



# DOCUMENTS SUR LA GÉOLOGIE DE LA GRÉSIGNE

## Conception -- Réalisation

- M. M. DURAND-DELGA – Professeur à l'Université Paul Sabatier -  
Toulouse
- M. C. BOU – Professeur Certifié au Collège H. de Balzac - Albi
- M. R. CUBAYNES – Professeur Agrégé au Lycée Lapeyrouse Albi
- M. J.G. SAJUS – Responsable Naturaliste C.R.D.P. Toulouse



- I. — Le massif de la Grésigne, Tarn : ses enseignements géologiques, par Michel Durand-Delga.
- II. — Quelques aspects karstiques des abords de la Grésigne, par Claude Bou.
- III. — Excursion géologique en Grésigne, par René Cubaynes et Michel Durand-Delga.

## LE MASSIF DE LA GRÉSIGNE, TARN : SES ENSEIGNEMENTS GÉOLOGIQUES

par Michel DURAND-DELGA <sup>1</sup>

Le massif de la Grésigne possède, par sa structure et par la succession litho-stratigraphique que l'érosion a dégagée à la suite des plissements, des caractéristiques assez exceptionnelles qui justifient cette mise au point.

C'est en effet, sur le territoire français, un des très rares cas de *pli accusé* d'âge alpin - ici plus précisément d'âge éocène - se situant tout à fait en dehors des chaînes plissées, Pyrénées ou Alpes. On y observe même des phénomènes de serrage aboutissant à des *chevauchements* d'une portée de plusieurs centaines de mètres, ce qui est tout aussi exceptionnel en dehors des orogènes. Nous sommes en effet ici à plus de 100 km au N des Pyrénées.

Du point de vue *stratigraphique*, la Grésigne montre des termes allant du Permien à la base du Jurassique supérieur. On y trouvera des faciès continentaux, élaborés sous climat subtropical (Permien) ou sous climat aride (Trias), puis des faciès marins de plateforme, carbonatés (Lias inférieur, Dogger) ou finement détritiques (Lias supérieur). Cette évolution s'est réalisée sur une marge continentale stable, mais en relation directe avec l'ouverture de l'Atlantique.

Après la révolution hercynienne, qui se déroula pendant le Carbonifère, les reliefs orogéniques ont été grossièrement nivelés, aboutissant à la pénéplaine dite «épi-hercynienne». Dans ses dépressions s'accumulèrent ensuite des limons et détritiques continentaux, au Carbonifère supérieur (dépôts «houillers») puis au Permien (grès rouges). Ainsi se réalisa une surface plane composite, résultant selon les lieux soit d'une érosion soit d'un comblement.

Sur ce paysage aplani, nivelé par les sables et argiles du Trias, s'avancèrent des mers épicontinentales aux rivages incertains (Proto-Massif central) : elles étaient reliées tant au Proto-Atlantique à l'W, qui commençait à s'ouvrir, qu'à la Proto-Méditerranée, la Téthys, au SE.

Ce furent d'abord, de la fin du Trias (-195 Millions d'Années) à la fin du Lias inférieur, des vases évaporitiques puis carbonatées, déposées sous une infime tranche d'eau marine. Les ouvertures océaniques s'affirmant, ce fut ensuite, au Lias moyen et supérieur, une mer sensiblement plus profonde et ouverte, correspondant à une vasière argilo-calcaire de milieu peu oxygéné. Ce fut enfin, pendant le Dogger (Jurassique moyen) et presque tout le Malm (Jurassique supérieur), une grande plateforme carbonatée, de milieu plus ou moins confiné ; à l'W, une sorte de «récif-barrière», occupant l'actuel Périgord, l'isolait de la mer ouverte sur l'Atlantique. Cet obstacle disparut au cours du Malm supérieur, avant le retrait des eaux marines, vers - 140 Millions d'Années (M.A.).

Ployées lors de phases tectoniques, sensiblement contemporaines de celles qui organisèrent les zones hautes et les sillons des futures Pyrénées, puis aplanies par une intense érosion aérienne, les formations jurassiques du N de l'Aquitaine furent submergées une seconde fois au Crétacé supérieur (- 100 à - 65 M.A.) par une mer pelliculaire venue de l'W.

Après son retrait définitif, c'est alors, en milieu continental, une lente évolution karstique où Sidérolithique puis Phosphorites du Quercy furent piégés, avant d'être recouverts par les limons et les calcaires d'eau douce de la «mollasse aquitaine». Et c'est dans la Grésigne, justement, que peuvent être analysées à l'Eo-Oligocène **les liaisons de cette sédimentation continentale sur plateforme avec les fracturations et les coulissages des compartiments du socle.**

La Grésigne constitue ainsi une intéressante région, peu connue cependant, bien que située aux confins du Quercy, du Rouergue et de l'Albigeois, à 50 km de Toulouse et de Cahors. Cette mise au point résolument concrète replacera cependant les faits dans le cadre de l'Aquitaine, en dégagant les types sédimentaires et les styles structuraux. Si l'auteur a eu, voici longtemps, l'occasion d'étudier la Grésigne puis, plus récemment, d'y

---

<sup>1</sup> . Professeur titulaire, Laboratoire de Géologie méditerranéenne (Lab. Ass. au C.N.R.S. n° 145), Université Paul-Sabatier, Toulouse.

diriger des études de 3<sup>e</sup> cycle, en particulier l'excellente thèse de spécialité de J. Fabre (1971), qu'il soit clair que l'image fournie représente la somme des travaux de nombreux géologues, parmi lesquels se détachent les noms d'A. Thévenin, F. Ellenberger et B. Gèze. Peut-être la lecture de ces pages incitera-t-elle de nouveaux chercheurs à compléter les travaux antérieurs, encore insuffisants spécialement sur les plans de l'analyse structurale et de la sédimentation du Lias et du Permo-Trias.

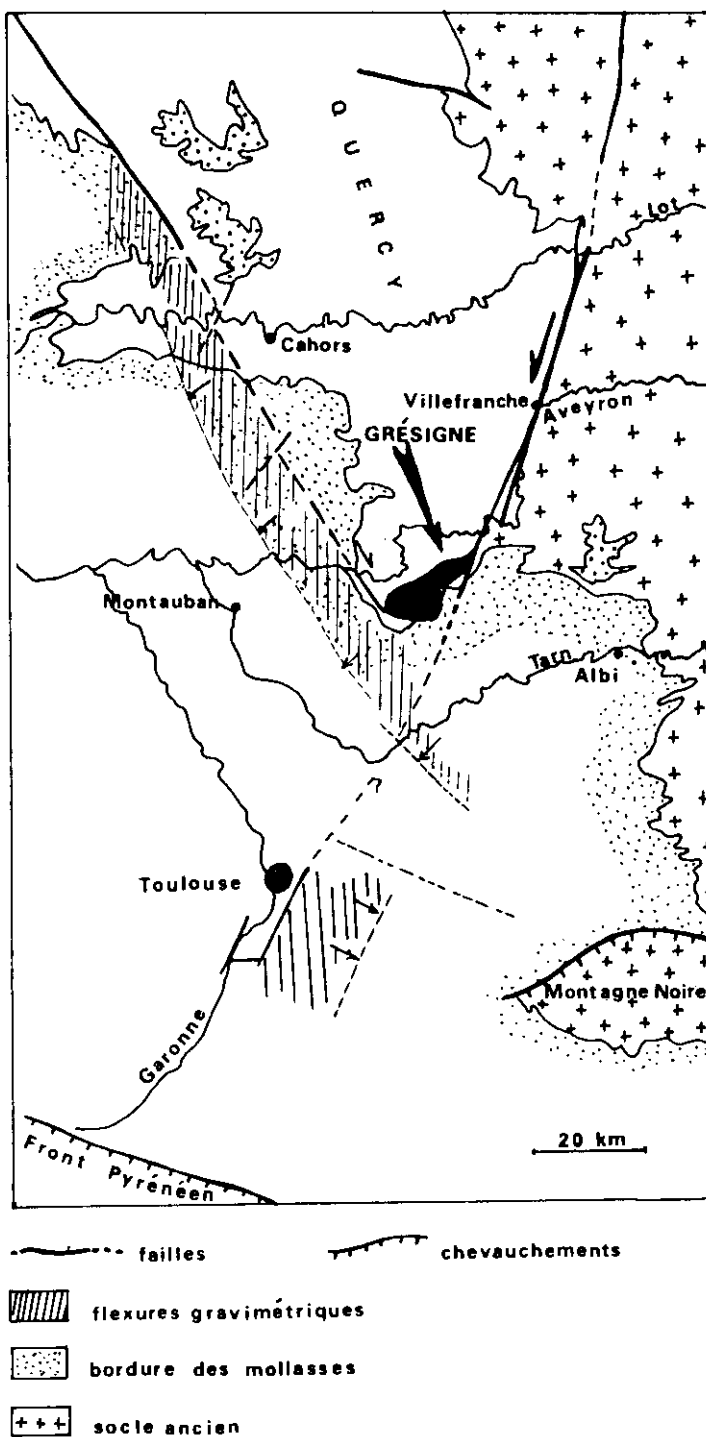


Fig. 1. — Situation structurale de la Grésigne dans le cadre régional.

Barrés verticaux, principales «flexures gravimétriques» (petites flèches vers le compartiment «négatif»).

Le lecteur pourra consulter, afin de compléter sa documentation, deux documents synthétiques récents : le Guide géologique régional «Aquitaine orientale» par B. Gèze et A. Cavaillé (éd. Masson, 1977) et la «Géologie du Quercy» (Ph. Renault et al., 1978). En outre la carte géologique au 80 000<sup>e</sup> de Montauban (n° 218) et les coupures topographiques de Nègrepelisse (quarts NE et SE) et Albi (quarts NW et SW) permettront de mieux suivre notre exposé.

## CHAPITRE I — PRINCIPAUX TRAITS TECTONIQUES DE LA GRÉSIGNE

La Grésigne est un «pli de fond» au sens d'Argand, c'est-à-dire un bombement à grand rayon de courbure affectant non seulement la couverture sédimentaire mais aussi le socle sous-jacent, et probablement la croûte terrestre en la totalité de son épaisseur. Cet anticlinal d'axe WSW-ENE est dissymétrique, avec un long flanc nord à plongement doux et un court flanc sud, redressé (fig. 4). Le pli se décompose en un chapelet de trois dômes.

La faille NNE-SSW de Villefranche-de-Rouergue à l'E, le réseau de fractures NNW-SSE de la Vère à l'W, limitent le massif qui, au N, se rattache progressivement aux causses tabulaires du Quercy (fig. 1). Sur son flanc méridional, le Permien de la Grésigne chevauche vers le S et le SW les conglomérats tertiaires : leur formation, à l'Eocène moyen (?), est liée à une première montée du pli de fond.

Les notes à caractère tectonique de F. Ellenberger (1937), de B. Gèze (1954) et, pour la partie ouest du massif, le travail de J. Fabre (1971), pourraient compléter notre exposé structural.

### A — L'ANTICLINAL DE LA GRÉSIGNE —

Il s'allonge (fig. 2) sur une vingtaine de kilomètres entre la moyenne vallée de l'Aveyron (Lexos) et la basse vallée de la Vère (Bruniquel). Le Permien tendre du cœur du pli est actuellement évidé, comme il l'était dès l'Eocène. La répartition des affleurements de grès rouges permet de distinguer de l'W à l'E trois bombements séparés par des ensellements NW-SE : le grand dôme de la Forêt de Grésigne (que nous qualifierons de «dôme de Grésigne»), les petits dômes de Vaour puis de Marnaves. Un quatrième petit dôme, celui de Puycelsi, à cœur liasique, se place au SW et en dehors du pli de fond (fig. 3).

La marge sud du dôme de Grésigne est redressée et cisailée, du N de Larroque à Ste-Cécile-du-Cayrou. La marge sud-est du dôme de Vaour est seulement redressée et faillée. Les dômes de Marnaves et de Puycelsi sont à peu près symétriques mais leur plongement périphérique manque de netteté.

Le Trias gréseux forme autour des noyaux permien une crête boisée, d'altitude entre 400 et 500 m : elle culmine à l'Arbre de la Plane (523 m), actuel relais de télévision. En coupe méridienne, le niveau-repère qu'est le Trias passerait de l'altitude - 300 m, sous le lit de l'Aveyron à Penne, à l'altitude + 800 m au sommet de l'anticlinal, près de la Grande-Baraque, avant que l'érosion ne l'y enlève. L'énergie de l'anticlinal dépasse donc 1 km, pour une largeur d'environ 10 km : ce rapport 1/10 traduit bien la notion de «pli de fond» (fig. 4).

### B — LA FAILLE DE VILLEFRANCHE —

Séparant le Quercy calcaire du Rouergue cristallin, elle est d'une parfaite netteté entre Lot et Aveyron. D'orientation N-20° E, elle se place dans le prolongement du *fossé du Grand Sillon houiller* qui brise le Massif central français. Il s'agit donc d'une très vieille fracture à jeux tardi-hercyniens puis tertiaires. Au S, la faille de Villefranche se suit vers Laguépie. A partir de Najac, elle est progressivement relayée par une branche plus occidentale, la faille du Cérou-Marnaves, que l'on suit jusqu'à ce village.

Plus au S, après avoir traversé le Permien du dôme de Marnaves, l'accident perd de sa netteté et semble se diviser en deux branches : *la faille de Maraval-Tonnac* vers le S, la faille de St-Salvy vers le SW. La première, N-S, se voit au N de la route Vaour-Cordes, non loin de Tonnac : elle sépare le Lias (W) du Tertiaire (E), celui-ci reposant directement sur le Permien de Marnaves (fig. 5). C'est là un bon exemple d'inversion de rejet : la faille a vu d'abord l'affaissement du Lias de sa lèvre W par rapport au Permien de sa lèvre E ; puis, après dépôt du Tertiaire, eut lieu l'effondrement de l'ensemble Eocène-Permien par rapport au Lias plus occidental, celui-ci étant cette fois remonté.

*La faille de St-Salvy* se sépare de la faille de Maraval, 500 m au SW de ce dernier lieudit. Elle s'oriente vers le SW et sépare le Trias du dôme de Vaour, au N, du Lias du petit causse des Clouts, au S. Plus loin, à St-Salvy, sur la route Campagnac-Vaour, le contact se fait également entre le Trias au N et le Lias, surmonté par des conglomérats éocènes au S (fig. 5) : ce Tertiaire englobe, sous l'ancienne chapelle de St-Salvy, des panneaux de Lias calcaire, qui doivent provenir de l'ancienne couverture liasique du Trias de la lèvre nord ; ceci prouve que la faille a joué avant (ou pendant) le dépôt de l'Eocène. Plus à l'W, la fracture passe à Caquioul et disparaît au sein du Permien du dôme de Grésigne, au Pas de Pontraute.

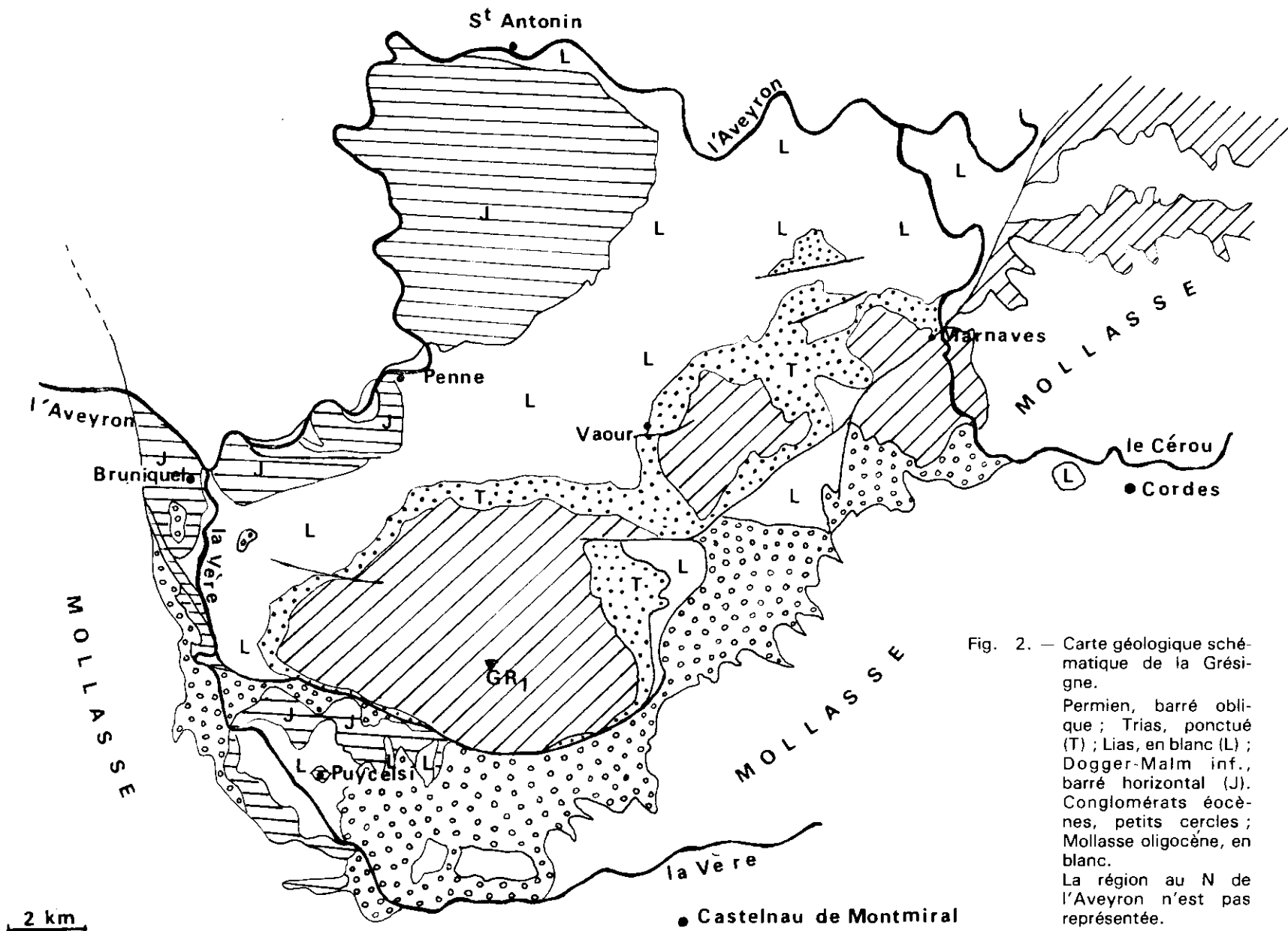


Fig. 2. — Carte géologique schématique de la Grésigne.

Permien, barré oblique ; Trias, ponctué (T) ; Lias, en blanc (L) ; Dogger-Malm inf., barré horizontal (J). Conglomérats éocènes, petits cercles ; Mollasse oligocène, en blanc.

La région au N de l'Aveyron n'est pas représentée.

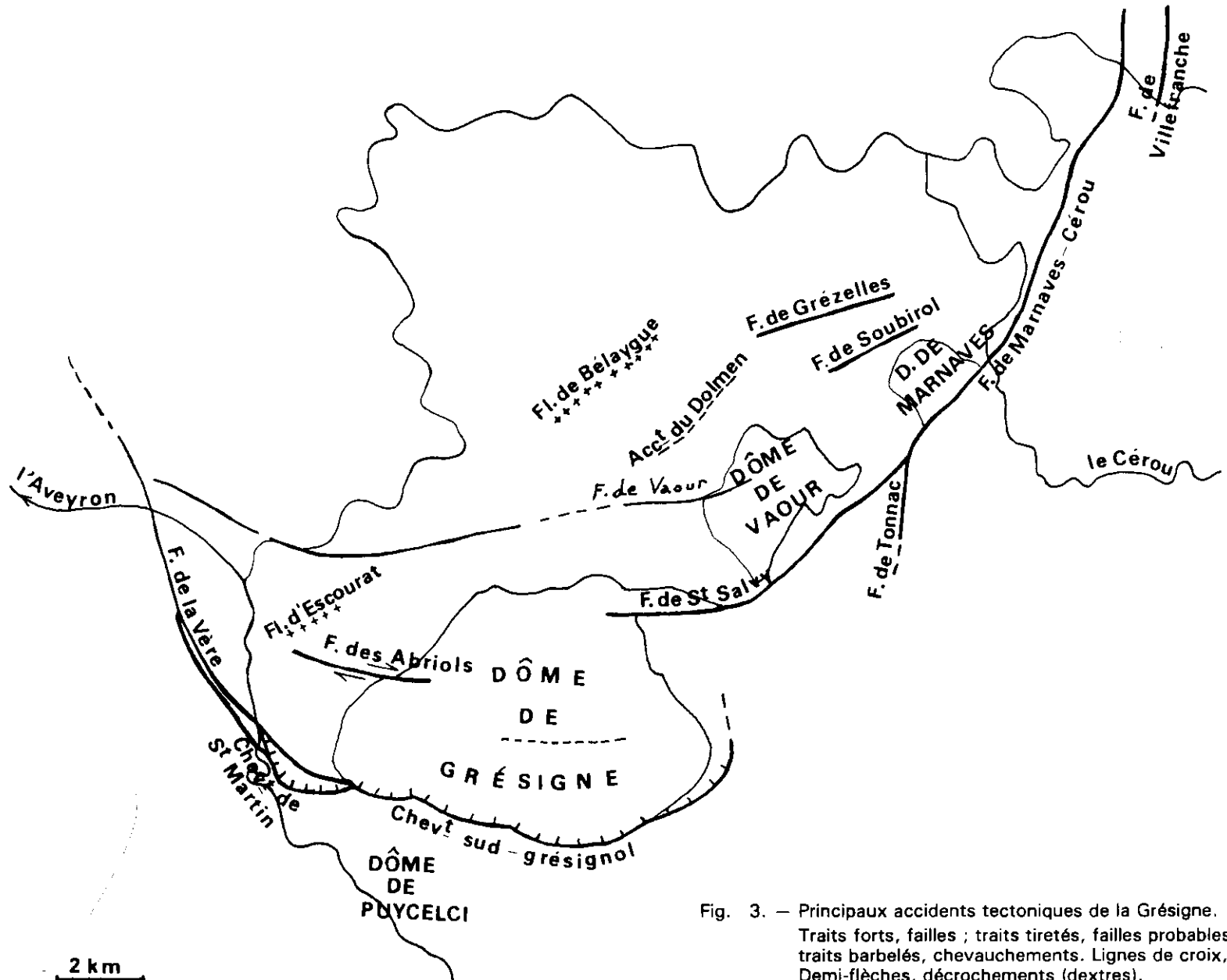


Fig. 3. — Principaux accidents tectoniques de la Grésigne.  
 Traits forts, failles ; traits tiretés, failles probables ;  
 traits barbelés, chevauchements. Lignes de croix, flexures.  
 Demi-flèches, décrochements (dextres).

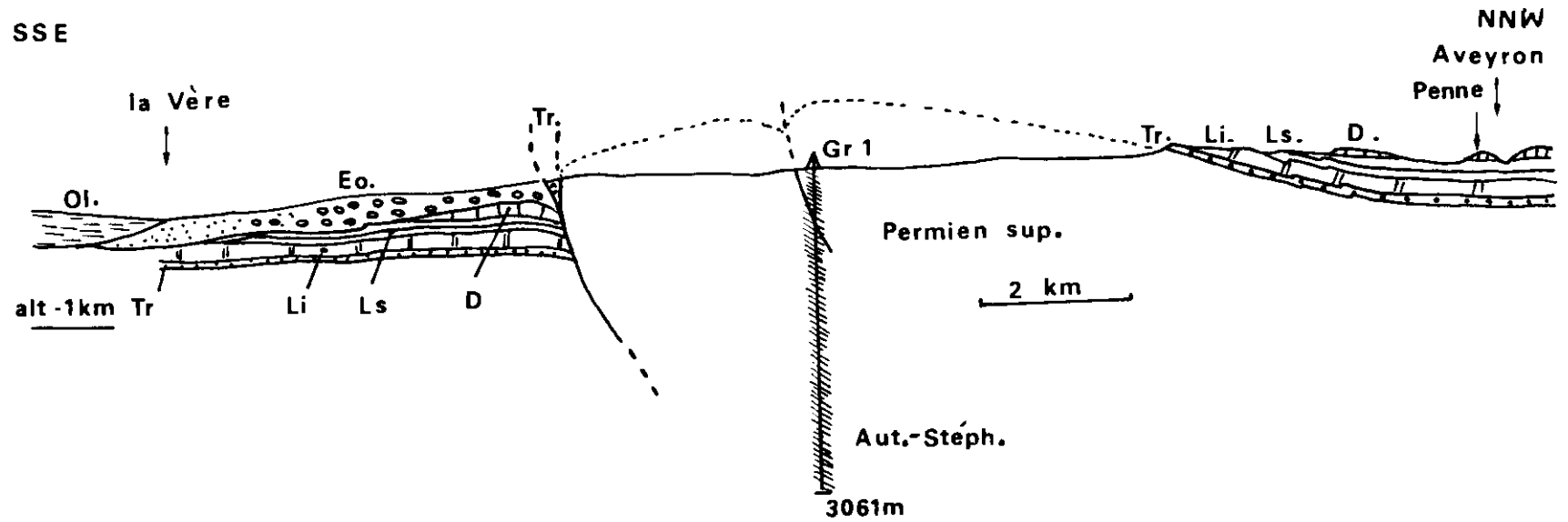


Fig. 4. — Coupe transversale du dôme de Grésigne.

