n'était favorable aux cultures. Le travail des hommes consiste à lutter contre l'infertilité des sols ou à s'y adapter en choisissant de cultiver la vigne.

Font exception dans cette gamme de sols pauvres ceux des coteaux molassiques ou des tables calcaires du Bordelais central. L'Entre-Deux-Mers et les Côtes de Dordogne pourraient avoir de ce fait des cultures riches et variées comme le Marmandais. Mais la vigne les a conquis, si bien qu'en Gironde on sent moins qu'ailleurs les différences de fertilité des sols; le vignoble, loin de les souligner, a atténué les contrastes que pourrait faire naître l'agrologie.