GR. 1, sondage de la Grande-Baraque (voir texte p. 11).

**Série secondaire** : Tr, Trias ; Li, Lias carbonaté ; Ls, Lias marneux ; D, Dogger. **Couverture discordante** : Eo, conglomérats de la Grésigne ; Ol, mollasse oligocène.  
Hauteurs respectées.



La faille de St-Salvy a valeur de faille inverse, même si son chevauchement vers le S n'est qu'ébauché.

Alors que le réseau de faille de Villefranche est à regard ouest, les deux failles de St-Salvy et de Maraval-Tonnac présentent des regards S E et E, ce qui surprend. On peut ainsi supposer qu'indépendamment de ces deux cassures, *la faille de Villefranche se poursuit vers le S SW* sous la molasse oligocène.

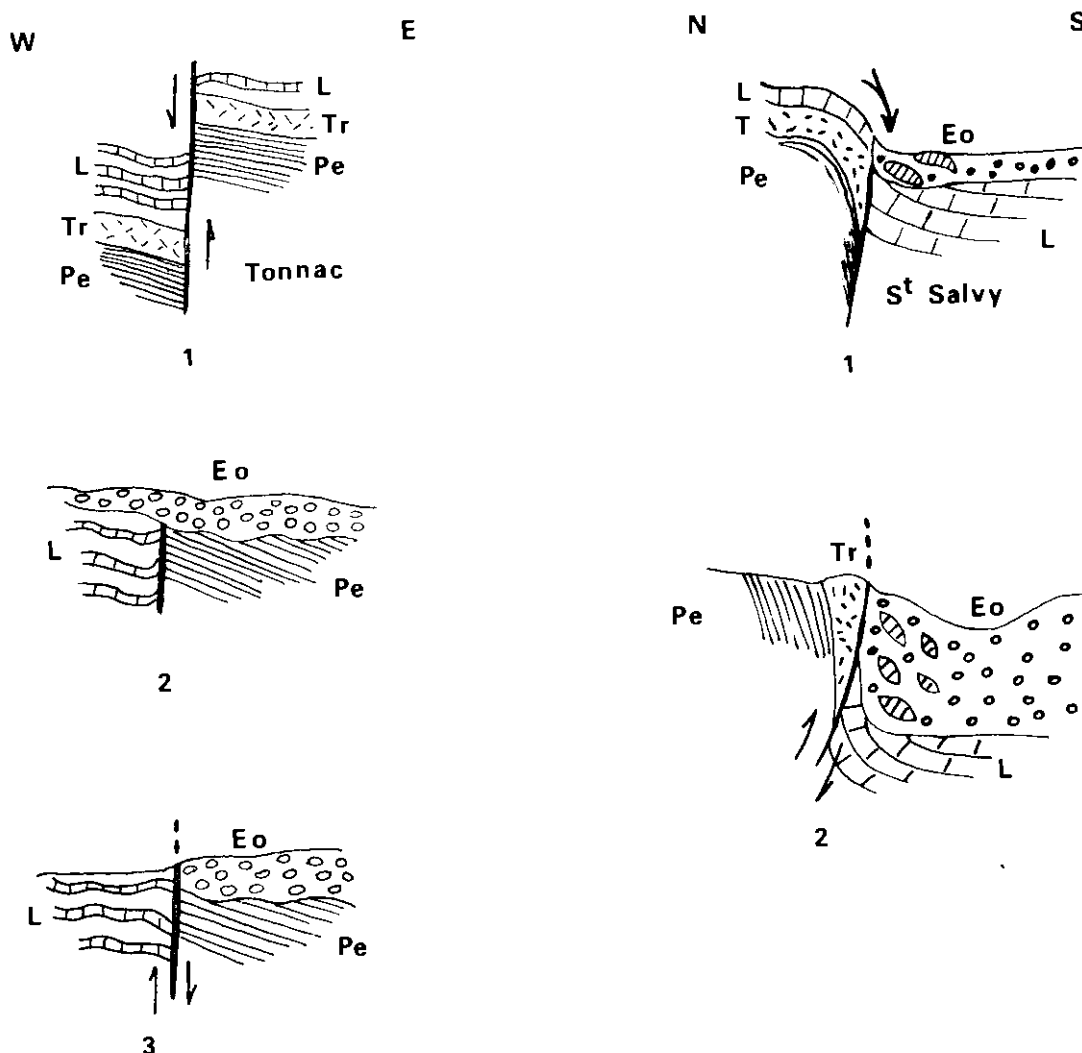


Fig. 5. — Failles à jeux multiples, dans l'Est de la Grésigne.

A gauche, faille de Tonnac (trois stades, 1, 2, 3 ; 3, état actuel).

A droite, faille de St-Salvy (deux stades, 1 et 2 ; 2, état actuel). (Voir texte, p. 3). Sans échelle.

Pe, Permien ; Tr, Trias ; L, Lias inf. ; Eo, conglomérats éocènes.

Sur la carte gravimétrique (anomalies de Bouguer : BRGM et al., 1974), ce tracé semble se traduire par une discrète inflexion des isanomaes vers le N E, le long d'une ligne Tonnac-Montmiral-Rabastens-St Sulpice-Montastruc. En outre G. Astre (1957) a montré que le Stampien moyen de la rive droite du Tarn, entre Gaillac et St-Sulpice, était abaissé d'au moins 60 m (et probablement beaucoup plus) par rapport au même niveau sur la rive gauche : il y voit le jeu d'une « dislocation sous-molassique du Rabastinois », reflet souple dans l'Oligocène du jeu d'un accident dans le socle, prolongation probable de la faille de Villefranche.

On rejoint ainsi la «*faille de Muret*» (dite aussi de Toulouse)<sup>1</sup>, qui apparaît remarquablement en gravimétrie dès le N E de Toulouse et jusqu'à Muret (BRGM et al., 1974). En fait il s'agit du plus oriental de deux accidents N-25° E limitant le petit horst de Muret : le socle primaire est là à 400 m sous la surface (sondage Muret-101), alors qu'il s'abaisse brutalement à l'W - où paraît localisé le Crétacé supérieur aquitain - et à l'E en direction du Lauragais. Cette chute correspond à une forte «flexure gravimétrique» à regard E.

En résumé, avec ses prolongements vraisemblables, la faille de Villefranche constituée, de Moulins jusqu'à la cluse des Petites Pyrénées (Boussens), l'un des principaux linéaments d'Europe occidentale.

### C – LA FAILLE DE LA VÈRE ET L'ACCIDENT SUD-GRÉSIGNOL –

Le réseau faille de la Vère est dirigé N-130° E ; il est ainsi grossièrement perpendiculaire au précédent. Il sépare le pli de fond de la Grésigne et *le môle ancien de Montauban*. Les sondages de Castelsarrasin- 1 et de La Française ainsi que la géophysique ont en effet révélé que le socle primaire anté-permien se plaçait directement sous la molasse tertiaire ou à une faille profondeur sous celle-ci.

Les fractures dont il va être question montrent d'abord *des jeux en compression*. Ainsi l'*accident sud-grésignol* (= «faille de Villebrumier» de F. Ellenberger) est une grande faille inverse, dont le rejet vertical peut être estimé à environ 500 m. Au S, la marge du Permien du dôme de Grésigne se ploie jusqu'à se déverser : elle chevauche ainsi, en moyenne à 70 °, les conglomérats éocènes plus méridionaux (fig. 4). On voit, dans la boutonnière d'érosion de Puycelsi, que ces derniers reposent en discordance sur le Bajocien.

L'inclinaison du contact anormal est manifestement forte en surface. On s'est cependant demandé si elle ne diminuait pas en profondeur, le chevauchement ayant alors une flèche de plusieurs kilomètres. *Le sondage de la Grande-Baraque* (voir p. 11) aurait en effet recoupé à 850 m de profondeur, soit à une altitude absolue de – 550 m, un accident inverse, incliné vers le N (fig. 4). G. des Ligneris avait proposé, dans un rapport inédit de la COPEFA, de relier cet accident à la faille sud-grésignole, qui ainsi plongerait en moyenne à 20 ° vers le N. Cette manière de voir n'est pas satisfaisante : l'accident traversé en forage se situe au sein de la même formation gréseuse du Permien ; et le même rapport COPEFA fait état de miroirs sismiques «fortement pentés vers le N».

Le long de l'accident sud-grésignol, des copeaux de Trias-Lias inférieur, en situation de flanc inverse étiré, sont coincés entre Permien chevauchant et Eocène chevauché, au NE de Puycelsi et près de Ste-Cécile-du-Cayrou. A l'E de ce dernier village, c'est-à-dire au coin sud-est du dôme de Grésigne, l'accident se perd ; pour B. Gèze (1954), il se poursuivrait vers le NE au sein du Tertiaire en séparant les conglomérats éocènes (au NW) des molasses oligocènes (au SE) ; si un tel jeu est réel - ce dont on peut douter - son ampleur est insignifiante par rapport à l'importance du chevauchement à l'W de Ste-Cécile. Le point de vue de F. Ellenberger (1937) pour qui l'accident sud-grésignol tournerait au NNE vers La Dugarié, en se moulant vers la courbe sud-est du dôme de Grésigne, peut sembler préférable.

*Le chevauchement de St-Martin d'Urbens* (ex. St Martin de Vère) prolonge au N de Larroque l'accident précédent. Tout se passe comme si l'accident, jusque-là parallèle à la direction des assises permio-triasiques, s'en écartait en recoupant vers le NW, obliquement, les assises liasiques qui enveloppent le dôme de Grésigne. En même temps la surface de l'accident s'horizontalise et son intersection avec la morphologie prend une direction E-W (fig. 6).

Ainsi au-dessus de St-Martin, dans le Puech de la Bouyssière, le Lias calcaire grésignol surmonte-t-il à plat les conglomérats éocènes formant la base du versant. L'ampleur du recouvrement, le long du bas ruisseau de Beudes (ou de St-Martin) dépasse en apparence 1 km. En réalité, elle doit être moindre du fait d'une certaine torsion en plan : le Lias du compartiment nord a coulissé vers l'W par rapport au compartiment sud. La combinaison des deux poussées, probablement réalisées en deux temps (N-S, chevauchement ; E-W, décrochement) expliquerait la profonde «encoche tertiaire de St-Martin».

---

1 . La direction des failles, et en général celle des éléments structuraux, est chiffrée par rapport au N, et dans le sens des aiguilles d'une montre : N-90° E est synonyme de E-W ; N-0°E serait équivalent de N-S.

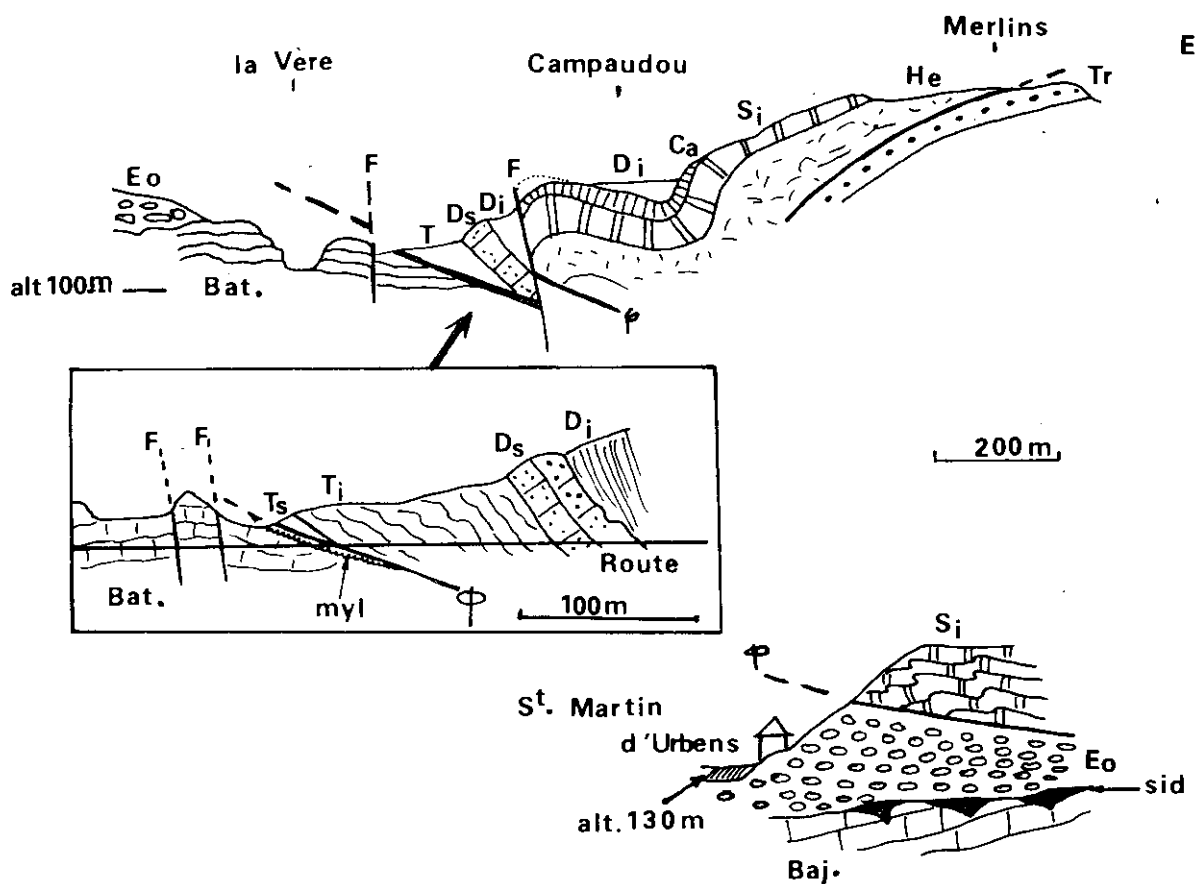


Fig. 6. — Le chevauchement de St-Martin et le réseau de failles de la Vère.

**Coupe du haut** : replis dans la retombée ouest de la Grésigne ; en cartouche, coupe le long de la route au NE de la Boulbène ;  $\varphi$ , surface de chevauchement (myl, mylonites) ; F, failles tardives en distension.

**Compartiment chevauchant** : Tr, Trias ; He, Hettangien ; Si, Sinémurien-Lotharingien ; Ca, Carixien ; Di, Domérien inf. ; Ds, Domérien sup. ; T, Toarcien, inférieur (Ti) et supérieur à Gryphées (Ts).

**Compartiment chevauché** : Baj, Bajocien ; Bat, Bathonien ; sid., Sidérolithique ; Eo, conglomérats éocènes.

Au N de ce hameau, le Lias du compartiment chevauchant, qui n'est autre que la retombée ouest du dôme de Grésigne, est affecté de replis accusés d'axe NW-SE ; ils traduisent un décollement du Lias au-dessus du Trias gréseux. Le long d'une ligne Merlins-La Boulbène, on traverse ainsi d'E en W (fig. 6) :

- un genou anticlinal à regard ouest, avec accentuation du pendage quand on monte dans la série, du Trias au Sinémurien ;
- le synclinal de Campaudou, à fond de marnes domériennes, flanc E vertical et flanc W peu incliné ;
- un genou anticlinal déversé vers l'W, dont le flanc renversé est recoupé en oblique par la route D 664 au NE de la Boulbène.

Cette route montre du SE au NW : la barre disloquée du calcaire à *Pecten* (Domérien supérieur), les marnes toarciennes, des traces de la lumachelle à Gryphées (Toarcien supérieur). Tout cet ensemble, renversé, chevauche à l'W suivant un contact plat, incliné à  $20^\circ$  E, le compartiment plus occidental, suite du dôme de Puy-celsi : des calcaires en dalles du Bathonien supérieur y sont sub-horizontaux, dans une petite carrière le long de la route. Le contact anormal, bien dégagé, est marqué par des enduits calcitiques et ferrugineux et par des traces de broyage (mylonites).

Quand on se dirige vers le N, le triple fronnement décrit ci-dessus disparaît. Au niveau de la Gauterie, l'enveloppe liasique de la Grésigne ne dessine plus qu'une unique et large flexure : ainsi, à l'E de ce dernier lieu-dit, le Sinémurien est-il verticalisé.

**Aux jeux en compression que nous ont montré les accidents sud-grésignol et de St-Martin, vont succéder des jeux en distension.** Ceux-ci se traduisent surtout par une fracturation NW-SE, et plus précisément N - 150 ° E. De telles failles, ici d'ordre décimétrique, encadrent la butte-témoin de Puycelsi, et brisent la dalle bajocienne au NW de ce village ainsi qu'au-dessus de Larroque. Mais c'est surtout dans la basse vallée de la Vère que ces fractures prennent de l'importance.

La principale **faille de la Vère** (fig. 6) se suit ainsi du NE de la Boulbène vers la Gauterie, entre Bathonien calcaire à l'W et Lias marneux à l'E, puis en direction de Brian-de-Vère, séparant ici le Bajocien de rive gauche et le Lias calcaire de rive droite. La cassure s'écarte ensuite de la vallée, passe par Brian-de-Causse, puis se prolonge à l'E de Montricoux, sur l'Aveyron, près du moulin des Bordes.

**Le réseau de la Vère n'est qu'un des éléments d'un alignement d'accidents N - 150 ° E que l'on retrouve jusqu'au N de la Dordogne** (fig. 1). Ainsi à l'W de Sarlat le pli-faille de St-Cyprien, à regard ouest, est-il bien marqué par la gravimétrie (BRGM, 1974). Celle-ci suggère nettement son prolongement vers le SE - au moins au niveau du socle - par le réseau de la Vère, 100 km plus loin. Celui-ci, en son état actuel et en ce qui concerne son rejet vertical, traduit un affaissement de l'Aquitaine de l'ordre de 1 km par rapport au sommet du pli de la Grésigne : ce dernier est ainsi complètement indépendant du môle de Montauban, bombement anté-oligocène dont la signification est tout autre. La direction N-150 correspond également à toute une série d'anomalies magnétiques parallèles, réparties dans une large bande à l'E d'une ligne Bergerac-Toulouse : on remarquera que le cours de la moyenne Garonne, de Toulouse à Moissac, a la même orientation.

#### **D — LA RETOMBÉE NORD-OUEST DE LA GRÉSIGNE —**

Ce monoclin, commun aux trois dômes de Grésigne, Vaour et Marnaves, plonge en moyenne à 20 ° NNW. L'érosion a dégagé les niveaux calcaires (Domérien supérieur et Dogger) qui forment des lignes de côtes par rapport aux niveaux marneux (Domérien inférieur et Toarcien).

Des accentuations locales de pendage (fig. 3) le long de **flexures WSW-ENE** à regard sud peuvent être interprétées comme des froncements superficiels accompagnant la compression N-S : flexure d'Escourat, au SE de Bruniquel ; flexures au N du Pas-de-la-Lignée et près de St-Paul-de-Mamiac ; flexure de Belaygue, au NW de Vaour ; failles à regard sud de Grézelles et de Soubirol, à l'W de Marnaves. Par contre la flexure de La Gour-dounio, au SE de Penne, possède un regard nord ; elle est donc liée à une distension tardive.

De même un réseau de **petites fractures conjuguées**, les unes proches de N-S (NNE à NW), d'autres de E-W (WNW à ENE), paraissent surtout liées à la distension finale du massif.

Quelques accidents plus importants pourraient par contre être contemporains de la mise en place du pli de fond :

— **la faille des Abriols**, N-110 ° E, au NW de la Grésigne, décroche de 500 m la barre triasique, par un jeu dextre (compartiment nord déplacé vers l'E, vers la droite, par rapport au compartiment sud) ;

— **la faille de Vaour**, E-W, décale de 300 m, en jeu dextre également, le contact entre Trias gréseux et base du Lias, au S immédiat de ce village ;

— **l'accident du dolmen de Vaour** se traduit, au milieu des calcaires sinémuriens, par l'accumulation dans une doline de panneaux de roches variées, allant du Carixien au Toarcien supérieur, c'est-à-dire d'une colonne lithologique d'environ 200 m. Pour F. Ellenberger (1937), ce curieux phénomène résulterait d'un effondrement cylindrique, au-dessus d'un vide d'origine karstique. En particulier le vide pourrait correspondre à la dissolution d'une lentille de gypses dans le Permien sous-jacent. B. Gèze (1954) a, de son côté, supposé qu'il s'agissait d'une «pincée synclinale» : un étroit panneau rocheux, limité par des failles parallèles, se serait affaissé avant d'être, dans un second temps, comprimé et écrasé. On peut enfin penser qu'il y a association des deux causes, tectonique et karstique.

De toute manière, ces fractures et les flexures citées plus haut altèrent peu la régularité du plongement nord du pli de la Grésigne, qui se raccorde doucement à l'ensemble subhorizontal des causses du Quercy, en particulier à leur élément au S de l'Aveyron, le causse d'Anglars.

## **CHAPITRE II — ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE**

La série stratigraphique de la Grésigne comporte des termes allant du Permien au Jurassique moyen (Bathonien) et, en discordance, des formations éo-oligocènes.

### **A — LES GRÈS ROUGES DU PERMIEN —**

Ils affleurent au cœur des trois dômes de la Grésigne. Leur faciès est celui du Permien supérieur : le Saxorien ou «Rotliegend» des auteurs, bien connu dans toute l'Europe occidentale stable, du Maroc à la Pologne.

Leur attribution au Permien est basée sur des flores à «*Walchia piniformis*», citées dans des faciès similaires du Lodévois.

Les dépôts continentaux permien montrent l'association en proportions variables de particules argileuses et de fins quartz détritiques (silt), ayant donné par diagenèse des argilites et pélites, ce qui a facilité l'acquisition d'un certain feuilletage «schisteux» par enfouissement. Ils sont généralement chargés de fins micas détritiques («psammites» des anciens auteurs). Des lits gréseux plus grossiers, dont la teinte est souvent plus claire, soulignent la stratification.

La teinte rouge-violacé est due à une relative richesse en oxydes de fer, sous forme de pigment libre ou en enduit autour des grains de quartz. Il s'agirait essentiellement d'oxydes de fer ferrique anhydre. Cette hématite, forme extrêmement stable, a pu être empruntée à des sols rouges, résultant de l'altération de roches métamorphiques ou schisteuses de la pénéplaine épi-hercynienne. Cette rubéfaction peut être observée à l'affleurement dans le Massif central ou en sondages sous le Permo-Trias d'Aquitaine, parfois sur des épaisseurs de l'ordre de 50 m.

Le climat responsable, longtemps tenu à tort pour désertique, était probablement *subtropical*. La nature des argiles (illite et chlorite subsistent), la présence de micas inaltérés, l'absence de fragments d'authentiques latérites, sont autant d'arguments permettant d'écarter l'intervention d'une véritable pédogenèse latéritisante, de milieu tropical.

Des lacis verdâtres recourent les grès rouges. Le phénomène résulte d'une réduction du fer ferrique, à la faveur de circulations d'eaux le long de fentes ou de fractures, postérieurement à la diagenèse. De minces films carbonatés, exceptionnellement des sels de cuivre, jalonnent ces surfaces.

Les grès rouges permien, comme l'avaient fait déjà les dépôts du Carbonifère supérieur, ont rempli des gouttières limitées par des failles ou des flexures. Le «détroit de Rodez» représente un de ces fossés, dirigé E-W. Mais la plupart sont d'axe N-S. La principale gouttière en Aquitaine devait se situer sous le Quercy, en joignant les affleurements de Brive et ceux de la Grésigne : d'importantes épaisseurs de Permien ont été en effet traversées par des forages à l'W de Gourdon (Campagnac) et à l'E de Cahors (St-Martin-Labouval) ; l'aéromagnétisme et la sismique semblent révéler aussi vers Souillac 2 à 3 km de sédiments anté-jurassiques, qui devraient être surtout permien.

Ce *fossé permien du Quercy* serait limité à l'E par la faille de Villefranche : la région haute plus orientale s'abaissait symétriquement vers le fossé permien du Camarès, entre Millau et Lodève. A l'W du Quercy venait le *môle de Montauban* (fig. 14) où le socle se trouve, directement ou presque, sous la mollasse tertiaire : cette nouvelle zone haute devait se prolonger vers le NW, si l'on se base sur la remarquable flexure gravimétrique à regard ouest passant à l'W de Cahors puis de Gourdon. Cet accident limiterait ainsi le fossé quercyinois à l'W.

Le Permien de la Grésigne a été considéré (BRGM, 1974) comme se reliant vers le S au «Permo-Trias» de l'Albigeois. Le sondage pétrolier de Lavaur en a traversé 460 m d'épaisseur : mais une bonne partie (au moins) de ces assises doit être triasique et non permienne. En se basant sur la carte gravimétrique, le fossé permien du Quercy paraît se terminer en pointe au S de la Grésigne : l'accident bordier tertiaire se localiserait à ce niveau. Le Permien atteint par plusieurs petits sondages de l'Albigeois serait ainsi peu épais et ne remplirait pas de fossé, à la différence de celui de la Grésigne.

Le Permien de la Grésigne présente deux particularités :

a) *un niveau grés-feldspathique*, épais d'une cinquantaine de mètres, à éléments mm à cm de quartz et de roches siliceuses noires, s'observe dans la partie ouest du dôme de Grésigne. Ce faciès local forme relief entre les Abriols et le Sauze. Il s'intercale à la partie supérieure, mais non terminale, du Permien. Faciès et situation ne s'accordent pas avec un âge triasique.

b) *des lentilles gypsifères* se situent à la partie terminale du Permien rouge, et non dans le Trias comme Gèze et Durand-Delga (1943) l'avaient supposé à tort. Autrefois exploités, ces gypses, en filets dans une matrice pélitique, sont encore observables au SSE de Merlins au N de Larroque (Mengaud et Durand, 1922) et près de Marnaves, sur les deux rives du Cérou. On peut y voir les traces les plus méridionales des lagunes expirantes liées à la mer épicontinentale à évaporites du Zechstein (Permien terminal) de l'Europe du Nord.

L'épaisseur du Permien rouge à l'affleurement semble de l'ordre de 300 m mais le sondage pétrolier de la Grande-Baraque (GR. 1) effectué en 1960-61 par la COPEFA suggère qu'elle dépasse 2 500 m. Débutant à + 294 m, ce sondage a atteint la profondeur 3061 m, soit l'altitude - 2767 m. Selon G. des Ligneris (Arch. BRGM, réf. 931-4-1), ce forage aurait traversé une série argilo-gréseuse monotone où l'on a pu distinguer de haut en bas (fig. 7) :

- 4 . formation brun-rouge (10-1037 m), d'abord argilo-gréseuse puis à dominante de grès feldspathiques, (274-1037 m) ;
- 3 . formation brune (1037-1851 m) formée d'argilites brunes, rarement brun rouge (passées entre 1037 à 1682 m), à intercalations gréseuses ; rares passées d'argiles vertes entre 1500 et 1682 m ;

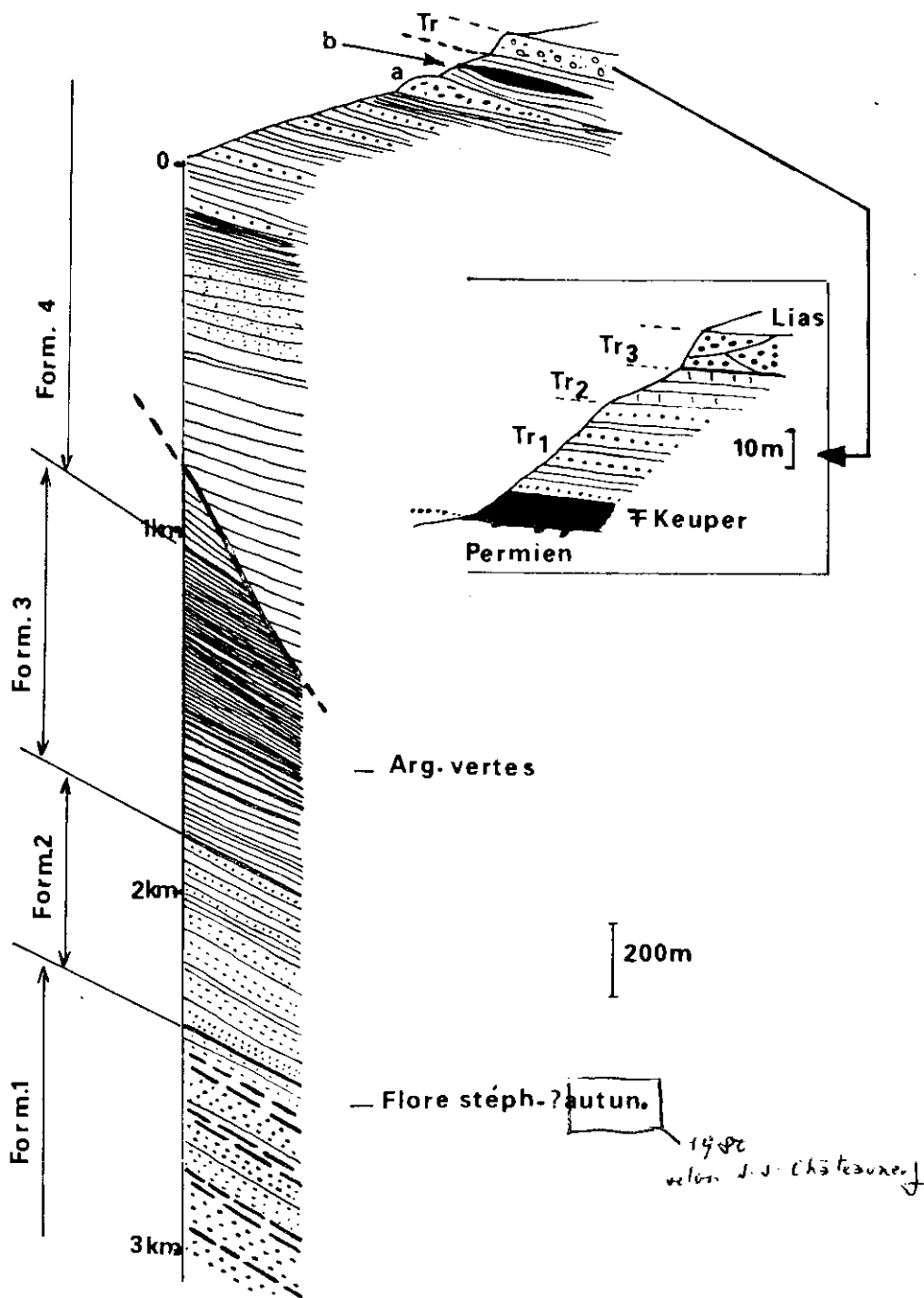


Fig. 7. — Succession lithologique du Permo-Trias de la Grésigne.

**Colonne de gauche**, formations traversées par le forage GR. 1 de la Grande-Baraque (voir p. 11). **En haut à droite**, intercalations dans le Permien terminal : a, niveau grés-feldspathique du Sauze ; b, gypses de Merlins. **Cartouche** : subdivisions du Trias supérieur (voir texte, p. 13).

- 2 . formation brune à terriers de vers et rares débris végétaux (1851-2350 m) faite d'alternances d'argilites et de grès, ces derniers dominant au-dessous de 2054 m ;
- 1 . formation brune (2350-3061 m) identique à la précédente mais avec de rares passées d'argilites noires ; grès fins intercalaires, devenant arkosiques vers le bas ; à 2580 m, argiles noires dolomitiques à flore ~~probablement stéphanienne~~ (sans exclure l'Autunien), *Pecopteris polymorpha*, *P. cf. bioti*, *P. densifolia*, *Procordaites linearis*, *Sphenophyllum oblongifolium*.

On soulignera l'exceptionnelle puissance du Permien. Le «Saxonien» rouge mesure au moins 1300 m, et sans doute plus de 2500 m si les formations 2 et 3 lui sont rattachées. La formation 1 relève du Permien inférieur (Autunien) - Stéphanien : ses faciès diffèrent sensiblement de ceux que montrent les affleurements de même âge connus à l'E de la faille de Villefranche, en particulier entre Cordes et Carmaux.

## B — L'ÉPANDAGE GRÉSEUX DU TRIAS SUPÉRIEUR —

Le Permien est surmonté par une formation essentiellement gréseuse, à passées d'argilites et bancs carbonatés. Ce type de sédimentation se retrouve dans tout le NE du bassin aquitain, à l'affleurement sur la bordure du Massif central entre la Grésigne et Brive, ainsi qu'en sondages au NE de Bordeaux. Ces dépôts se sont accumulés **sur un glacis** incliné vers le SW et appuyé sur le Massif central, arasé et nourrissant ces faciès détritiques.

L'**épaisseur** des grès du Trias du Quercy est variable, le maximum (150 m) se situant à l'W de Najac, avec une diminution sensible en allant vers la Grésigne (50 m).

L'**âge** peut être depuis peu précisé. En effet la base de la formation montre, au N de St-Salvy, au S de Vaour, quelques dizaines de mètres d'argilites noires ou verdâtres, qui ont livré à Mlle Cl. Boutet (inédit, 1978) une association pollinique du Keuper inférieur-moyen. D'autre part, à son sommet la formation gréseuse s'enfonce sous des dolomies en plaquettes qui ont fourni des Lamellibranches de l'extrême base du Lias (Hettangien). De même, près de Figeac (Lefavrais-Raymond et Châteauneuf, 1974), de riches associations polliniques à *Classopolis* ont également permis de dater l'Hettangien, à la fois dans les dolomies en plaquettes et dans des argiles détritiques sous-jacentes, qui ravinent le Trias gréseux.

Les grès triasiques déterminent une ligne de crêtes autour du Permien de la Grésigne. Sous l'Ancien Régime, ces roches étaient localement exploitées pour la fabrication du verre : des ruines d'une «verrière» au N de Larroque et la toponymie (S de Vaour) manifestent l'activité de gentilhommes verriers qui pratiquaient ce métier sans déroger.

Le contact précis entre Trias et Permien, longtemps conjectural, a été récemment observé sur la piste au N de St-Salvy. Les argilites du Keuper y remplissent des fissures centimétriques dans le sommet des pélites rouges permienues. Cette rupture sédimentaire possède la même signification que la discordance angulaire connue à Villeveyre (Najac), à Brive et à Lodève entre Trias et Permien («**phase palatine**»).

La formation triasique (fig. 7) varie beaucoup dans le détail, comme le prouverait la comparaison entre les trois coupes les meilleures et les plus accessibles (J. Fabre, 1971 ; J.M. Ferrand, 1963) : à l'W, près des Abriols (carrefour des routes vers Mespel et vers Penne) ; à l'E, près du château de la Prune, sur la route Marnaves-Vaour ; au centre du massif enfin, à la sortie est de Vaour, sur la route de Cordes. On s'accorde pour subdiviser le Trias en trois niveaux, que l'on retrouve entre Aveyron et Lot, et jusque dans la région de Bordeaux (sondage de Carcans 1, in Dalbiez, 1963). La coupe de Vaour montre ainsi de bas en haut :

1 . **un complexe gréseux inférieur** (25-30 m), alternance de bancs de grès brun-rougeâtre à gris, souvent assez fins mais pouvant passer à des conglomérats (quartz de 1 à 3 cm), séparés par des argilites sableuses et pélites micacées rougeâtres ; des bancs de dolomie fine gris-clair s'intercalent au sommet (ces horizons sont beaucoup plus abondants vers Marnaves).

2 . **un ensemble médian calcaro-marno-gréseux** (une dizaine de m) bariolé, plus tendre, caractérisé par une matrice argilo-carbonatée feuilletée de couleurs roses, mauves, chocolat, verdâtres. Des calcaires d'aspect lacustre forment des horizons stratifiés ou des boudins irréguliers ; ce sont probablement des concrétions pédologiques au sein de sols «marmorisés», comme dans l'Oligo-Miocène aquitain.

2 . **un complexe gréseux supérieur** grisâtre (env. 10 m) avec des bancs grossiers (quartz de 3 à 6 cm) à stratification entrecroisée et à interlits pélitiques réduits.

Il s'agit d'une sédimentation continentale fluviale. Certains auteurs ont séparé un premier rythme (complexe gréseux inférieur puis complexe médian moins grossier) d'un second rythme (complexe gréseux supérieur et dolomies en plaquettes).

**Les caractères sédimentologiques** en sont les suivants :

a) **faciès gréseux** : quartz anguleux, plus ou moins luisants (usure éolienne), mal classés ; débris de quartzites, feldspaths, micas blancs. Ils résultent d'épandages rapides et périodiques sur une surface légèrement

inclinée. Le matériel détritique, transporté dans des eaux chargées, boueuses, provenait de l'altération météorique, sous climat aride, de zones émergées plus ou moins éloignées.

b) **faciès carbonatés** : qu'ils soient dolomitiques ou calcaireux, ils sont chargés de détritiques argileux («mar-nes») ou quartzeux (grès carbonatés). Les quartz sont ici mieux roulés, bien qu'ils soient plus petits que dans les niveaux de grès. Il doit s'agir d'une sédimentation «lagunaire», avec assèchements périodiques, permettant une évolution pédologique hydromorphe. Cela s'accorde avec l'existence dans le complexe médian de nodules discoïdaux carbonatés, à enveloppe siliceuse englobant des cristaux d'anhydrite (Durand Delga, 1958), à la manière de certaines concrétions actuelles des chotts du Sud-Tunisien.

**Les minéraux lourds** (M. Carrère, 1963), assez abondants, se répartiraient uniformément dans tous les termes triasiques. Il s'agit surtout d'espèces ubiquistes résistantes provenant de roches cristallines (tourmalines, zircon, rutile, anatase) ou cristallophylliennes (grenats, tourmalines colorées, amphiboles). Beaucoup de ces grains, fortement usés, proviendraient du remaniement du stock de grès plus anciens, permien ou carbonifères. J.M. Ferrand (1963) a noté de plus, dans la coupe de Vaour, des silicates de métamorphisme (sillimanite, staurotide) de provenance inconnue, peut-être méridionale.

Les faciès gréseux du Trias recouvrent un glacis au NE de l'Aquitaine. Au S d'une ligne Arcachon-Montauban, le long de la «flexure celtaquitaine», ils sont remplacés par **des argiles bariolées à anhydrite et sel gemme**. Quelques sondages à l'W et au SW de la Grésigne (Lavaur, Castelsarrasin-102, Cadours) ont traversé ce «Trias supérieur», sous les dolomies en plaquettes de l'Hettangien. On verrait ces formations «lagunaires» s'épaissir, en allant vers les Pyrénées, et le Trias se compléter stratigraphiquement vers le bas.

### C – LA SÉDIMENTATION CARBONATÉE DU LIAS INFÉRIEUR –

Une transgression marine paraissant instantanée va recouvrir d'une mince tranche d'eau l'Aquitaine septentrionale. Pendant cette époque (- 195 à - 183 M.A.), le taux de sédimentation, d'environ 25 m par million d'années, compense à peu près le taux de subsidence. L'épaisseur des dépôts s'accroît du NW (Périgord) vers le SE (Quercy), le maximum semblant atteint par le Lias inférieur de la Grésigne, qui mesure au moins 200 m.

On est gêné pour localiser, pendant le Lias, les zones émergées. Entre le Quercy-Grésigne et les Grands Causses de l'Aveyron aucun fait ne permet de situer les rivages d'éventuelles îles surbaissées («rides de Rodez et de la Montagne Noire») dont l'existence reste problématique. Les analogies de successions lithologiques du Lias du Quercy, des Grands Causses et des Corbières peuvent traduire une continuité marine directe entre ces trois zones. L'érosion, au Crétacé en particulier, pourrait être responsable de l'absence actuelle du Lias en Rouergue du Sud, Albigeois et Montagne Noire. Le cas de la Grésigne est particulièrement évocateur : plus de 400 m d'épaisseur pour tout le Lias de la basse Vère, et son absence au SE du massif sous la molasse, comme l'ont montré divers sondages ; et pourtant, dans les faciès du Lias grésignol, rien n'annonce les approches d'un rivage.

Le Lias carbonaté du Quercy et de la Grésigne peut être subdivisé en quatre formations (fig. 8) :

- 1 . dolomies en minces dalles («calcaires en plaquettes rhétiens» des auteurs) ;
- 2 . roches carbonatées vacuolaires («cargneules hettangiennes» des auteurs) ;
- 3 . calcaires en bancs du Sinémurien inférieur ;
- 4 . calcaires gréseux («à grains de quartz») du Lotharingien ou Sinémurien supérieur.

#### 1. **Les dolomies en dalles (base de l'Hettangien).**

Leur épaisseur, de plusieurs dizaines de mètres, est difficile à préciser car le faciès des «cargneules» les envahit irrégulièrement vers le haut. Ces dolomies gris-clair à grain très fin, longtemps tenues à tort pour des calcaires, forment des bancs cm à dm à débit parallélépipédique. Des interlits argileux gris ou verdâtres, généralement très minces, sont restés azoïques en Grésigne (1), alors qu'autour de Figeac J.J. Châteauneuf et A. Lefavrais-Raymond (1974) citent de riches microflores hettangiennes dans des niveaux analogues. Les dolomies montrent des minéraux aciculaires épigénisés en calcite, qui peuvent être des pseudomorphoses de sels (anhydrite ?).

Le contact entre dolomies et grès du Trias a été observé avec précision près de Rieucourtet, au N de Tonnac : il est brutal, sans faciès intermédiaires.

Les dolomies ont pu être datées non loin de leur base, sur la route Vaour-Belaygue, par des moules internes de petits Lamellibranches (récoltes M. Durand-Delga et Ph. Olive, 1959, complétées par J. Fabre, 1970), déterminés par Mme S. Freneix comme d'âge hettangien : *Parallelodon hettangiensis*, cf. *Cuneigervillia rhombica*, *Pteromya* aff. *wilkesleyensis*. Cette faunule prouve le caractère marin des dolomies, mais sous un faciès confiné à tendance lagunaire.

1. De récents prélèvements près du Château de la Prune viennent de livrer des microflores hettangiennes à **Classopolis** (Cl. Boutet, 1979, inédit).



On soulignera l'analogie de ces faciès avec la «dolomie de Carcans» du Bordelais, de puissance analogue, également datée de l'Hettangien par une faunule de Lamellibranches (Dabiez, Dubar et Seronie-Vivien, 1959) ; elle surmonte, dans les sondages Carcans-1 et Maubuisson-1, au NW de Bordeaux, une série gréso-argileuse triasique. De même la «dolomie cubique» des Grands Causses est attribuée à l'Hettangien. Bien que la base des dolomies en dalles de la Grésigne puisse débiter dès le Trias terminal (Rhétien), nous placerons conventionnellement cette formation en totalité dans l'Hettangien.

## 2 . Les calcaires vacuolaires («cargneules hettangiennes»).

Il s'agit d'un ensemble compact, peu ou pas stratifié, de roches cavernueuses, grises ou rosées, à passées argileuses, tenues à tort pour dolomitiques par presque tous les auteurs. Elles surmontent des dolomies hettangiennes en dalles avec lesquelles elles s'indentent irrégulièrement. Leur épaisseur est variable, de 20 à 50 m suivant les coupes.

Les «cargneules» (s.s.) ont été définies dans le Trias salifère alpin. Leur genèse a suscité d'abondants débats. Précisons que ces roches montrent des vides, souvent à formes géométriques, limités par des **cloisons de calcite** ; souvent de la calcite secondaire remplit les vides de ce treillisage. Contrairement aux idées reçues, il ne s'agit pas de dolomies calcarifères décalcifiées, comme Brückner (1941) et F. Ellenberger (1958) l'ont bien prouvé.

L'association classique des cargneules et du Trias gypsifère dans les Alpes a fait soupçonner un lien génétique entre ces deux faciès. Les cargneules constitueraient l'état ultime d'évolution d'une association (alternances ou sédimentation mixte) de dolomies et d'anhydrite, sulfate de chaux anhydre. Dans un premier temps, le sulfate s'insinuerait dans les fissures de la dolomie ; dans un second temps, ce gypse (CaSO<sub>4</sub>) serait remplacé par de la calcite cristallisée (CaCO<sub>3</sub>), dans des proportions dépendant de l'équilibre ionique SO<sub>4</sub> - CO<sub>3</sub>. Les résidus sulfatés et magnésiens seraient éliminés par entraînement ou dissolution.

La fracturation de la dolomie jouerait un rôle capital. Elle serait selon H. Masson (1972) d'origine hydraulique : la dolomie, roche relativement poreuse et donc imprégnée d'eau, éclaterait sous la pression des couches superposées, dans un champ de contraintes non homogène. Bien entendu, la cargneule initiale, plus ou moins liée aux strates, peut se transformer en brèche monogénique, par écrasement tectonique.

Dans le cas du Quercy et de la Grésigne, il est clair que la cargneulisation affecte irrégulièrement des niveaux du Lias basal et qu'elle n'est pas liée à des causes véritablement tectoniques. L'ancienne association dolomie - sulfate de chaux serait entièrement cargneulisée en surface. Par contre, en sondage, le faciès initial serait respecté. Ceci est bien connu dans le Lias inférieur des sondages d'Aquitaine occidentale. Mais, en Quercy même, le forage de St-Martin-Labouval, à l'W de Cajarc (Lot), implanté en 1961 par la COPEFA (in DÉPECHE, 1967) a traversé environ 150 m d'alternances de dolomie et d'anhydrite dans la base du Lias. La démonstration de l'origine de nos cargneules est ainsi faite.

## 3 . Les calcaires lités du Sinémurien.

D'une épaisseur de 100-150 m, ils surmontent, sans limite nette, les cargneules hettangiennes. La coupe de la Vère entre la Gauterie et Brian-de-Vère montre ce qui suit (Fabre, 1971).

A la partie inférieure (20-30 m) alternent niveaux cargneulisés et calcaires fins (micrites)<sup>1</sup> en plaquettes ou en minces bancs, de couleur rosée, souvent zonés, généralement recristallisés. Rien ne permet encore de dater ces roches (Hettangien supérieur ou Sinémurien basal), déposées en milieu marin peu profond, avec périodiquement des horizons évaporitiques.

La partie supérieure, beaucoup plus épaisse, ne comporte plus de cargneules. Les calcaires, en bancs décimétriques à métriques, ou en plaquettes gaufrées, ont une couleur claire, gris-blanchâtre, jaunâtre ou rosée, avec une cassure généralement franche (faciès «lithographique» des auteurs). Les bancs sont parfois séparés par des interlits marneux ; parfois aussi des joints traduisent un arrêt de sédimentation, après durcissement du banc sous-jacent.

Comme éléments de datation, le microscope ne révèle guère que des coprolites de Crustacés (*Favreina* cf. *salevensis*) et des débris d'Algues (*Palaeodasycladus* sp., *Acicularia elongata aquitanica*). Cette pauvre association caractériserait la «biozone à *Palaeodasycladus* et *Terquemella*» (Cuvillier et Dufaure, 1963), tenue pour sinémurienne dans le bassin d'Aquitaine.

Le milieu de sédimentation correspondrait à des profondeurs marines de une à quelques dizaines de mètres. La plupart des calcaires ont un grain fin : micrites azoïques de milieu calme, à dépôt périodique rubané ou zoné (à la manière des varves lacustres), exceptionnellement à microstratifications obliques. S'y intercalent des

---

1 . En sédimentologie, les vieux termes descriptifs ont été remplacés par une nomenclature moderne. On ne peut échapper à l'emploi de : «micrite», pour un calcaire à grain fin, généralement chargé d'argile ; «sparite», pour un calcaire cristallin, cimentant en général des corps figurés, tels que les «pellets» (petites sphères, d'origine coprolitique possible), les oolites, les «intraclasts» (débris carbonatés, souvent organiques).

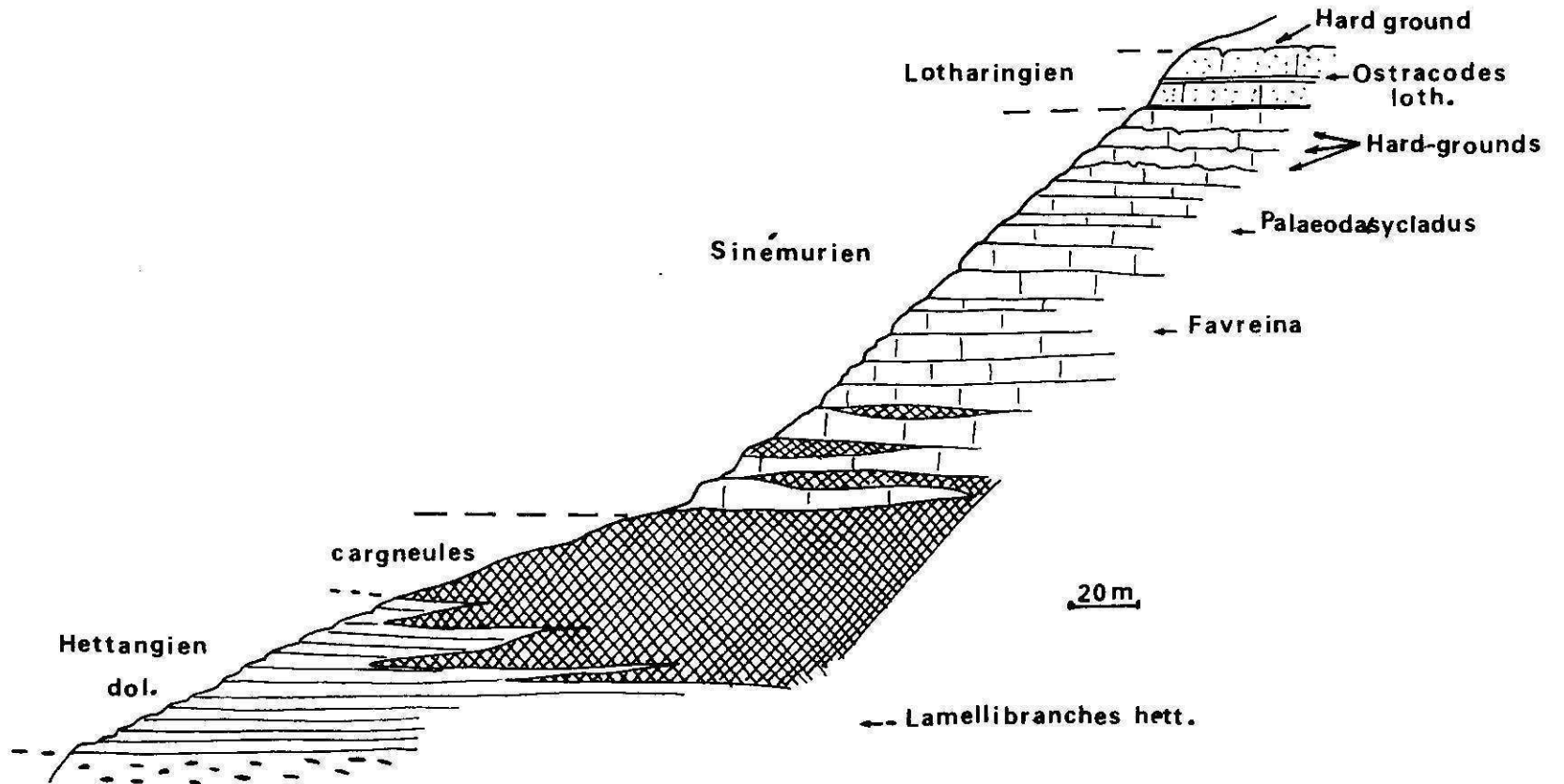


Fig. 8. — Succession lithologique du Lias carbonaté de la Grésigne.

faciès témoignant d'une certaine agitation des eaux (ou «énergie» du milieu) : dans un ciment tantôt formé de calcaire fin - cas des «pelmicrites»-, tantôt de calcite cristalline - cas des «pelsparites» - sont englobés des pellets et aussi des gravelles chargées d'argile, des oolites, des intraclasts (débris de Crinoïdes, Brachiopodes, Lamellibranches et Gastéropodes, Ostracodes).

**La partie terminale du Sinémurien** présente, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, des indices d'instabilité et d'érosion sous-marine : passées marneuses ; surfaces irrégulières à enduits ferrugineux (hard-grounds) ; faciès à bird-eyes, géodes de calcite spathique remplissant les vides d'anciennes bulles de gaz, traduisant des émergences périodiques. A l'extrême sommet des «calcaires lithographiques», la proportion des débris organiques augmente, avec épigénie siliceuse sur certains d'entre eux, ce qui annonce le régime du Lotharingien.

#### 4 . Les «calcaires à grains de quartz» du Lotharingien.

Au S de la Dordogne, une arrivée de quartz détritiques anguleux, fins ou moyens, peu ou mal roulés, transforme brutalement la sédimentation calcaire. Un hard-ground marque parfois cette rupture sédimentaire, dont on peut admettre conventionnellement le caractère instantané. Ces calcaires gris, gréseux et de ce fait rugueux au toucher, présentent, comme tous les étages du Lias, leur maximum d'épaisseur en Grésigne (15-20 m) alors qu'à Figeac ils n'excèdent guère 2 m.

Classiquement ce terme marquait la base du «Lias moyen». En réalité, la plus grande partie sinon la totalité de cette formation appartient au Lotharingien, sous-étage terminal du Lias inférieur. Ces calcaires sont riches en débris bioclastiques : Encrines, Mollusques, Brachiopodes, Bryozoaires, spicules de Spongiaires, de plus en plus abondants vers le haut et à l'origine de concrétionnements siliceux ou «chailles». Le microfaciès, assez variable, correspond à des eaux faiblement (micrites à pellets : pelmicrites) ou plus fortement agitées (pelmicrisparites à pelsparites).

L'âge est précisé au tiers inférieur de la formation par une association d'Ostracodes, déterminés par Mme Dépêche : *Ljubimovella frequens* (forme-guide du Lotharingien), *Procytheridea* cf. *lotharingiae*, Pr. cf. *ormanvillae*, *Lophodentina* cf. *crepidula*, *Cytherella* sp. Des Foraminifères benthiques de la famille des Lagénidés (dét. Mme Ruget) les accompagnent : *Lenticulina* (*Planularia*) *ornata*, L. (*Pl.*) *pulchra*. On cite encore à divers niveaux : *Glomospira* sp., *Nodosaria* sp., *Ammobaculites* sp., *Vidalina* sp. et *Verneuillinoïdes mauritii*, Foraminifère connu au Lotharingien et à la base du Lias moyen (Carixien).

Quelques Brachiopodes peu caractéristiques accompagnent cette microfaune : *Terebratula* (*Lobothyris* ?) *ovatissima*, *Zeilleria* cf. *indentata*. Par contre la citation par Thévenin (1903) de «*Polymorphites*» (= *Uptonia jamesoni*, forme-guide du Carixien inférieur, paraît être une erreur.

A noter que, près de Figeac, un hard-ground couronnant les calcaires à grains de quartz a livré à Mme Lefavrais-Raymond des Ammonites du Lotharingien, probablement remaniées sur place (*Paltechioceras*, *Oxy-noticeras*).

#### D — LE LIAS MARNEUX —

Sous cette appellation sont regroupés cinq ensembles lithologiques d'une épaisseur totale d'environ 150 m et dont les caractères communs sont : l'abondance plus ou moins grande en argiles pyriteuses et en micas (marnes et calcaires marneux), une relative richesse en fossiles parmi lesquels les Ammonites, souvent pyritisées, ne sont pas rares à certains niveaux («faciès d'herbiers»). Bien que l'on demeure en milieu épicontinental, il s'agit là de la période où la mer est la plus profonde autour du Massif central français ; elle est ouverte aux influences pélagiques de l'océan Atlantique. Le taux moyen de sédimentation (13 m par M.A.) n'arrive pas à compenser le taux de subsidence.

On distingue de bas en haut (fig. 9) :

- D1 . les calcaires marneux «en rangs de pavés» (Carixien = Pliensbachien des auteurs), environ 30 m ;
- D2 . les marnes à *Gryphaea cymbium* (Domérien inférieur), environ 40 m ;
- D3 . les calcaires détritiques à *Pseudopecten aequivalvis* (Domérien supérieur), environ 20 m ;
- D4 . les marnes du Toarcien, environ 60-70 m ;
- D5 . les marno-calcaires à *Gryphaea sublobata* (Toarcien terminal, ex-Aalénien inférieur), environ 10 m.

Mme Lefavrais-Raymond a récemment donné (Renault et al., 1978) de bonnes photographies des principales espèces d'Ammonites du Lias marneux de la région de Figeac, très comparable à celui de la Grésigne.

On considère parfois que les calcaires gréseux lotharingiens et les termes D1 à D3 constituent un cycle sédimentaire («Lias moyen») entre deux discontinuités marquées par des hard-grounds. Le «Lias supérieur» (D4 et D5) formerait un second cycle. Le maximum de profondeur s'observe à la partie moyenne de chacun de ces cycles.

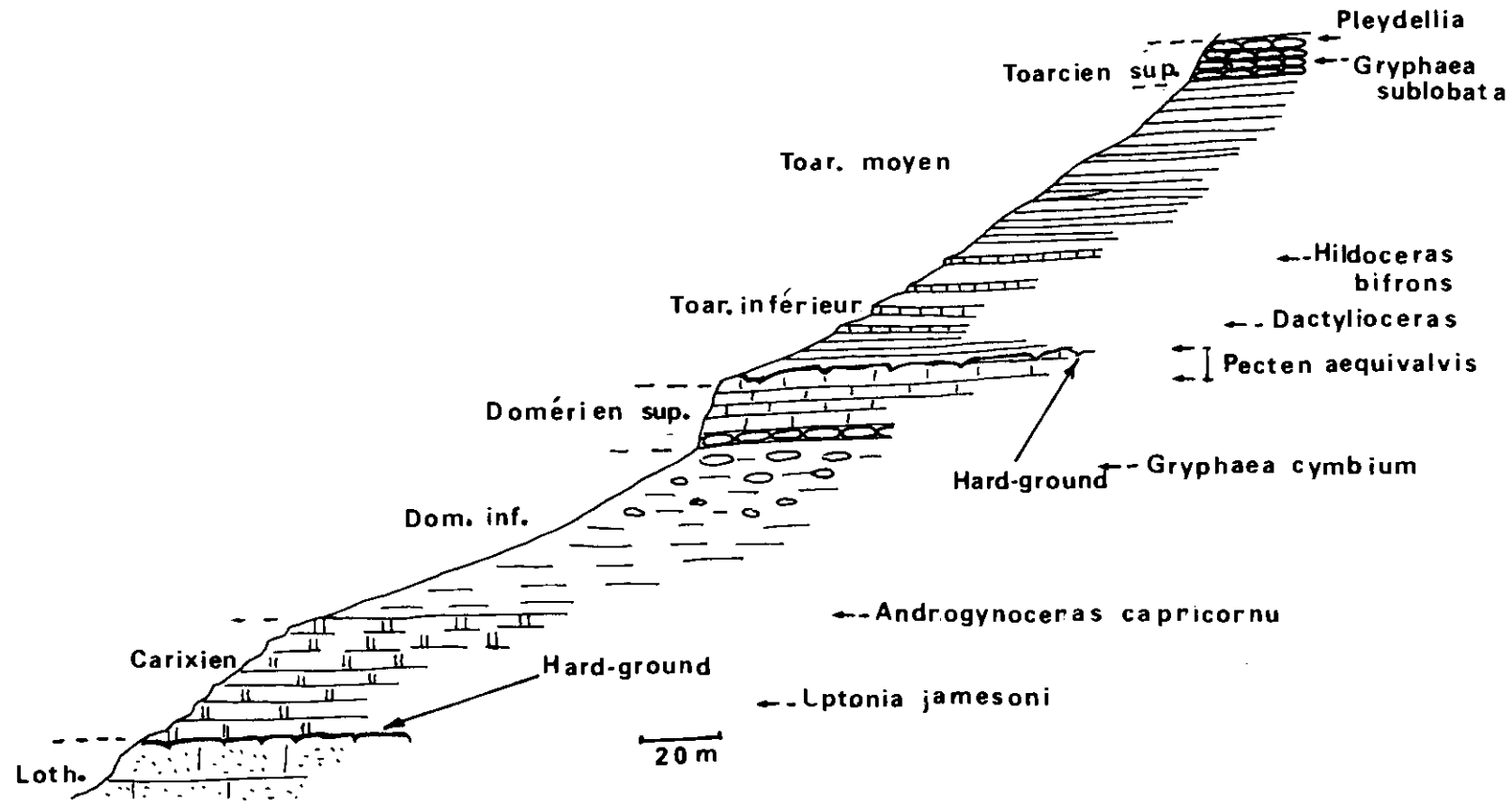


Fig. 9. — Succession lithologique du Lias marneux de la Grésigne.

#### D1 . *Les calcaires marneux «en rangs de pavés» (Carixien).*

Dans leur moitié inférieure, les bancs calcaires, chargés de silice («chailles»), sont d'épaisseur pluridécimétrique. Des passées de marnes grises, feuilletées, les séparent : elles ont livré des Foraminifères benthiques (Lagénidés). On trouve aussi une certaine proportion de détritiques, quartz et micas flottés. En montant dans cette formation, les bancs (10 à 20 cm) se chargent en argiles, leur débit devient parallélépipédique - d'où leur nom - et la proportion de lits marneux augmente.

Ces calcaires sont riches en débris organiques, parmi lesquels dominent les fragments d'Echinodermes (Encrines, etc...), de Mollusques, de Brachiopodes, avec des spicules de Spongiaires. Les marnes livrent de nombreux Ostracodes et des Foraminifères.

**La microfaune du Lias moyen** dans son ensemble (D1 à D3) a fait l'objet d'un inventaire (Seronie-Vivien et al., 1961 ; voir aussi J. Fabre, 1971). Parmi les Ostracodes (17 espèces citées) dominent les *Cytherella*, *Ogmoconcha*, *Procytheridea*, avec trois espèces qui y sont localisées : *Bairdia molesta*, *Polycope pumicosa*, *Cytherelloides* sp. «2». Parmi les Foraminifères (environ 50 espèces) les Lagénidés sont les plus fréquents (42 espèces dont les plus importantes vont être citées) des genres *Cristellaria* (*Cr. semi-involuta*), *Dentalina* (*D. matutina*), *Falsopalmula* (*F. triquetra*), *Fronicularia* (*F. parallela*, *F. sulcata*), *Lenticulina*, *Lingulina*, *Nodosaria* (*N. cf. costata*), *Saracenaria*. A leurs côtés des Agglutinants (6 espèces) des genres *Involutina* et *Litiotuba*.

La faune d'Ammonites permet d'attribuer les calcaires en rangs de pavés au Carixien : à l'extrême base, *Uptonia jamesoni*, cité par Thévenin à St-Antonin ; à l'extrême sommet, *Androgynoceras capricornu* trouvé par J. Fabre au S de Penne. Ces deux espèces sont des formes-guide de deux des trois zones d'Ammonites du Carixien.

#### D2 . *Les marnes à Gryphaea cymbium (Domérien inférieur).*

On passe en continuité vers le haut à d'épaisses marnes gris-bleuté, ferrugineuses et à altération brunâtre à la base, feuilletées et à nodules calcaires décimétriques au sommet. On y a signalé des Ammonites, assez rares, parmi lesquelles l'indicateur de zone (*Amaltheus margaritatus*) et à l'extrême sommet des Huitres (*Gryphaea «cymbium»*), parfois de grande taille (*Gr. gigantea*). La microfaune y est riche et caractéristique du Domérien - voir paragraphe D1 -. surtout dans la moitié inférieure.

#### D3 . *Les calcaires à Pecten aequivalvis (Domérien supérieur).*

Ils sont aisés à repérer grâce à la barre qu'ils déterminent entre les marnes du Lias moyen et celles du Lias supérieur. A la base, le passage aux marnes D2 est progressif, par enrichissement en «nodules» calcaires, qui se groupent en bancs. Plus haut les marnes diminuent et le litage s'affirme. On note un enrichissement en quartz détritiques, micas flottés, oxyde de fer. Par décalcification et oxydation, la barre à Pecten prend un aspect plus ou moins gréseux et une couleur roussâtre.

Cette barre est extrêmement fossilifère. Les Brachiopodes abondent, surtout à la base : Térébratules (*Lobothyris punctata*, *L. subpunctata*, avec diverses variétés), Rhynchonelles (*Quadrirhynchia crassimedia depressa*). Parmi les Pectinidés dominent de grands *Pseudopecten aequivalvis*. Par contre la microfaune est relativement pauvre, dans ce milieu agité et peu profond.

#### D4 . *Les marnes toarciennes.*

Les faciès du Lias supérieur sont de teinte bleue, car ils sont chargés de pyrite : ceci caractérise un milieu réducteur, la partie oxygénée de l'eau ne constituant qu'une pellicule superficielle. Les fonds ne dépassaient probablement pas la centaine de mètres. L'association d'argiles, dans des roches analogues de Lorraine (Millot, 1959), est banale : kaolinite-illite-chlorite.

Un beau **hard-ground** ferrugineux couronne la barre à Pecten. Il correspond à une zone de condensation paléontologique. Fabre (1971) y cite des Bélemnites et *Dactylioceras* gr. *semicelatum*, Ammonite datant la première zone du Toarcien inférieur, à *D. tenuicostatum*. Cette forme-guide a d'ailleurs été citée (Seronie-Vivien et al., 1971) 1 m au-dessus du fond durci, au S de Penne.

**Le Toarcien inférieur** n'est pas très épais. Outre les *Dactylioceras*, il livre des formes de la zone à *Falciferum* : le petit Lamellibranche *Posidonomya bronni* a été ainsi trouvé sous l'ancienne gare de St-Antonin (Durand-Delga, 1943). Le faciès des «schistes-carbon» apparaît à ce niveau, ainsi que, moins typique, plus haut dans la série : cet aspect résulte de l'oxydation de la pyrite, transformée en sulfate de fer qui, par double réaction avec le carbonate de chaux, passe à l'état de sulfate de chaux ; ce gypse cristallise dans les joints de la roche, qu'il écarte en feuillets.

**Le Toarcien moyen** est fait de calcaires argileux en lits alternant avec des marnes bleutées. Sur la route entre Penne et le château Granier, il fournit de nombreuses Ammonites dont la forme-guide *Hildoceras bifrons*, *H. lusitanicus*, des *Harpoceratoides*, *Catacoeloceras*, *Peronoceras*, etc... Viennent plus haut d'épaisses marnes feuilletées, sombres, sans microfaune.

C'est au sein de ces dernières que s'intercalent les minces horizons de **lignites des Gardelles**, au S de Larroque (Durand-Delga, 1958). On connaît des phénomènes analogues d'incarbonisation de débris d'arbres dans le

Toarcien des environs de Figeac et ailleurs sur le pourtour du Massif central (Bourgogne). Ces bois, flottés à partir de zones émergées mal situées (paléo-Massif central ?), s'abattent sur le fond, dont ils ne permettent pas d'apprécier la profondeur, à la différence des lignites du Bathonien, anciens sols de végétation.

Du point de vue du milieu, on relèvera, au Toarcien comme au Domérien, que les niveaux indurés sont riches en débris de Mollusques (en section ils apparaissent sous forme de «filaments»), Brachiopodes, Echinodermes, Annélides, spicules de Spongiaires, plus rarement Bryozoaires.

La microfaune est abondante dans le Toarcien marneux (Seronie-Vivien et al., 1971). Parmi les Ostracodes (15 espèces), on citera des *Cytherelloidea*, *Ogmoconcha*, *Procytheridea* (*P. bucki*, *P. sermoisensis*), ... Parmi les Foraminifères, comme au Domérien les Lagénidés dominant (34 espèces sur un total de 44) avec des *Falsopalmula* (*F. deslongchampsii*), *Lenticulina* (*L. bochari*, *L. d'orbigny*, *L. münsteri*), *Lingulina* (*L. pupa*), *Marginulina* (*M. spinata*), *Nodosaria* (*N. cf. tenera*), *Planularia* (*Pl. cordiformis*), *Vaginulina* (*Pseudocytharina*) tels *V. fallax*, *V. toarcense*. A côté figurent des Agglutinants (7 espèces) et des «Rotalidés» parmi lesquels *Reinholdiella dreheri* et d'abondants *Spirillina*.

#### D5 . **Les marno-calcaires à *Gryphaea sublobata* (Toarcien supérieur).**

Épais d'une dizaine de mètres, ils forment la base de l'abrupt calcaire du Dogger, qui domine le talus marneux toarcien. On en faisait autrefois la base de l'Aalénien : mais dans les nouvelles classifications, la partie inférieure de cet étage est attribuée au Lias supérieur.

Il s'agit d'une alternance de marnes et de calcaires, plus argileux à la base, plus compacts et noduleux vers le haut, en lits décimétriques. Les niveaux indurés sont chargés de débris organiques (Mollusques, Echinodermes, Bryozoaires) et de quartz détritique, dans un ciment de calcite micritique ou spathique. Un début de dolomitisation se traduit par des entrelacs irréguliers dans les calcaires : cette dolomie secondaire provient sans doute de la remobilisation *oer descensum* des dolomies du Dogger.

Une excellente coupe de l'ancienne gare de Bruniquet (Fabre 1971) livre, à 4 m de la base, d'abondantes *Gryphaea sublobata* plus haut des Rhynchonelles (*Homoeorhynchia cynocephala*) et au sommet des Ammonites de la biozone la plus élevée du Toarcien supérieur *Pleydellia gr. naetra*, *Pl. aff. arcuata*. Cet étage fournit en outre d'abondants Lamellibranches généralement à l'état de moules internes (*Pholadomya*, *Ceratomya*, *Pleuromya* ...) et parmi les Gryphées *Gr. «beaumonti»*, *Gr. pictaviensis*.

Le niveau à *Gr. sublobata* et les couches immédiatement sous-jacentes peuvent se charger d'oolites ferrugineuses, au N de St Antonin : les conditions de dépôt de la célèbre «minette» de Lorraine se trouvent donc reproduites ici.

Une certaine profondeur d'eau s'accorderait avec l'absence de brassage et avec les conditions réductrices de ces horizons (présence occasionnelle de gypse dérivant de la pyrite).

La microfaune (Seronie-Vivien et al. 1961) est beaucoup moins riche que dans le Toarcien marneux. Parmi les Ostracodes (7 espèces) dominent les *Cytherelloidea*, *Procytheridea*, *Cytherella*. Parmi les Foraminifères, les Lagénidés (12 espèces sur 19) l'emportent toujours : *Lenticulina* (*L. bochari*, *L. d'orbigny*) et nouvelles venues, *L. aff. polonica* et *L. quenstedti* var. *evoluta*. La part des Agglutinants (5 espèces) avec des *Thyrammina* (*T. jurensis*) et divers *Textularia*, ainsi que des «Rotalidés» des genres *Conicospirillina* et *Spirillina* (*Sp. cf. orbicula*), n'est cependant pas négligeable.

### E – LES ROCHES CARBONATÉES DU JURASSIQUE MOYEN –

Le Lias marneux est surmonté en continuité par un puissant ensemble carbonaté, essentiellement calcaire, qui détermine une ligne de côtes. Les termes supérieurs, devenant progressivement horizontaux vers le N, forment la surface des causses du Quercy. La série, qui regroupe Dogger et Malm, dépasse 500 m d'épaisseur. En Grésigne elle-même, n'affleure que le Jurassique moyen (= Dogger), le Malm régnant au N de l'Aveyron et, très localement, à la surface du causse d'Anglars, au S de St-Antonin.

La sédimentation (Bouroullec et al., 1973) correspond à des formations marines de faible profondeur, avec une tranche d'eau inférieure à 100 m et souvent beaucoup moins. Sur une même verticale on passe de conditions supratidales -«tide» signifie marée- «lagunaires» (calcaires à Ostracodes et Charophytes) à des conditions intertidales, avec flux et reflux dus aux marées (calcaires fins ou micrites «varvées» à laminites) puis infratidales (vasières à nodules algaires -les oncolites-, à Foraminifères ou à Mollusques et Brachiopodes). Le taux de sédimentation atteint, et parfois dépasse, le taux de subsidence (15-20 m par M.A.).

Pendant le Dogger et une grande partie du Malm, cette sédimentation de «fond de golfe» s'appuyait sur le Massif central, aplani et à peine exondé. Les rivages sont impossibles à préciser car, suivant la tranche d'eau, ils devaient largement avancer vers l'E et le N, ou reculer vers la zone des actuels affleurements. Une large barrière N-S (fig. 11), parfois «récifale», limitait à l'W les dépôts calmes (micrites) de la vaseuse quercynoise (Delfaud, 1970). Au-delà de celle-ci se sédimentaient les dépôts plus argileux d'une mer épicontinentale, ouverte sur l'Atlantique, et à faune relativement pélagique, en particulier des Ammonites ; on les connaît des Charentes aux Pyrénées occidentales. La «barrière» isolant le Quercy, allongée d'Angoulême à Tarbes, était constituée

par des faciès d'eaux agitées, de «haute énergie», cordons oolitiques, calcaires à débris. On pense également que le golfe quercynois était séparé au S d'un golfe sud-gersois par une zone haute, correspondant à la région de Montauban-Toulouse.

J. Delfaud est ainsi amené à comparer la zone des causses, au Jurassique, à l'actuel archipel des Bahamas, au SE de la Floride, soumis aux fortes marées atlantiques. On admet que le climat ayant permis un pareil développement carbonaté sur plateforme littorale était chaud, de type tropical relativement humide. Il a permis une couverture végétale dont des niveaux ligniteux et de riches microflore témoignent de la relative importance sur les zones émergées plus orientales.

Ajoutés aux recherches de J. Fabre (1971, 1973) en Grésigne, les travaux de J. Delfaud (1970) donnent une vue d'ensemble sur la sédimentation du Dogger et du Malm du Quercy. Un résumé vient d'en être donné dans Quercy-Recherche (Delfaud *in* Renault et al., 1978).

Le Dogger comporte trois formations, de bas en haut (fig. 10) :

- E1 . des calcaires à nodules algaires (oncolites) de l'Aalénien s.s., moins de 10 m ;
- E2 . des calcaires oolitiques plus ou moins dolomités et vacuolaires du Bajocien, plus de 50 m ;
- E3 . des calcaires blancs en dalles ou en plaquettes du Bathonien, environ 150 m.

#### **E1 . L'Aalénien calcaire à oncolites**

La caractéristique de ces couches litées, avec quelques interlits marneux, est leur richesse en nodules algaires, d'un diamètre de quelques mm : ils résultent d'encroûtements (Cyanophycées marines ?) autour de débris organiques dans des conditions permettant le roulage de ces sphères ou corps oblongs. Le milieu était donc peu profond mais franchement marin. Toutefois l'agitation des eaux était limitée car les oncolites, aux contours festonnés et irréguliers, sont encroûtés à leur tour par des organismes fixés, Bryozoaires ou Foraminifères (*Ophthalmidium*).

L'Aalénien montre de fréquentes Serpules (Annélides Polychètes) telle *Serpula quadrata*, des Ostracodes marins, des débris d'Echinodermes, de Brachiopodes, de Lamellibranches, de Gastéropodes, ainsi que des Foraminifères benthiques (*Ophthalmidiidae*, *Glomospira*, *Vidalina*, *Lenticulina*, ...).

A la même époque, le faciès à oncolites se retrouve sur le même méridien (Corbières, Ariège), régions dont le Lias marneux présentait déjà une grande parenté avec celui de la Grésigne.

#### **E2 . Le Bajocien calcaro-dolomitique.**

Cette barre d'aspect ruinéiforme, si typique au-dessus du village de Larroque, comporte des dolomies grises et des calcaires de milieu agité peu profond, oolitiques, pseudoolitiques ou graveleux («formation de Penne»). La dolomitisation, clairement secondaire, atteint irrégulièrement le Bajocien, mais surtout sa partie inférieure.

Malgré la relative abondance en débris organiques, le Bajocien n'est pas objectivement daté. Une bonne coupe peut en être observée sur la rive gauche de l'Aveyron, entre Amiel et Granier : on y note (Fabre, 1971) une passée à oncolites de milieu agité.

#### **E3 . Les «calcaires sublithographiques» du Bathonien.**

La base est conventionnellement placée à l'apparition des calcaires clairs en dalles, au-dessus des calcaires plus ou moins dolomitiques du Bajocien. Ces assises n'affleurent qu'à la marge nord-ouest de la Grésigne (environs de Bruniquel) et dans le causse d'Anglars (S de St-Antonin) alors qu'elles constituent l'essentiel des causses du Quercy au N de l'Aveyron.

Le Bathonien est convenablement daté. L'étude de J. Fabre (1971) a conduit à lui attribuer près de 150 m d'épaisseur. On peut distinguer de bas en haut :

- Bathonien A saumâtre (40 m) = Formation de Cajarc (Lot) ;
- Bathonien B marin (20 m) ;
- Bathonien C saumâtre (10 m) ;
- Bathonien D marin (80 m).

**Le Bathonien A** peut être analysé dans les carrières de Nibausel, le long de la route de Bruniquel à St-Paul-de-Mamiac. Les calcaires, en dalles épaisses, sont séparés soit par des diasthèmes correspondant à des ruptures périodiques de sédimentation et absence de dépôt, soit par des horizons argileux, parfois chargés de matière carbonneuse. Exceptionnellement on trouve même des couches **d'argiles ligniteuses** (Durand-Delga, 1958) que l'on a tenté d'exploiter à 200 m au S de la Gauterie, basse vallée de la Vère. De tels faciès sont banals dans le Bathonien inférieur du pourtour méridional du Massif central : Lot, région de Cajarc ; Causse du Larzac. Ils correspondent à des accumulations de débris végétaux déplacés ou, plus rarement, à de véritables paléosols de végétation, avec traces de racines, dans un milieu de salinité variable, momentanément émergé ou à fleur d'eau, à la manière des mangroves actuelles.

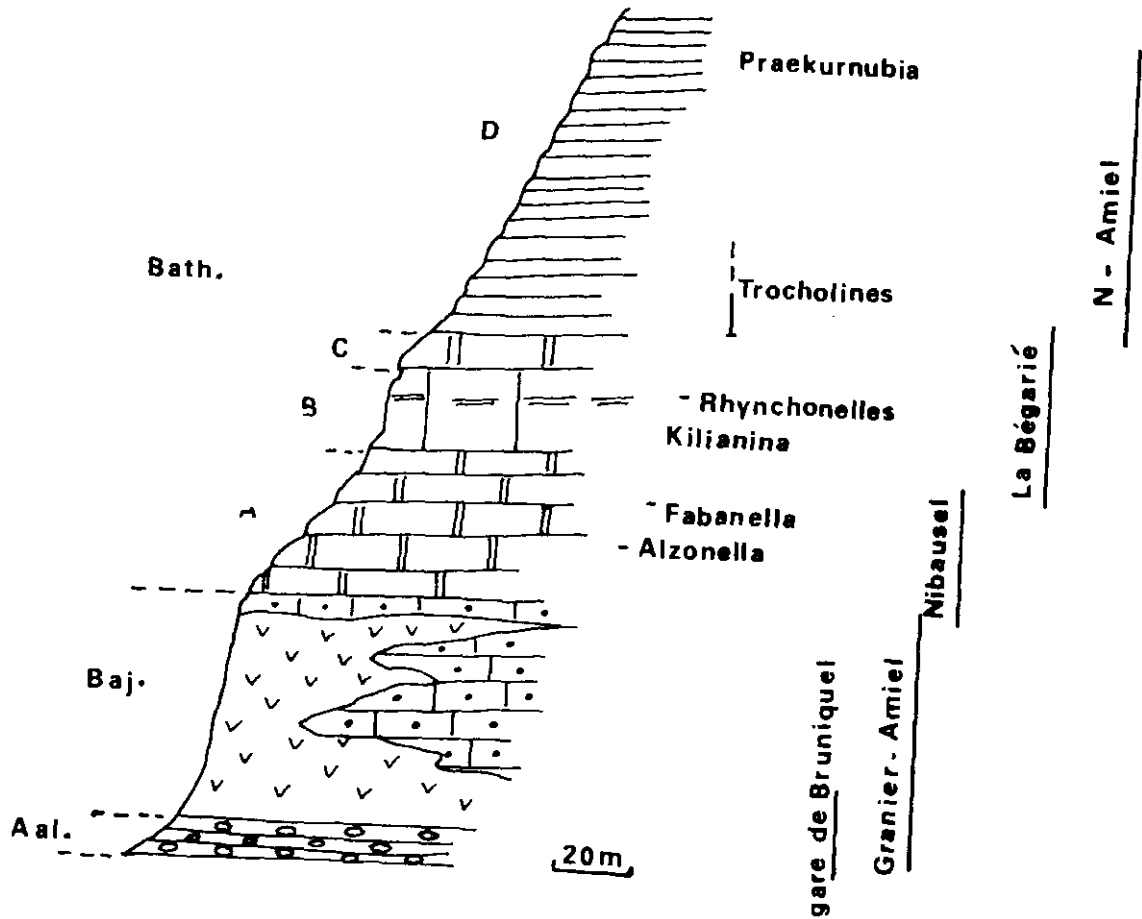


Fig. 10. — Succession lithologique du Dogger de la Grésigne et de la région de Penne.

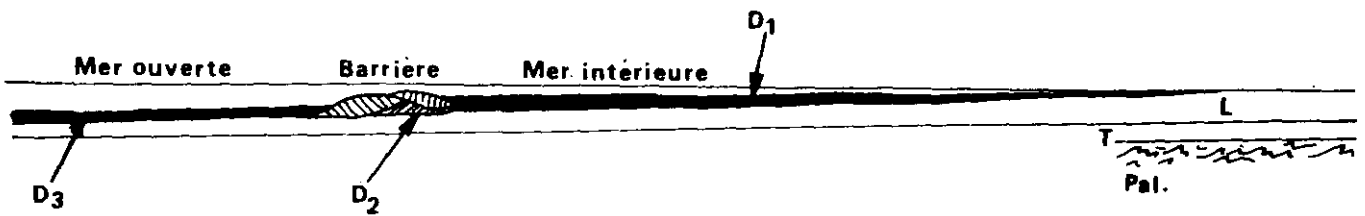


Fig. 11. — Situation de l'Aquitaine-Nord au Bathonien (Dogger sup.).

*Dépôts sur plateforme épicontinentale* : mer ouverte à influences pélagiques (D3) ; barrière « récifale » à dépôts de haute énergie (D2) ; mer confinée à dépôts plus ou moins lagunaires (D1). L, Lias ; T, Trias ; Pal., socle.



On y trouve une association d'Ostracodes d'eau douce parmi lesquels *Timiriasevia* cf. *mackerrowi*, *Bisulcocypris* cf. *tenuimarginata*, *Darwinula* sp. ainsi que *Fabarella bathonica*, forme saumâtre, en compagnie d'oogones ou fragments de tiges de Charophytes du genre *Porochara*.

Les calcaires à Ostracodes ont un faciès de «dismicrites» : des îlots de calcite spathique (birds-eyes), des fentes de retrait, des «cailloux noirs» (remaniement de dépôts sapropéliens contemporains), témoignent d'un milieu supratidal.

Entre ces épisodes dessalés et à la faveur de remontées du niveau marin, se déposent des calcaires à grain fin, chargés de pellets et parfois d'oolites, montrant un classement horizontal ou oblique (micro-dunes hydrauliques), avec des fragments d'Echinodermes, Lamellibranches, Gastéropodes, Ostracodes et quelques Foraminifères. Parmi ceux-ci un Lituolidé de grande taille, *Alzonella cuvillieri*, découvert par J. Fabre (1971), est une forme qui apparaît à la base du Bathonien des Grands Causses. Cette indication s'accorde avec la faune naïve de Lamellibranches de la Gauterie (Durand-Delga, 1958), déterminés par Mme Freneix : *Pteroperna costulata*, cf. *Bakewellia waltoni*, *Placunopsis socialis*, *Ostrea* aff. *hebridica*, *Myophorella* (*Vaugonia*) *clythia*, *Protocardia* cf. *lycetti*, *Tancredia* ? aff. *similis*. Ces formes sont connues dans le Bathonien d'Angleterre et du Bassin parisien.

**Le Bathonien B** voit s'instaurer des conditions marines de faible profondeur et de milieu agité. Les faciès bioclastiques, à éléments figurés (oolites, pellets, intraclasts), cimentés par de la calcite spathique ou «sparite», sont souvent en dalles, mais parfois aussi ils prennent un aspect crayeux. Un tel niveau, situé aux 2/3 supérieurs, a fourni des Rhynchonelles du genre bathonien *Kallirhynchia* (*K. obsoleta* ?) : cet horizon est considéré, sur la carte au 80 000 ° de Montauban (2<sup>e</sup> éd.) comme marquant la base du Callovien, sur la base de la citation erronée de «*Rhynchonella elegantula*».

L'âge bathonien est confirmé par des Foraminifères : *Kilianina blancheti* (forme-guide du Bathonien supérieur), *Alzonella cuvillieri*, *Pfenderina salernitana*, *Pf. sp.*, *Pseudocyclammina* sp., *Nautiloculina* sp. Les Algues (*Thaumatoporella*, *Cayeuxia*, Dasycladacées, Solénopores) sont de plus en plus abondantes vers le haut.

Une bonne coupe des Bathoniens A (sommet), B, C et D (base) est donnée par la route qui, au N de Penne, monte de la Bégarié Haute vers la cote 274.

**Le Bathonien C** retrouve les caractères du Bathonien A, la richesse en Charophytes en particulier. Deux horizons de brèches à «cailloux noirs» ont été cités dans la coupe de la Bégarié. Remarquons que le Bathonien saumâtre (A et C) de la Grésigne n'a pas révélé les niveaux à grands Gastéropodes d'eau douce connus autour de Cajarc (Lot).

**Le Bathonien D** correspond à une nouvelle invasion marine, avec dépôt de calcaires à pellets ou gravelles, parfois de grande taille, avec aussi des oolites ou des oncolites algaires. Il voit l'apparition des *Trocholines* (*Tr. gr. alpina*, *Tr. gr. elongata*), grands Foraminifères visibles à l'œil nu. Particulièrement abondants dans la première dizaine de mètres du Bathonien D, ils sont accompagnés de *Cribratina* et de *Nautiloculina*, ainsi que d'autres organismes (Polypiers isolés, Bryozoaires, Brachiopodes, Echinodermes, Gastéropodes). Ce niveau était généralement attribué au Callovien, et même à la base de l'Oxfordien (Delfaud in Renault et al., 1978). En réalité les calcaires à Trocholines sont surmontés, dans la coupe au N d'Amiel, par une cinquantaine de mètres de «calcaires lithographiques» encore bathoniens : micrites de milieu marin calme, avec quelques passées de plus forte énergie, chargées d'oolites, de débris organiques et d'intraclasts.

Ces calcaires lités supérieurs ont en effet fourni à leur extrême sommet *Praekurnubia crusei* var. *corbarica*, Foraminifère défini dans le Bathonien supérieur des Corbières. Sur cet argument, la limite inférieure du Callovien se trouve repoussée vers le haut d'au moins 75 m par rapport à la limite choisie sur la carte géologique au 80 000 °.

#### E4 . Le sommet du Jurassique calcaire.

Absent en Grésigne, on l'observe à la périphérie nord-ouest du massif, avec une épaisseur maximale de 300 m. Son étude précise reste à faire. Il s'agit de la partie supérieure des «calcaires lithographiques» (Callovo-Oxfordien ?) puis des «calcaires en dalles de Septfonds» (Oxfordien supérieur ?) enfin des calcaires marneux et marnes de Carême à *Exogyra virgula* (Kiméridgien basal).

Le terme inférieur, à Polypiers, affleure bien sur le causse d'Anglars ; il est responsable du grand abrupt dominant St-Antonin au S. Le terme moyen se verrait sur les causses du Bretou et de la Garrigue, au N de Penne. Le Kiméridgien inférieur n'affleure que sur le plateau à l'W de Casals.

Si l'on se dirigeait vers le NW on verrait se développer près de Cahors un puissant Kiméridgien-Portlandien marno-calcaire (environ 500 m) de mer ouverte mais peu profonde, à Ammonites (*Aspidoceras* à la base, *Gravesia* plus haut) et grands Foraminifères à la base, *Pseudocyclammina jaccardi* puis *Ps. virguliana*, *Anchispirocyclina* alias «*Iberina*» et *Feurtillia* tout au sommet). La barrière carbonatée du Périgord a en effet disparu, ce qui a permis aux faunes pélagiques d'envahir le Quercy avant le Kiméridgien supérieur.

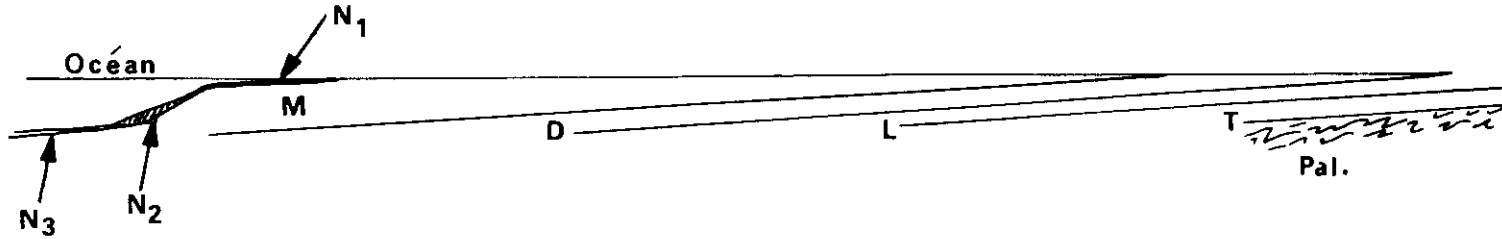


Fig. 12. — Situation de l'Aquitaine-Nord au début du Crétacé inférieur.

Dépôts lagunaires «purbeckiens» (N1) ; dépôts de bas de pente continentale en talus progradant (N2), passant à dépôts pélagiques (N3).

Plateforme carbonatée jurassique, émergée : M, Malm ; D, Dogger ; L, Lias ; T, Trias ; Pal., socle.

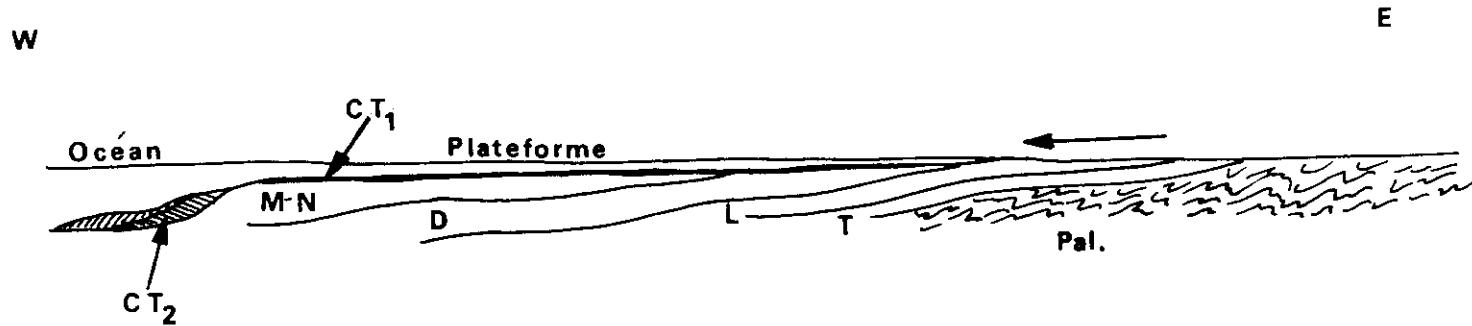


Fig. 13. — Situation de l'Aquitaine-Nord au Crétacé supérieur.

Dépôt du Cénomano-Turonien de plateforme (C-T 1) ou de talus progradant (C-T 2) au bas de la pente continentale. La flèche indique l'origine des sables crétacés.

Couverture mésozoïque ondulée avant le Cénomanién : Trias (T), Lias (L), Dogger (D), Malm-Néocomien (MN) ; Pal., socle primaire émergé.

## F — LES ÉVÉNEMENTS CRÉTACÉS —

On sait que la mer s'est retirée progressivement d'Aquitaine septentrionale, en se repliant vers l'W où l'on connaît dans les Charentes des dépôts saumâtres purbeckiens, du Jurassique terminal. Le retrait des mers épicontinentales du Malm correspond avec le premier stade significatif d'ouverture du golfe de Gascogne : des vases bathyales à Calpionelles se déposent le long de la pente continentale nouvellement créée (actuellement en mer) au Tithonique supérieur-Néocomien inférieur. Sur l'actuel continent, la mer du Crétacé inférieur ne subsistera que dans les sillons de l'Adour et de Parentis. Une longue phase d'érosion (de - 140 à - 100 M.A.) va modeler l'Aquitaine, émergée (fig. 12).

A l'aube du Crétacé supérieur, plus exactement **à partir du Cénomaniens, une large transgression marine** - manifestation locale d'un phénomène planétaire - noie le Sud-Ouest et submerge en particulier la plateforme nord-aquitaine (fig. 13). Celle-ci correspondait donc à **une surface d'érosion** : le sommet des calcaires jurassiques, raviné, conservait dans des pièges morphologiques les premiers dépôts sableux et ferrugineux de faciès «Sidérolithique». Cette surface recoupe obliquement les formations jurassiques, préalablement plissées.

Ainsi, **à la bordure du Massif central**, sur le méridien de Sarlat, on voit le Crétacé supérieur reposer du S au N sur des termes de plus en plus anciens : Portlandien au SW de Gourdon, Kiméridgien, Malm inférieur, enfin Dogger à l'W de Brive. Dans ce dernier secteur, quelque 800 m de calcaires jurassiques ont ainsi été érodés avant le Cénomaniens.

De même, **à la bordure sud du Quercy**, la série jurassique se relève symétriquement, en approchant du môle de Montauban, où le socle se trouve à faible profondeur. La série secondaire doit remonter du N (Kiméridgien inférieur) au S (Lias inférieur du sondage de la Française). La molasse oligocène, restée horizontale, prend cet ensemble en biseau. On peut même soupçonner que le basculement du Jurassique vers le N est antérieur au dépôt du Crétacé supérieur. Celui-ci est connu en deux secteurs au S du Lot : d'une part à l'affleurement autour de Montcuq, au SW de Cahors (nouvelles études de J.G. Astruc) ; d'autre part dans le sondage de Cauzac-Tulet, au NE d'Agen, qui a pénétré de 150 m dans le Crétacé supérieur.

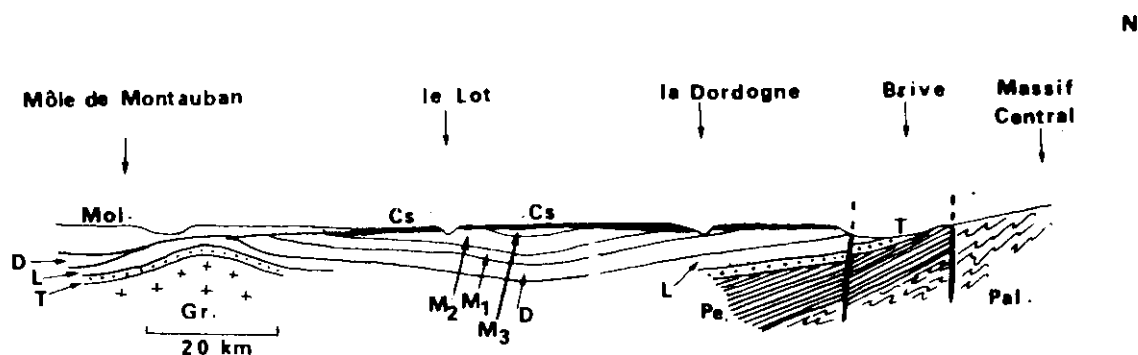


Fig. 14. — Le synclinorium anté-cénomaniens du Quercy.

Sur le Jurassique plissé reposent en discordances successives : le Crétacé supérieur (Cs) puis la Molasse tertiaire (Mol.). M3, M2, M1, Malm sup., moyen, inf. ; D, Dogger ; L, Lias ; T, Trias ; Pe, Permien, Pal., socle schisteux. Gr., granites hercyniens du môle de Montauban. Hauteurs exagérées 5 fois.

On arrive ainsi à reconstituer (fig. 14) **un large synclinorium du Quercy**, affecté d'ondulations de deuxième ordre, suivant la direction NW-SE (B.R.G.M., 1974, pl. 11). On peut également se demander si **l'inclinaison monoclinale du Jurassique au N de la Grésigne** ne date pas, pour une part, de cette époque crétacée. Ainsi se trouvent illustrées dans le N de l'Aquitaine les manifestations, peut-être compressives, de **la phase tectonique anté-cénomaniens**, loin au N des Pyrénées où l'importance de cette géodynamique a été abusivement sous-estimée au cours de ces dernières années.

Les dépôts épicontinentaux, sableux et calcareux, du Crétacé supérieur correspondent à tous les étages compris entre Cénomaniens et Maestrichtien, ce dernier étant conservé en Sarladais. Des faunes de Coralliaires, Rudistes et Huîtres traduisent la faible profondeur de la mer. Ses dépôts ont recouvert le Périgord, auquel ils

donnent son caractère, mais quelques témoins sont conservés largement au S du Lot, et cela sur des épaisseurs importantes. On peut donc soupçonner que les mers du Crétacé supérieur ont recouvert le S du Quercy, voire même la Grésigne, mais l'érosion anté-mollassique en aurait éliminé les traces.

Ainsi l'évolution continentale et la karstification majeure du Jurassique du Quercy-Grésigne n'ont pu commencer qu'après le retrait, définitif cette fois, de la mer crétacée.

### G – L'ÉVOLUTION CONTINENTALE DU QUERCY A L'ÉOCÈNE –

On se trouve ainsi, à l'aurore du Tertiaire, devant un paysage émergé dont la surface composite correspond au sommet des assises crétacées (Périgord) et à une surface d'érosion sub-aérienne (Quercy oriental et Rouergue). La mer éocène s'est repliée vers l'W, sur l'actuel emplacement de l'Atlantique, dépassant de peu la côte actuelle dans le Bordelais. Dans le S de l'Aquitaine, subsiste le long sillon marin pré-pyrénéen, dont l'histoire a commencé dès le Crétacé inférieur et qui s'approfondit de l'E (Minervois) vers l'W (pays Basque).

Ainsi la partie nord-est de l'Aquitaine est-elle sollicitée par une érosion active, remontant vers l'E et le N. Le Quercy est déblayé de la presque totalité de son Crétacé. Un intense modelé karstique affecte les calcaires du Dogger-Malm. Les dépôts tertiaires vont ainsi remplir ce karst (voir A. Cavallé *in* Renault et al., 1978), avant de le fossiliser (fig. 15).

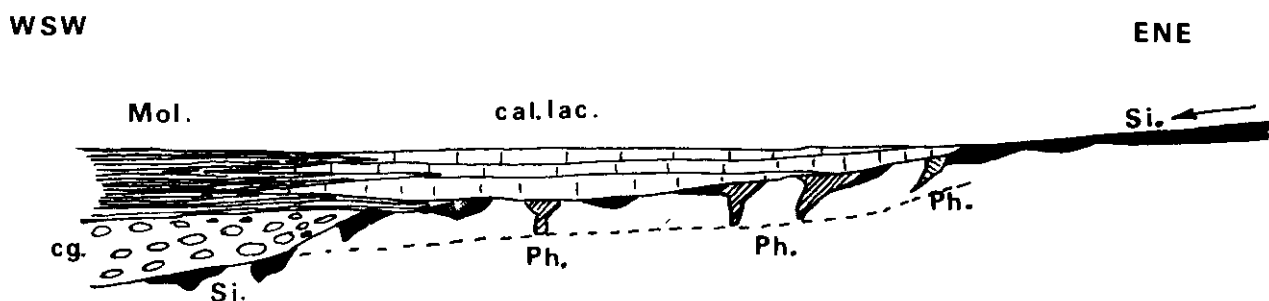


Fig. 15. — Formations tertiaires du Sud du Quercy et leurs relations.

Si, Sidérolithique ; cg, conglomérats éocènes de la Grésigne ; Ph, phosphorites ; Mol., mollasse de l'Oligocène-Miocène inf. passant à calcaires d'eau douce (cal. lac.). La flèche indique l'origine des détritiques du Sidérolithique. En tireté, niveau de base hypothétique ayant permis le creusement des gouffres à phosphates.

**Sidérolithique.** Des sols ferrallitiques (latéritiques) furent ainsi réalisés sous climat tropical, logiquement à la surface des terrains anciens du Massif central. La destruction de ces sols explique l'arrivée de fragments roulés (grenaille ferrugineuse) ou de véritables débris de cuirasse ferrugineuse, formant par accumulation ce que l'on nomme traditionnellement le Sidérolithique. Ces fragments d'hématite sont englobés dans des argiles et sables quartzeux rubéfiés, que l'on peut supposer provenir du substratum moins altéré des latérites, après destruction de celles-ci. Ces produits détritiques ont été (à l'Eocène inf - moyen ?) piégés dans le karst et dans des paléovallées entamant les calcaires jurassiques. Il ne semble cependant pas que le Lias calcaire montre les mêmes phénomènes, ce qui permet de penser que l'érosion ne l'avait pas encore sérieusement dégagé.

Le causse bajocien de Mespel, au N de Larroque, montre ainsi des poches d'argiles rouges à limonite pisolithique. De même, à la cote 154, au tournant de la route D664 au NW de St-Martin d'Urbens, à la base du Bathonien, des fissures remplies de marnes à grenaille ferrugineuse sont-elles fossilisées par des calcaires d'eau douce puis par des conglomérats éocènes de la bordure grésignole.

L'exploitation du *minerai de fer* des communes de Penne, Bruniquel et Puyelsi, conservé dans les poches du karst jurassique (Dogger et base du Malm), alimenta de 1796 à 1880 une industrie métallurgique locale, les forges de Bruniquel à Caussanus, depuis longtemps en ruines ; R. Granier vient d'en retracer l'histoire (*in* Revue du Tarn, 1978, p. 412-419).

**Phosphorites du Quercy.** Entre le Lot et l'Aveyron, elles remplissent des centaines de gouffres, parfois impressionnants par leur taille (voir la bonne mise au point de B. Gèze, 1938). Si le causse d'Anglars a été épargné, par contre les causses au NW de Penne ont révélé de telles poches à phosphates.

Il s'agit d'un mélange d'argiles rouges à limonite pisolitique, de sables et cailloutis (tous produits remaniés du Sidérolithique ?), de concrétions phosphatées drapant les calcaires des parois et de débris osseux de divers groupes de Vertébrés. Une Recherche Coopérative sur Programme du C.N.R.S. a récemment repris, six ans durant, l'étude de cette célèbre «faune des phosphorites» : il en résulte que le remplissage des cavités s'est échelonné de l'Eocène supérieur (Bartonien) à l'Oligocène supérieur (Stampien). Le climat devait être celui d'une savane herbeuse, peuplée d'animaux.

L'exploitation des phosphorites, essentiellement sur le causse de Limogne, a entraîné une intense mais très provisoire activité entre 1870 et 1914.

#### H — LE DÉPÔT DE LA MOLLASSE DE L'ALBIGEOIS ET DU BAS-QUERCY —

Le processus de karstification et le comblement du karst, soit par le Sidérolithique, soit par les phosphorites, supposaient une intense circulation des eaux à la surface et à l'intérieur des calcaires jurassiques. Ces phénomènes se sont développés à partir d'un niveau de base formé par le bas pays aquitain, W du Quercy et Albigeois, et cela de l'Eocène moyen (50 M.A.) au Miocène inférieur (25 M.A.). Dans cette large plaine d'inondation, doucement inclinée vers le NW, et reliée à la mer pelliculaire du Bordelais, se déposait «la molasse».

La cartographie et l'étude stratigraphique de la molasse ont été réalisées par Vasseur et par ses disciples Répélin et Blayac, avant que, plus récemment, F. Crouzel en Gascogne et A. Cavailhé en Quercy ne s'en préoccupent à leur tour. A. Vatan (minéralogie de la molasse), Ph. Mouline (travaux en cours sur la sédimentologie du golfe de l'Albigeois) y ont ajouté des données originales.

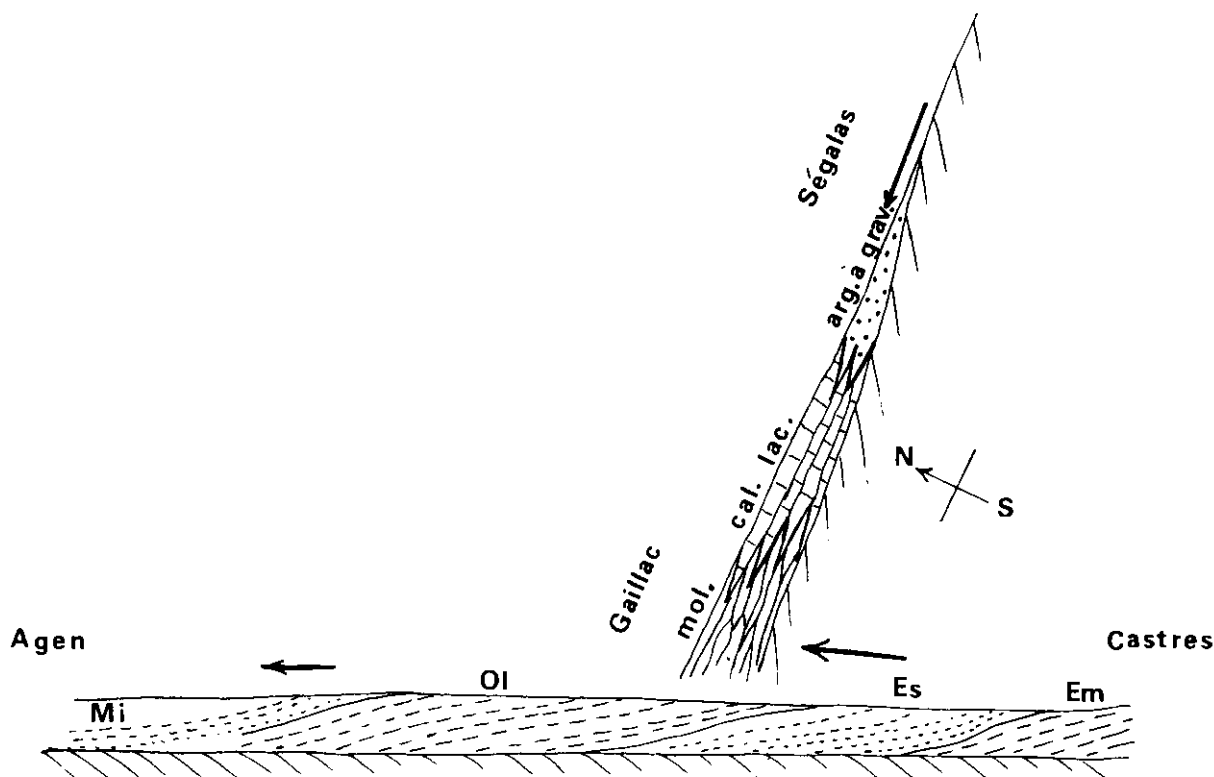


Fig. 16. — Relations entre les faciès de la molasse et progression de son dépôt.

Sur le substratum anté-tertiaire (en barré oblique), dépôts progadants de l'Eocène moyen (Em), supérieur (Es), de l'Oligocène (Ol), du Miocène inf. (Mi).

Coupe transversale, organisation des zones de faciès : argiles à graviers ; calcaires d'eau douce ; molasse marno-sableuse.

Les flèches indiquent le sens de déplacement des apports détritiques.

**Les caractéristiques essentielles de la molasse** peuvent être ainsi résumées (fig. 16) :

a) **Une zonation de faciès** s'observe parallèlement aux rives de la plaine d'inondation. On recoupe ainsi, en se déplaçant du NE au SW : une bande d'«argiles à graviers» frangeant le Massif central, dont proviennent ces détritiques ; une ceinture de 10-20 km de large, où se déposent des calcaires argileux d'eau douce, qui s'étalent entre Albi, Cordes et Castelnau-de-Montmiral ; plus au SW vient enfin la véritable molasse, mélange d'argiles, de calcaire et de sables, d'aspect compact, non stratifiée et très variable dans le détail.

b) Le matériel détritique de la molasse provient du **piedmont sous-pyrénéen** et s'étale en direction du NW en une sorte de delta. Les chenaux divagants, par lesquels les détritiques transitent, se dirigent parallèlement aux «rives» orientales, dont le «lac carbonaté» les sépare. Le transfert s'est ainsi effectué le long du glacis du Massif central et, plus au N, parallèlement à la «falaise» d'érosion taillée dans le Jurassique du Quercy. Parmi les graviers, certains ont une origine pyrénéenne certaine : on les suit jusqu'au SW de la Grésigne. On pourrait rechercher la source principale des limons dans le remaniement et l'oxydation des puissantes accumulations détritiques crétacées (Aptien à Sénonien) du versant nord des Pyrénées.

c) Le matériel carbonaté montre **des phénomènes d'altération pédologique**, sous forme de taches jaunâtres dans le calcaire clair : marmorisation de sols hydromorphes, liée à l'action d'une abondante végétation dans une plaine inondable, périodiquement asséchée.

d) Le dépôt de la molasse gagne de plus en plus vers le NW au cours des temps, par une espèce de **progradation continentale** : Eocène moyen dans le Castrais ; Eocène supérieur dans le centre de l'Albigeois ; Oligocène dans le NW de l'Albigeois et le bas Quercy, Miocène inférieur dans l'Agenais et en Gascogne.

→ **L'épaisseur de la molasse** varie suivant les régions. Au NE de la Garonne, **dans l'Agenais et le Bas-Quercy**, elle est faible : de 100 à 350 m. Le mouvement ascensionnel du môle de Montauban semble s'interrompre avant le dépôt de la molasse qui a son aplomb : mesure 193 m au sondage de la Française

Au SW du cours inférieur de la Garonne l'épaisseur augmente rapidement, par affaissement du centre de l'Aquitaine le long de la «flexure celtaquitaine» que nous avons déjà vu fonctionner au Trias. **Entre la Grésigne et la Montagne Noire**, le «golfe de l'Albigeois» correspond à une avancée vers l'E du «lac» de la molasse. La surface de base de celle-ci paraît correspondre à un ancien glacis, incliné vers l'W. Globalement les épaisseurs connues par sondages s'accroissent de l'E vers l'W : 275 m à Graulhet, 700 m à Lavaur et 768 m à Buzet-sur-Tarn, 450 m à Blagnac. Ce dernier chiffre exceptionnel correspond à un ombilic d'accumulation, le «synclinal de Toulouse» où le taux de sédimentation peut dépasser 100 m par M.A.

#### H LES STADES DE LA TECTONIQUE TERTIAIRE

La molasse aquitaine dans son ensemble repose en discordance systématique sur les terrains antérieurs jurassiques (Quercy), permio-triasiques (Grésigne), primaires (Albigeois). Même en faisant la part des mouvements du Crétacé moyen, l'essentiel de la tectonique, ayant déformé l'ensemble allant du Permien au Jurassique supérieur, a dû se produire de l'Eocène inférieur à l'Eocène supérieur, comme dans les Pyrénées.

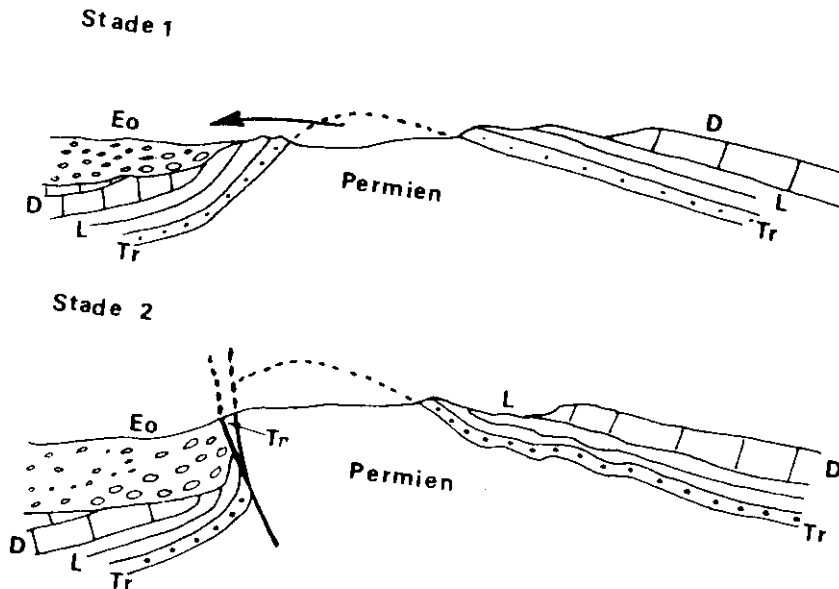


Fig. 17. — Stades de formation du pli de fond de la Grésigne.

Tr, Trias ; L, Lias ; D, Dogger ; Eo, conglomérats éocènes.

1 . Un dépôt syn-tectonique, ou plus exactement syn-orogénique, celui des «*conglomérats de la Grésigne*» (fig. 17), révèle la profonde érosion du pli de fond en train de se former. Ces formations, d'une épaisseur d'au moins 200 m, frangent le bord méridional de la Grésigne sur une largeur n'excédant pas 5 km, s'amenuisant vers le NW (Bruniquel) et vers le NE (Vindrac). Elles sont constituées de fragments centimétriques à décimétriques, généralement anguleux, englobés dans une matrice plus finement détritique ; des horizons bréchiques grossiers alternent avec des niveaux de fins cailloutis. Au SE, entre Tonnac et Ste-Cécile-du-Cayrou, comme au SW autour de Puycelsi, ces conglomérats se sont surtout nourris de fragments calcaires du Lias et du Dogger. Au S par contre, entre les deux secteurs précédents, le Permien rouge et les grès triasiques dominent, surtout au sommet de la formation. Ceci prouve que le dôme de Grésigne était alors pour l'essentiel formé et creusé par l'érosion, comme il l'est actuellement. Le pli était déjà dissymétrique puisque la décharge détritique est localisée au flanc sud.

La plus grande partie du Jurassique, du Trias et une bonne part du Permien qui manquent sur l'actuel pli de fond sont à rechercher dans cette accumulation d'environ 20 km<sup>3</sup> de débris, réalisée probablement en un temps très bref.

Inversement, l'absence de conglomérats à la base du Tertiaire autour du môle de Montauban, plus à l'W, milite en faveur d'un âge plus ancien, méso-crétacé, pour cette voûture anticlinale (voir plus haut).

*Les rapports des conglomérats de la Grésigne et de la molasse marno-calcaire* (fig. 18) ont fait l'objet de deux interprétations : pour F. Ellenberger (1937) et les auteurs qui l'avaient précédé, les deux faciès s'indentaient et étaient contemporains. Depuis M. Durand-Delga (1943), la tendance est d'admettre au contraire qu'ils se succèdent, la molasse «oligocène» jaunâtre surmontant les conglomérats «éocènes» rouges : le fait est d'ailleurs observable au SE de Puycelsi, près du village de Lacapelle.

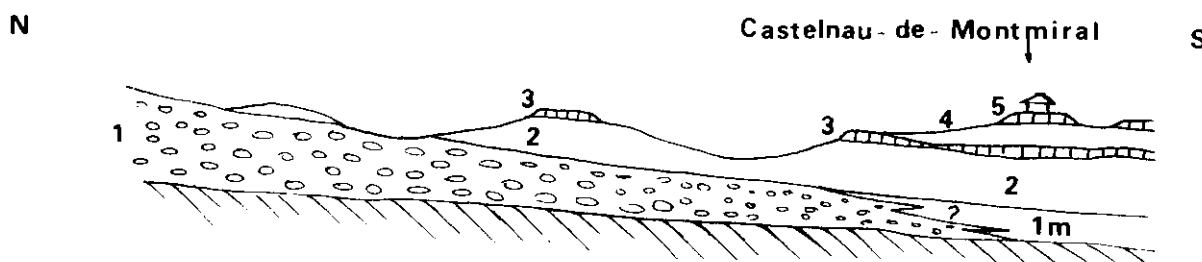


Fig. 18. – Rapports théoriques entre conglomérats de la Grésigne et molasse de l'Albigeois.

1, conglomérats éocènes ; 1m, passage de 1 à une hypothétique molasse ; 2 et 4, molasse marno-sableuse oligocène ; 3 et 5, calcaires d'eau douce de Cordes (3) et de Montmiral (5), s'indentant dans la molasse oligocène.

2 . C'est dans un *second épisode tectonique* (fig. 17) que le dôme de Grésigne, préalablement amené en hauteur, se renverse à sa bordure sud et sud-ouest, en chevauchant les conglomérats et leur substratum (Dogger-Lias), le long de l'accident sud-grésignol et de sa prolongation dans la basse vallée de la Vère.

Tout se passe comme si le bloc Grésigne-Quercy, limité par les deux systèmes de fractures de Villefranche (NNE) et de la Vère (NNW), avait coulissé en force vers le S entre ces accidents. Ceux-ci auraient donc valeur de décrochements sénestre (Villefranche) et dextre (Vère). L'allure générale est celle d'une petite «virgation forcée» au sens d'Argand.

Les deux compartiments encadrant la Grésigne - le Rouergue à l'E, le môle profond de Montauban à l'W - n'étaient pas au même niveau. Le premier a toujours été nettement plus haut que la Grésigne : de ce côté aucun chevauchement n'accompagne le coulissage. Par contre le môle de Montauban apparaît, au Tertiaire, comme affaissé par rapport à la Grésigne, et la sédimentation paléogène s'y localise. De ce fait la contrainte maximale éocène, dirigée NNW-SSE, entraîne, outre le coulissage le long du réseau de la Vère, le chevauchement sud-grésignol et de la Vère. Peut-être le jeu en décrochement dextre des failles E-W des Abriols et de Vaour, dont la direction est oblique par rapport à la poussée du NNW vers le SSE, est-il également lié à cette phase.

L'orientation NNW-SSE de la poussée tectonique à l'Eocène est basée sur l'orientation générale du pli de fond de la Grésigne et sur celle des petits plis, déjetés au SSE, que l'on observe sur son flanc nord. Cette orientation de la contrainte principale peut aussi être déduite de l'orientation des deux grands réseaux de fracture, N-20 ° E (Villefranche) et N-130 ° E (Vère), dont la bissectrice de l'angle aigu est orientée N-165 ° E : bien entendu cet argument ne vaut que si, comme il vient d'être proposé, ces deux réseaux sont décrochants et conjugués.

Ces considérations s'accordent avec les résultats d'une étude microtectonique effectuée dans le Quercy septentrional, surtout au N du Lot, par F. Arthaud et P. Choukroune. Celle-ci est basée sur l'analyse des microfractures, des fentes d'extension et des surfaces stylolitiques. Dans la zone examinée, les fractures, surtout N-20° E et N-120° E, que ces auteurs estiment formées avant la compression (on ne voit d'ailleurs pas pourquoi), auraient joué en décrochements conjugués, sous l'effet d'une contrainte maximale orientée NNW-SSE. La molasse oligocène au S de Cahors n'en montrant pas trace, ces auteurs estiment (comme on le propose depuis longtemps en Grésigne) que cette tectonique «pyrénéenne» est d'âge éocène et liée à la tectogénèse finale des Pyrénées.

Il est intéressant de noter cette concordance entre la réflexion sur les grandes structures, de type Grésigne, et l'interprétation microtectonique.

**3 . Troisième phénomène, plus tardif et probablement post-oligocène** : le rejeu en distension des accidents précédents, sur une partie de leur tracé. Nous en trouvons de bonnes illustrations dans la faille de Maraval-Tonnac (avec inversion du rejet) et dans le système de la basse Vère. **La mise en relief de l'actuelle Grésigne est elle aussi post-oligocène** selon toute probabilité : elle est postérieure au dépôt des mollasses de l'Agenais et du Tolosan (Stampien-Aquitainien) et des calcaires d'eau douce - tels ceux de Cordes ou, plus haut, de Castelnaud-Montmiral - qui s'indentent avec elles.

Si la Grésigne avait, comme elle le fait maintenant, dominé le «lac de la molasse» de quelque 200 m, elle aurait certainement alimenté un cordon de brèches littorales, observable successivement à tous les niveaux. Ce n'est pas le cas. Il est en particulier remarquable que le pigment rouge, emprunté au Permien, et qui colore si intensément les conglomérats éocènes, n'atteigne pas la molasse oligocène : le contraste est saisissant de part et d'autre du cours de la Vère.

La surrection de l'actuel massif doit ainsi s'être réalisée après la sédimentation de la molasse, entre la fin du Miocène inférieur et l'époque actuelle. On ne peut pas exclure que le pli de fond grésignol se soit de nouveau légèrement bombé : mais cette montée serait liée, cette fois, au jeu (ou au rejeu) en extension des failles-limite du massif. Ainsi l'actuelle Grésigne présente-t-elle une allure en «horst partiel», relevé sur ses bordures sud-ouest, sud et sud-est, alors que, sur sa marge nord, elle se raccorde doucement au Quercy.

En même temps qu'intervenaient les phases tectoniques tertiaires, compressives à l'Eocène, distensives à l'Oligocène et au Miocène, **une surface d'érosion** tentait de se réaliser à la surface du Quercy, du Rouergue et, après l'Oligocène, en Albigeois. Dans la Grésigne elle-même, F. Ellenberger (1938) a ainsi pu définir une «surface de Vaour», reconnaissable aux environs des Abriols, de Vaour et de Roussayrolles ; doucement inclinée vers le N, elle s'y relie à la surface du causse d'Anglars.

Le bombement grésignol a plusieurs fois déformé cette surface irrégulière et composite. C'est à partir d'elle, en se fixant sur place, que les grands draineurs ont récemment encaissé leurs vallées (Lot, Aveyron, Tarn) de 100 à 200 m.

Le paysage actuel est en effet en grande partie commandé par le relèvement en bloc de la bordure sud-ouest du Massif central par rapport au centre de l'Aquitaine. On voit combien, même en milieu continental stable, le relief, s'il révèle certains traits anciens élaborés depuis le Crétacé, est surtout le reflet des événements quaternaires.



## BIBLIOGRAPHIE

- ARTHAUD F. et CHOUKROUNE P. (1972). — Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme nord-aquitaine. *Revue Inst. Fr. Pétr.*, 5, p. 715-732.
- ASTRE G. (1957). — Dislocation sous-molassique du Rabastinois. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 131-133.
- BOUROLLEC J., DELFAUD J., GAUTHIER J. et LENGUIN M. (1973). — Étude sédimentologique de la plate-forme carbonatée du Quercy, du Bathonien au Callovien. *Bull. Centre Rech. Pau (S.N.P.A.)*, vol. 7, p. 437-497.
- B.R.G.M., ELF-Re, ESSO-REP et S.N.P.A. (1974). — Géologie du bassin d'Aquitaine. Ed. B.R.G.M., 28 pl.
- BUGNICOURT D., DALBIEZ F., et DUFAURE Ph. (1959). — Contribution à l'étude du Paléozoïque nord-aquitain. *Bull. Soc. géol. France*, 7<sup>e</sup> s., t. I, p. 583-587.
- CARRÈRE M. (1963). — Sur l'âge et les conditions de sédimentation des formations détritiques de base de la série secondaire entre le Lot et l'Aveyron. *Mém. B.R.G.M.*, colloque Trias 1961, p. 321-338.
- CHÂTEAUNEUF J.J. et LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1974). — Stratigraphie et palynologie de l'Hettangien inférieur de la bordure sud-ouest du Massif central : région de Brive-la-Gaillarde. *Bull. B.R.G.M.*, 2<sup>e</sup> s., n<sup>o</sup> 1, p. 37-41.
- DELFAUD J. (1970). — Essais sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. *Actes Soc. linn. Bordeaux*, 175 p. (résumé thèse Doct. ès-Sc., 1969).
- DÉPÊCHE F. (1967). — Étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique inférieur et moyen des Causses du Quercy, région de Cajarc (Lot). *Thèse 3<sup>e</sup> Cycle Micropal.*, Paris.
- DURAND-DELGA M. (1958). — Sur les nodules du Trias et les lignites jurassiques de la Grésigne. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 93, p. 86-94.
- ELLENBERGER F. (1937). — Recherches tectoniques sur le massif de la Grésigne. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 71, p. 195-246.
- ELLENBERGER F. (1938). — Problèmes de tectonique et de morphologie tertiaire : Grésigne et Montagne Noire. *Ibidem*, t. 73, p. 327-364.
- FABRE J. (1971). — Contribution à l'étude du massif de la Grésigne. *Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Géol. Struct.*, Paris, 138 p., 1 carte au 25 000<sup>e</sup>.
- FABRE J. (1973). — Nouvelles données stratigraphiques, sédimentologiques et paléocéologiques sur le Dogger du massif de la Grésigne. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 109, p. 201-215.
- FERRAND J.M. (1963). — Contribution à l'étude des formations détritiques de la base de la série secondaire du Sud de l'Aveyron. *Mém. B.R.G.M.*, Colloque Trias 1961, p. 339-343.
- FOURNIER E. (1899). — Le dôme de la Grésigne. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n<sup>o</sup> 66, t. IX.
- GÈZE B. (1938). — Contribution à la connaissance des phosphorites du Quercy. *Bull. Soc. géol. France*, 5<sup>e</sup> s., t. VIII, p. 123-146.
- GÈZE B. (1954). — Sur la tectonique des Causses du Quercy. *Ibidem*, 6<sup>e</sup> s., t. IV, p. 453-466.
- GÈZE B. et CAVAILLÉ A. (1977). — Aquitaine orientale. *Guide géol. rég.*, éd. Masson, Paris, 184 p., 112 fig.

- GÈZE B., DURAND-DELGA M. et CAVAILLÉ A. (1947). — Cycles sédimentaires et épisodes tectoniques d'âge secondaire dans les Causses méridionaux du Quercy. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 224, p. 133-136.
- RENAULT Ph., GUILLOT P.L., LEFAVRAIS-RAYMOND A., DELFAUD J., SERONIE-VIVIEN M.(Mme), CAVAILLÉ A. et CLOTTES J. (1978). — Géologie du Quercy. Ed. Quercy-Recherche, Cahors, 112 p.
- SERONIE-VIVIEN R.M., MAGNÉ J. et MALMOUSTIER G. (1971). — Le Lias des bordures septentrionale et orientale du bassin d'Aquitaine. *Mém. B.R.G.M.*, Coll. Lias français, p. 757-791.
- THÉVENIN A. (1903). — Étude géologique de la bordure sud-ouest du Massif central. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 95, t. XIV.

## QUELQUES ASPECTS KARSTIQUES DES ABORDS DE LA GRÉSIGNE

par Claude BOU<sup>1</sup>

Les abords immédiats de la Grésigne et des autres satellites à noyau permien (Vaour et Marnaves) présentent des phénomènes karstiques liés à la présence de formations liasiques nettement calcaires ou dolomitiques. L'originalité de cette karstification, par ailleurs généralisée dans les Causses de Limogne, tient essentiellement aux conditions tectoniques réunies autour du massif permo-triasique jouant le rôle d'un socle imperméable dans la circulation des eaux épigées et hypogées.

Autant en surface qu'en profondeur, les phénomènes karstiques sont très limités en raison de la faible puissance des calcaires, et ils diffèrent nettement des aspects classiques qu'ils prennent dans les zones tabulaires jurassiques en bordure du canyon de l'Aveyron. Nous relèverons quelques différences entre les systèmes de la bordure méridionale de la Grésigne marqués par une topographie caractéristique, et la bordure septentrionale où les systèmes souterrains sont plus développés.

### LES ZONES KARSTIQUES MÉRIDIIONALES.

Trois zones limitées s'alignent dans les calcaires du Lias inférieur le long de la faille de Marnaves à St Salvy. Une vingtaine de dolines prenant le nom de *cloups* dans la région permettent de délimiter les calcaires à la surface. Elles ont un alignement NE-SW, et les plus importantes couvrent quelques hectares en bordure de la D 91 entre Tonnac et Brettes.

Deux systèmes hydrologiques ont été étudiés par les spéléologues d'Albi, Carmaux et Montauban.

1 . *Le système Janoye-Gabach* fut découvert et étudié en 1956 par le Spéleo-Club Albigeois. Les eaux de ruissellement de la grande doline située sous la ferme de Janoye se perdent dans des fissures colmatées en bordure de la dépression. La découverte d'une cavité descendant verticalement dans des éboulis et étroitement (ligue de Combes) permit de retrouver les écoulements réunis en profondeur sous la forme d'un petit ruisseau souterrain circulant sur 150 m vers le Sud-Ouest à - 30 m. Une coloration réalisée en 1957 restitua la fluorescence à la fontaine de Gabach 70 m en contrebas dans le ravin de Duèze.

2 . *Le système de Maraval* constitue un exemple classique remarquablement étudié par GÈZE (1937). Deux ravins, alimentant les ruisseaux St Guilhem et de Rieucourtet, atteignent un petit polje formant une dépression de 500 m de longueur couvrant une dizaine d'hectares. En période pluvieuse, 5 hectares sont fréquemment noyés pendant quelques heures, formant ainsi un petit lac à 320 m d'altitude.

Les eaux des deux ruisseaux se perdent dans des orifices distincts. Celui du Rieucourtet fut récemment désobstrué, mettant en évidence un puits construit qui fut réaménagé par les spéléologues et le propriétaire afin d'éviter les inondations. Une coloration réalisée en mars 1975 sur la perte du ruisseau St Guilhem ressortit 20 minutes plus tard à la plus grosse source du cirque de Maraval.

Une désobstruction menée par les spéléologues carmausins mit en évidence un regard sur le ruisseau souterrain de cette résurgence qui fut explorée sur 400 m jusque dans une grande salle d'éboulis située à l'aplomb des pertes.

La doline et le ravin de Salady témoignent de la circulation primitive du ruisseau de St Guilhem dans un cours épigé jusqu'à Maraval, le cloup constituant une des premières pertes. Il prit ensuite une direction subséquente au pied d'une petite cuesta liasique pour joindre une perte actuellement fossile. Une deuxième vallée sèche prolonge Rieucourtet et domine les pentes de Maraval où s'ouvrent quatre petites cavités, obstruées par des éboulis et des remplissages alluviaux (galets de grès, marnes vertes) parfois agglomérés dans des planchers de calcite. Ces cavités s'ouvrent entre 260 et 230 m d'altitude au-dessus de la résurgence qui est à 210 m. Les petites grottes de Maraval sont les anciens exutoires drainant les pertes du contact Trias-Lias.

---

1 . Professeur au C.E.S. Honoré de Balzac, Albi.

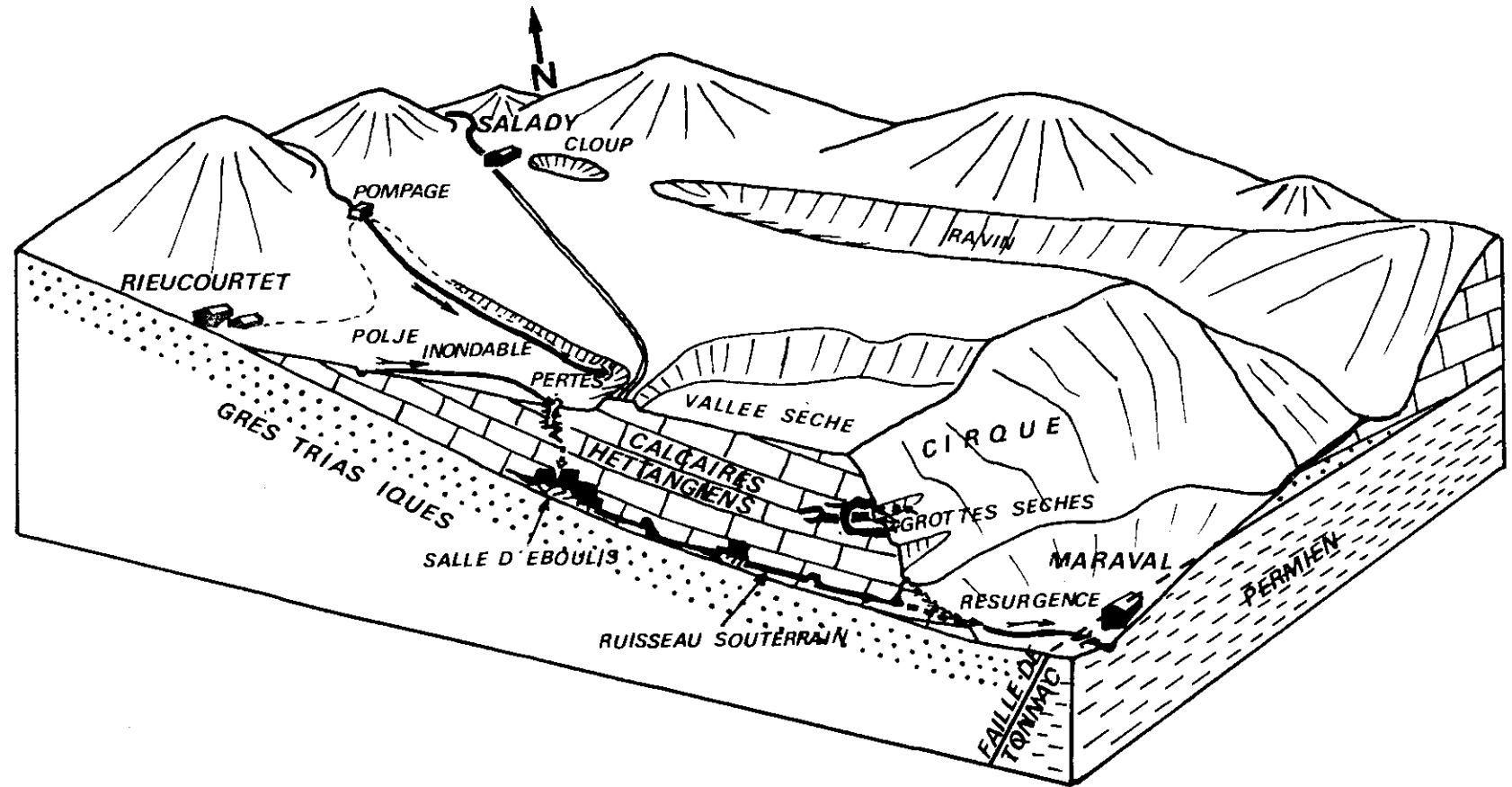


Fig. 19. — Le système karstique de Maraval.

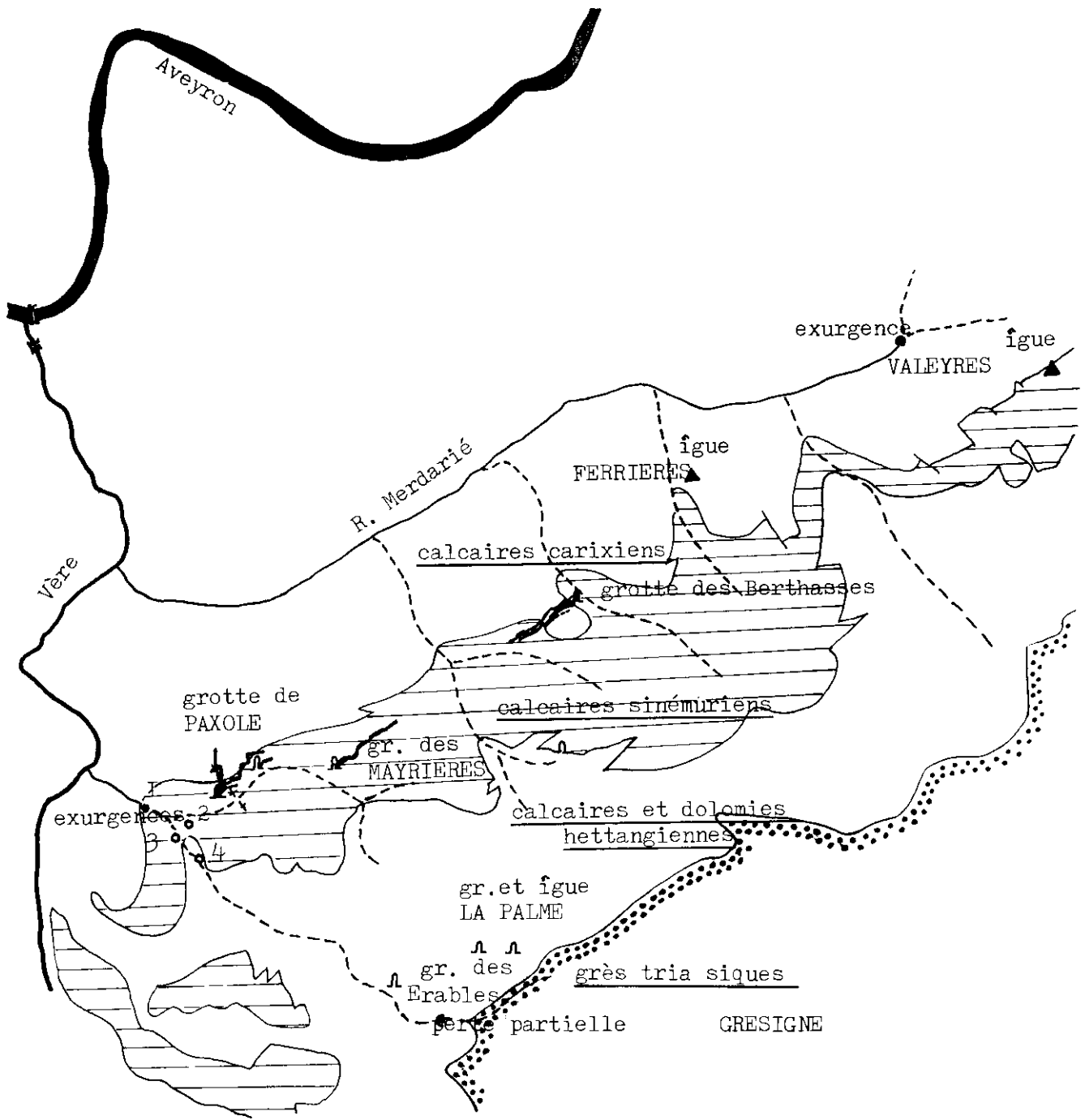


Fig. 20. — Cavités des calcaires sinémuriens du Nord-Ouest de la Grésigne.

3 . **Le petit plateau jurassique de Larroque-Mespel** est drainé par un réseau souterrain impénétrable qui émerge dans le village de Larroque. Une vallée sèche aboutissant aux falaises qui dominent le village est la seule zone cultivée sur le petit causse de Mespel.

### **LES ZONES KARSTIQUES EN BORDURE DE L'AVEYRON.**

Les ruisseaux conséquents se perdent partiellement dans les grands ravins des dolomies en plaquettes du Lias inférieur sur la retombée septentrionale des crêtes gréseuses. Les dolines et les cavités sont rares et de faible importance. Ces ravins traversent actuellement la cuesta sinémurienne avant d'affluer dans le ravin subséquent du ruisseau de Merdarié. La plupart sont des vallées à écoulement temporaire en période pluvieuse.

Les sous-écoulements karstiques se mélangent aux émergences de la nappe phréatique des alluvions d'un ancien méandre de la Vère pour alimenter le captage de Bruniquel dans la vallée des Mayrières. Après de fortes pluies, on distingue successivement la mise en charge de plusieurs émergence vers l'amont dans ce ravin habituellement sec.

De nombreuses cavités relativement importantes ont été explorées dans les calcaires lithographiques massifs du Sinémurien. Nous citerons les avens (appelés igues dans le Quercy) de Valeyres et de Ferrières qui présentent de remarquables puits cylindriques de 30 à 40 m de profondeur. Ce sont d'anciennes pertes des ravins conséquents. La grotte des Berthasses présente trois niveaux de galeries sur plus de 400 m dans une grande diaclase atteignant par endroits 25 m de hauteur. La grotte de Paxole, dans le ravin des Mayrières, est caractérisée par une topographie liée à un pli décamétrique, l'axe de la galerie principale traversant celui de l'anticlinal.

La grotte des Mayrières est une des plus anciennement connues de la région de Bruniquel. Ce n'est pourtant qu'en 1952 que des spéléologues albigeois découvraient sur les parois proches de l'entrée des peintures de l'Aurignacien moyen représentant deux bisons. Ce grand couloir de 300 m est une diaclase élargie avec des corniches sur 10 à 20 m de hauteur. Elle est partiellement colmatée par trois coulées stalagmitiques.

L'axe de ces trois cavités est orienté NE-SW, traduisant des écoulements subséquents souterrains dont les directions sont actuellement difficiles à définir. Les grands couloirs sont remplis d'alluvions contenant une riche faune quaternaire insuffisamment étudiée dans les gisements (*Ursus spelaeus* en particulier). Les entrées sont remplies par des éboulis cryoclastiques des pentes qui dissimulent ainsi de nombreuses grottes de la région.

## EXCURSION GÉOLOGIQUE EN GRÉSIGNE

par René Cubaynes <sup>1</sup> et Michel Durand-Delga

### Parcours

Gaillac, Castelnau de Montmiral, Le Verdier, Vaour, Penne, Bruniquel, Puycelsi.

### Documents.

Carte Michelin n° 79

Feuille géologique de Montauban au 1/80 000<sup>e</sup>

Photographies aériennes 2141-2241 n° 80, 81 et 82.

L'excursion se déroule dans trois régions naturelles (fig. 2) :

- le massif ou anticlinal permo-triasique de la Grésigne ;
- le revers nord du dôme de la Grésigne et les marges des causses jurassiques du Quercy ;
- les coteaux mollassiques du Gaillacois.

L'itinéraire choisi (fig. 21) souligne la succession stratigraphique des séries sédimentaires et permet toute corrélation avec l'exposé qui précède. Il sera chaque fois renvoyé aux pages et aux figures qui développent les observations lithostratigraphiques et sédimentologiques, et qui permettent une reconstitution paléogéographique d'ensemble.

Une bonne journée serait nécessaire pour effectuer avec profit la totalité de cette excursion. Il convient donc, si le temps est limité, de faire un choix en fonction de l'objectif recherché. Ainsi : les arrêts 1, 4, 8, 9 et 17 donnent une vue d'ensemble ; les arrêts 7, 10, 11, 12 et 13 mettent en évidence la succession lithostratigraphique ; les arrêts 6, 11, 15 et 16 soulignent les phénomènes tectoniques essentiels.

### ITINÉRAIRE

De Gaillac, établie sur la plaine alluviale quaternaire du Tarn, jusqu'aux abords sud de la Grésigne, la route parcourt les terrains tertiaires du «Golfe de l'Albigeois» (cf. p. 27 - 29) :

- **les mollasses oligocènes**, complexe marno-sableux continental dont les couches irrégulières sont restées subhorizontales, site du vignoble du Gaillacois ;
- **les calcaires d'eau douce** à faciès «côtiers», s'indentant au sein de ces mollasses en plusieurs niveaux dont l'un porte Castelnau-de-Montmiral.

#### Arrêt n° 1

##### Panorama de Castelnau-de-Montmiral

Ce premier arrêt est indispensable. Il est consacré à la présentation de l'excursion et à la mise en place des régions naturelles dans le paysage (fig. 22).

Castelnau-de-Montmiral est une bastide du XIII<sup>ème</sup> siècle qui couronne une butte-témoin du niveau le plus récent des calcaires oligocènes de la région (alt. 290 m). En montant vers la place du Monument aux Morts, une falaise permet d'observer, sous les anciens remparts, divers aspects de la sédimentation de ces calcaires d'eau douce, roses ou blancs :

- stratifications obliques ;
- discordances intraformationnelles ;
- ravinements ;
- «marmorisation» (ces filets ou lits clairs dans la roche plus colorée résultant d'actions pédologiques synchro-sédimentaires).

---

1 . Professeur agrégé au Lycée Lapérouse, Albi.

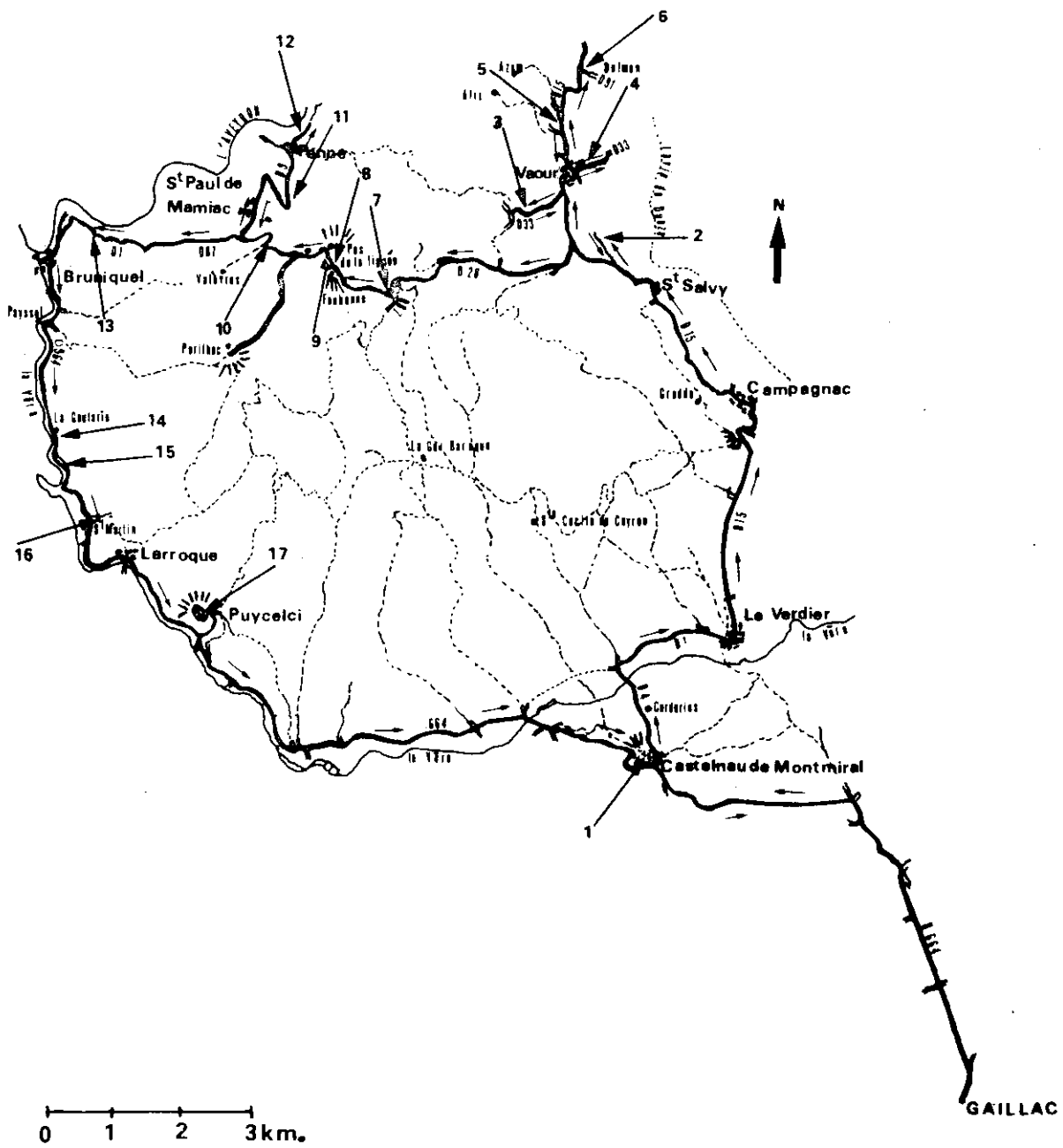


Fig. 21. — Itinéraire de l'excursion en Grésigne.  
 Numéros fléchés, 1 à 17 : principaux arrêts. Petites flèches, sens de l'excursion. Traits en éventail, panoramas.



De l'éperon occidental du bourg où il était bâti le château des vicomtes d'Armagnac s'offre un large panorama vers le Nord (fig. 18 et 22). Si le temps est dégagé, nous pouvons reconnaître :

- 1 — A l'horizon, à l'Ouest et à l'extrême gauche, une carrière de calcaires est creusée dans le Jurassique moyen, sur la retombée ouest du dôme de Puycelsi. Une surface d'érosion plane (280 m) recoupe l'Oligocène, situé à gauche de la carrière, puis le Jurassique.
- 2 — De l'autre côté de la vallée de la Vère *u.1e crête boisée*, établie sur les grès triasiques, domine à l'Ouest et au Nord le cœur permien évidé du dôme de la Grésigne. Tout à fait à **droite** du panorama, le relais de télévision de l'Arbre de la Plane (523 m) apparaît au point culminant du massif de la Grésigne, sur les grès triasiques.
- 3 — En avant, une rupture de pente souligne **la fracture sud-grésignole**, le long de laquelle le dôme permien chevauche les conglomérats éocènes. La limite des cultures et un alignement de fermes matérialisent ce contact anormal.
- 4 — Plus près de nous, au Nord de la vallée de la Vère, des croupes rougeâtres correspondent aux conglomérats éocènes, engendrés par la destruction du dôme en cours de formation. Franchement rouges en direction du NW et du N, ces conglomérats apparaissent plus clairs au NE, entre Ste Cécile-du-Cayrou et Campagnac.
- 5 — Au pied de Montmiral, dans les mollasses ocre-jaune s'intercalent quelques niveaux de calcaires lacustres, comme ceux qui portent le château de Fezembat.

De Castelnaud-de-Montmiral, la D4 descend vers la vallée de la Vère. Avant de l'atteindre, à l'altitude 200 m, une mince intercalation de calcaire lacustre forme le ressaut sur lequel est construit le château de Cor-duriès.

Nous remontons la Vère (alt. 170 m), dont le cours a été récemment régularisé, jusqu'au Verdier. De là, vers le Nord, la D15 nous conduit vers Campagnac en suivant le ruisseau de Vervère : ses alluvions et donc celles de la Vère sont rouges, cette coloration résultant du remaniement du Permien du dôme de Vaour. Plus nous allons vers le Nord, plus le faciès calcaire envahit la mollasse.

Au bout de 4 km en ligne droite apparaissent les collines de Campagnac. Nous abordons **le talus détritique éocène** de la Grésigne dont la teinte rougeâtre (ici des «argiles de décalcification») est peu accusée. La route monte vers Campagnac. Au-delà du village (vers 360 m d'altitude) une surface d'érosion plane s'est formée sur les conglomérats éocènes. Ces derniers sont bien visibles un peu au-delà du kilomètre 8 : cailloutis à éléments centimétriques à décimétriques de Lias calcaire dans un ciment rougeâtre.

Plus loin, au départ d'une route qui file à gauche vers Graddé, un coup d'œil vers l'Ouest permet de localiser **la faille de St-Salvy** : elle détermine, à environ 1 km, un collet entre le Trias sur lequel est bâtie la ferme de Caquioul à droite et le Lias moyen d'une colline arrondie (cote 401) au Sud.

#### Arrêt n° 2

Au Nord de St Salvy : le contact Trias-Permien

La faille de St Salvy se prolonge vers l'Est et coupe notre route au NW de St Salvy. Au carrefour du kilomètre 6, le Trias gréseux, au Nord, bute contre les conglomérats éocènes qui viennent, au Sud-Ouest, surmonter le Lias calcaire (carrières). Cette faille, à tendance inverse, limite au Sud le dôme de Vaour (fig. 5).

Nous quittons la D15 et nous empruntons une piste en terre vers le Nord (juste après la borne n° 6 nous passons entre deux gros chênes).

Nous dépassons une maison en ruine ; un **panorama vers le Nord** montre l'amphithéâtre permien du dôme de Vaour dominé par le Trias gréseux. A notre droite, au Sud donc, la faille de St Salvy tronque ce dôme : nous la suivons des yeux, au-delà du ravin de Duèze ; elle sépare les bois implantés à gauche sur le Trias et les cultures développées sur le Lias, à droite. La ferme de Janoye est située tout près du contact.

Nous traversons en sous-bois **le Trias**, plongeant vers le SW, de la retombée du dôme de Vaour. Il s'agit là de son terme inférieur : des bancs gréseux, diversement colorés, s'intercalent dans des pélites et passent vers la base à d'épaisses argilites noires, datées du Keuper inférieur à moyen par la palynologie.

A 500 m de notre point de départ, ces argiles ravinent leur **substratum permien**, fait de pélites feuilletées d'une couleur rouge-violacées (p. 11).

Nous retournons à la route.

Vers Vaour, celle-ci reste d'abord sur le Trias gréseux (partie supérieure du Keuper), puis passe sur le Trias marno-carbonaté (partie moyenne) et revient sur le Trias gréseux.

Nous sommes sur l'ensellement N-S qui sépare le Permien du dôme de Vaour de celui du dôme de la forêt de Grésigne. Les couches plongent de 10 à 20 ° vers l'WSW et marquent ainsi la retombée du dôme de Vaour.

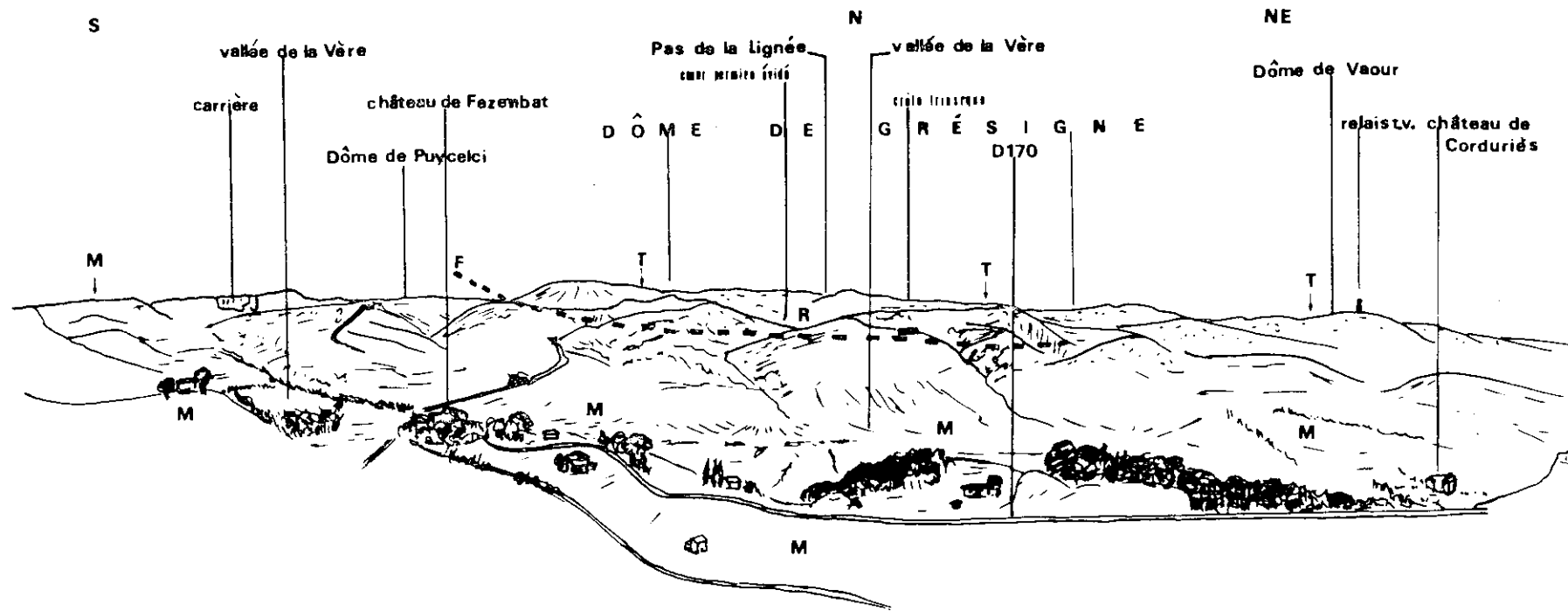


Fig. 22. — Panorama de Castelnau de Montmiral vers la Grésigne.

R, Permien ; T, Trias ; J, Jurassique ; M, Eo-Oligocène indifférencié. F : le tireté fort signale l'emplacement approximatif, dans le paysage, du chevauchement sud-grésignol.

Entre le carrefour de la D28 (vers Bruniquel) et le village de Vaour, la route suit maintenant le contact entre les grès du Trias, à droite, et la base du Lias carbonaté, à gauche. Un chapelet de dolines peu profondes souligne ce contact.

Arrêt n° 3  
Sud-Ouest de Vaour : l'Hettangien carbonaté

Avant Vaour, nous prenons la D33 en direction de Penne : nous passons au niveau d'une scierie puis à un petit carrefour marqué par une croix. Au-delà de ce carrefour, les dolomies hettangiennes (Hettangien inférieur), en plaquettes, s'enfoncent vers l'Ouest sous **des «cargneules» vacuolaires** de l'Hettangien supérieur (p. 14-15).

Nous pouvons voir, 300 m plus à l'Ouest, la perte du ruisseau de Pauchou dans ces cargneules, sous la route.

Nous revenons vers Vaour. A l'entrée sud du village, une dépression E-W marque le passage de la faille décrochante de Vaour (p. 10). Cette faille met en contact, d'une part les grès triasiques qui forment au Sud la croupe de la Commanderie des Templiers, d'autre part les dolomies hettangiennes en plaquettes sur lesquelles est construit Vaour.

Arrêt n° 4  
300 m à l'Est de Vaour : le Trias gréseux

Nous prenons, à l'entrée de Vaour, la route D33 en direction de Cordes jusqu'à un transformateur situé juste à la sortie du village sur la droite ; nous y découvrons un nouveau **panorama** sur le cœur évidé du dôme permien de Vaour.

Dans le talus gauche de la route se succèdent **les termes supérieurs (grès-grossiers) et moyens (marnes gréseuses à lits carbonatés) du Trias**. Les couches plongent de 10 à 15 ° vers l'WNW (p. 13). La partie inférieure du Trias, que nous avons déjà examinée au Nord de St Salvy (arrêt n° 2)affleure mal ici. Quant au substratum permien, il se dégage au-delà du km 16 (à environ 450 m du transformateur).

Arrêt n° 5  
500 m au Nord de Vaour : l'Hettangien inférieur

Entre les carrefours des chemins d'Alix, puis d'Azam, la route entaille des dolomies en minces dalles. Les bancs dolomitiques, à passées pélitiques verdâtres, varient d'épaisseur et sont affectés d'ondulations.

A l'Est de la route, une grande doline matérialise la limite Trias-Lias.

Arrêt n° 6  
Le dolmen de Vaour

Vers le Nord, la route recoupe le Sinémurien calcaire jusqu'au dolmen, au carrefour des D15 et D9.

Du dolmen nous avons **une vue panoramique**, vers le Nord, sur la surface d'érosion du causse d'Anglars (Dogger-Malm inférieur).

De l'autre côté de la route, à l'Est du carrefour et en contrebas, une ancienne carrière est creusée dans les calcaires karstifiés en dalles du Lias inférieur. Cette carrière offre **un exemple de pli en genou** (axe WSW-ENE) : un anticlinal d'ordre métrique en dos de cuillère, suivi au SE par un synclinal faillé en chevron. Ce petit pli est déversé au SE (phase compressive).

100 m au Sud du dolmen, le long de la ligne électrique, une doline, actuellement très encombrée par la végétation, permet de retrouver un échantillonnage de blocs des divers termes du Lias marneux : c'est «l'accident du dolmen de Vaour» dont l'origine est discutée (p. 10).

Nous revenons vers Vaour et retraversons le village en suivant la D15. Au carrefour D15-D18, nous prenons la direction de Bruniquel, à droite. Cette route suit longuement le Trias gréseux de la retombée nord du dôme de la Grésigne : châtaigniers, fougères traduisent bien la nature siliceuse du sol.

Avant de traverser Haute-Serre, **un panorama**, au Nord, nous montre la surface d'érosion du causse d'Anglars (310 à 320 m d'alt.: la côte du Dogger domine le Lias marneux) et au-delà de l'Aveyron, invisible ici, des causses du Quercy. A droite, à l'horizon, le relais de télévision fiché sur le Trias gréseux domine le dôme de

Vaour ; en avant, au pied ouest du dôme, nous retrouvons le village et son ancienne commanderie. Au Sud, apparaissent les grès triasiques.

Nous traversons Haute-Serre. La route descend et la végétation masque le contact Trias-Permien.

#### Arrêt n° 7 Carrefour des D28-D87 : le Permien

Au carrefour des D28 et D87, le Permien apparaît : pélites rouge-violacé à faible plongement vers le Nord, recoupées par des diaclases verticales vers le NW et vers le NE, conjuguées.

#### Arrêt n° 8 Panorama de Fontbonne

En suivant toujours la même route D87, nous arrivons à la maison forestière de Fontbonne, située à la limite nord de la forêt. Le panorama s'étend vers l'Ouest et le Sud-Ouest sur le cœur permien du dôme de Grésigne, profondément creusé.

Ce cirque est limité au NW par les hauteurs des grès triasiques. A 5 km au Sud-Ouest, la croupe de Montoulieu semble, à tort, les prolonger vers la gauche : en réalité cette croupe correspond à un niveau conglomératique local dans le Permien (p. 11).

À gauche, et au Sud, ce relief s'abaisse fortement : la rupture de pente indique le passage de l'accident chevauchant sud-grésignol. Il place tectoniquement le Permien sur les conglomérats éocènes du dôme de Puy-celsi (p. 8 et fig. 4).

#### Arrêt n° 9 Panorama du Pas-de-la-Lignée

La route passe le Pas-de-la-Lignée. 50 m au Nord, après avoir traversé la cour de la ferme à droite, nous arrivons sur une esplanade herbeuse. De là nous jouissons d'une excellente vue sur le revers septentrional du dôme et sur la marge des causses du Quercy (fig. 23).

Au loin, la surface du causse de Limogne correspond à la pénéplaine, souvent attribuée au Paléogène, dans laquelle l'Aveyron a creusé ses gorges quaternaires. Cette surface semble se rattacher vers le Sud au dôme de Vaour (avec son relais de télévision bien commode comme point de repère) et au dôme de la Grésigne.

Les premiers plans montrent le plongement vers le Nord des couches triasiques et liasiques avec la petite côte due à la «barre à *Pecten*» qui passe à St-Pantaléon.

La côte principale du Bajocien forme le bord du causse d'Anglars, en avant duquel se situe la jolie butte-témoin de Plantade. L'ensemble des premiers plans, en creux, correspond au Lias tandis que vers le Nord, le village fortifié de Penne nous est caché par une croupe boisée.

Nous descendons en suivant toujours la D87 jusqu'au **carrefour de la route des Abriols**. Le panorama, vers le Nord, révèle l'entaille de l'Aveyron (alt. 110 m) qui sépare les causses d'Anglars à l'Est et de la Garrigue à l'Ouest. La même surface d'érosion les unissait, inclinée de l'Est (330 m) vers l'Ouest (270 m) soit 1,2 ‰.

Au NNE de ce point d'observation, une colline boisée descendant vers le Nord montre bien les couches du Jurassique (pendage 20-30° N) de la retombée nord du dôme de la Grésigne : Sinémurien et Carixien calcaires ; au-delà du Domérien marneux masqué, nous retrouvons la corniche du calcaire à *Pecten* avec la ferme de Bayès, la combe du Lias supérieur marneux, enfin la corniche boisée du Dogger.

Les amateurs qui pourraient revenir devraient emprunter **la petite route qui conduit vers Les Abriols et Périlhac**. 2 km après l'embranchement, à la maison forestière de Périlhac, un superbe **panorama** les attend : de la terrasse on découvre tout l'ensemble du dôme et de la forêt de Grésigne (fig. 24).

Les grès du Trias dessinent de l'Est au Sud toute la ligne d'horizon, interrompue seulement par les failles de St Salvy et de Lamothe. Vers le Sud, la faille sud-grésignole amène les terrains tertiaires au contact du Permien. L'horizon correspond alors, à gauche, aux calcaires oligocènes (Stampien) du causse d'Albi et, à droite, aux mollasses, sensiblement contemporaines, vers la forêt de Sivens.

Tout le cœur du dôme est évidé et correspond au Permien. Seuls quelques bancs gréseux plus durs restent en relief tout à fait au Sud, à l'extrême droite du panorama.

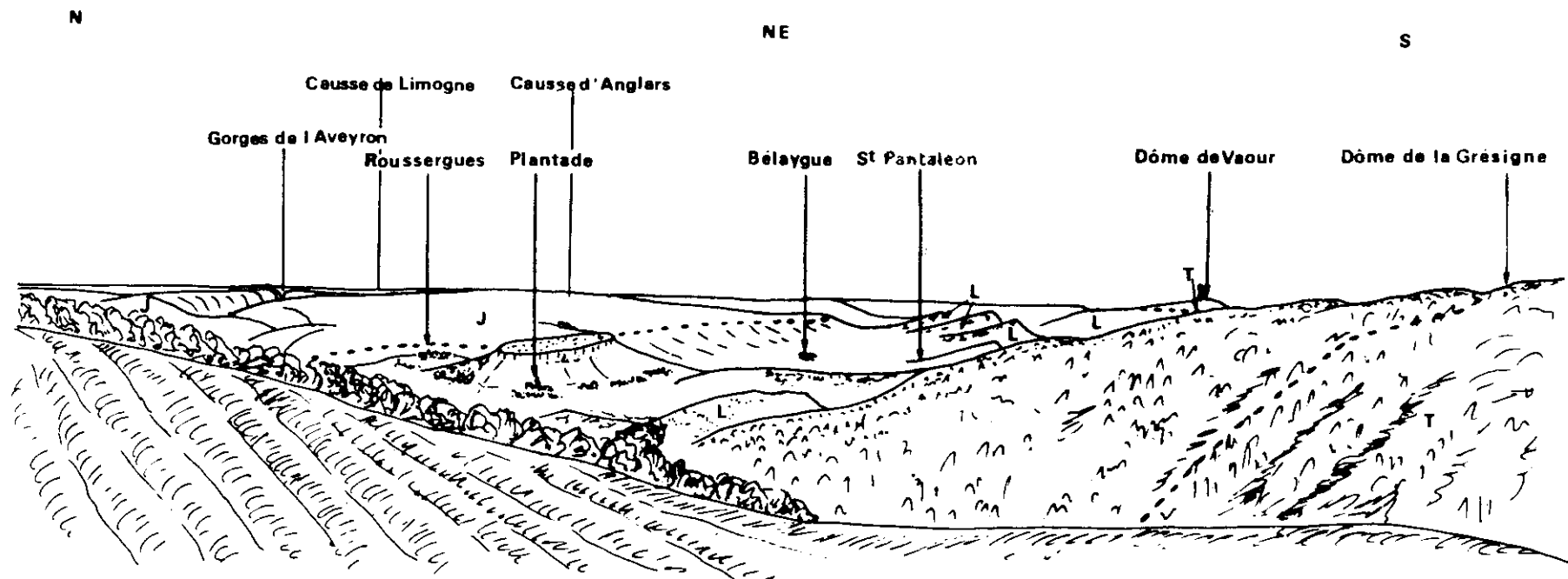


Fig. 23. — Panorama du Pas-de-la-Ligné en direction du Nord-Est.

T, Trias ; L, Lias ; J, Jurassique moyen (d'après B. Gèze et A. Cavailé, 1977).

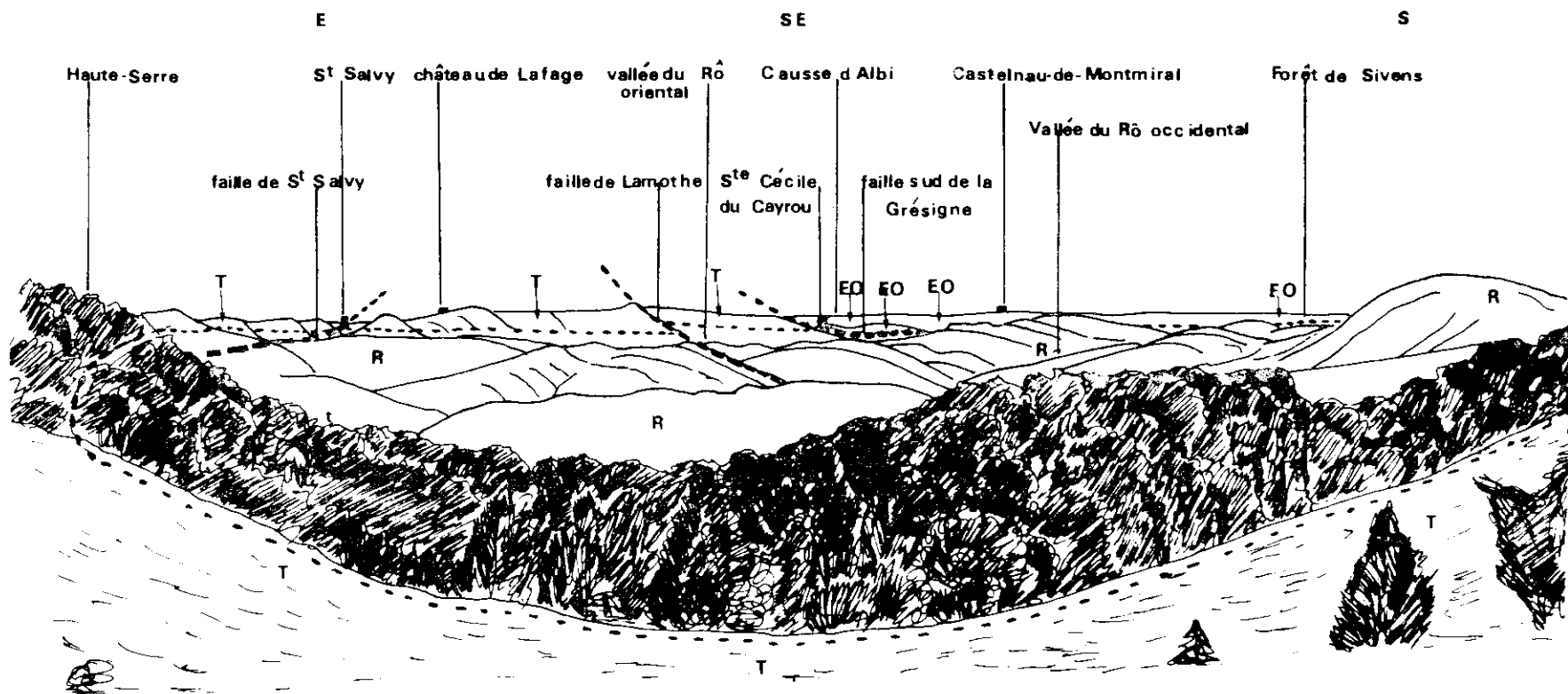


Fig. 24. — Panorama de la maison forestière de Périlhac, en direction du Sud-Est.

R, Permien ; T, Trias ; Eo, terrains éo-oligocènes. Les tirets légers marquent les contacts normaux. En traits forts, les fractures (d'après B. Gèze et A. Cavallé, 1977).

Arrêt n° 10  
SE de St Paul : le Lias marneux

750 m plus loin, le virage et le carrefour de Valeyres sont situés sur les marnes du Domérien inférieur dont le chemin de Valeyres, à l'Ouest, offrirait de bons affleurements. La barre de calcaires à *Pseudopecten aequivalvis*, ici très fossilifère, se découvre ensuite, plongeant vers le NW. Une petite faille, E-W, abaisse la lèvre nord de 10 m et fait affleurer les quinze premiers mètres du Toarcien marneux.

Au-delà du virage de la Farge apparaît un vallon herbeux E-W : le Toarcien marneux bute au Nord contre le Bajocien carbonaté, affaissé et portant l'ancienne église de Saint-Paul-de-Mamiac. Le jeu de cette faille, à regard nord, doit expliquer l'absence d'abrupt important à ce niveau.

Arrêts n° 11 et 12  
Penne : le Dogger inférieur et le Lias supérieur

A la sortie nord de St Paul, la surface structurale du petit causse bajocien de Magrou est inclinée vers le Nord.

Au-delà, la route décrit un virage à angle aigu puis descend vers le SE : elle recoupe ainsi les dolomies du Bajocien, surmontant l'Aalénien et le Toarcien supérieur à *Gryphaea sublobata*, marno-calcaires l'un et l'autre.

**Arrêt n° 11.**

A ce niveau deux flexures successives WSW-ENE (plis en genou d'ordre décarnétrique) à regard nord suggèrent une poussée du Nord vers le Sud, en relation probable avec la formation du pli grésignol.

Plus bas le vallon de Cap de Biou entaille le Lias supérieur marneux dominé par la butte-témoin bajocienne de Penne (ruines du château du XV<sup>e</sup> siècle : nous sommes ici sur une des anciennes frontières entre le Languedoc, devenu français, et la Guyenne, alors momentanément anglaise).

**Arrêt n° 12.**

Nous prenons la D9 vers Granier. Cette route entaille sur 5 à 6 m de hauteur et sur quelque distance, les marnes bleutées intercalées de bancs marno-calcaires du Toarcien moyen à *Hildoceras bifrons*.

Arrêt n° 13  
Nibausel : le Bathonien

Nous retournons à St Paul pour retrouver la D87 que nous suivons vers Bruniquel. Nous passons la borne départementale limitant le Tarn du Tarn-et-Garonne. Environ 1 km au-delà de cette borne, nous distinguons l'Aveyron.

A notre gauche, une suite de carrières en activité, exploitées pour l'empierrement et la construction, sont creusées dans les calcaires du Bathonien.

Le front de taille, haut de 15 à 20 mètres, montre des bancs dont l'épaisseur varie de 20 cm à 1 m et qui plongent de 15° vers le Nord. Dans ce Bathonien inférieur (p. 21) apparaissent des figures de stratifications internes (stratifications obliques) et des granoclassements.

Des traînées rouges horizontales et discontinues, des traces de karstification le long de certains lits et se reliant à des poches remplies de sables et d'argile, soulignent des phénomènes dont l'âge (Eocène ?) reste à établir.

La route descend vers Bruniquel et passe au-dessus des anciennes forges de Caussanus qui traitaient autrefois le fer du Sidérolithique (p. 26).

Elle rejoint la route D115 des gorges de l'Aveyron. On prend vers la gauche, en direction de Bruniquel. Au niveau d'une ancienne station du chemin de fer (utilisé par l'actuel tracé de la route), la faille offre une belle **coupe des marnes noires et marno-clacaires du Lias supérieur au Dogger inférieur** (p. 20) avec de nombreux fossiles.

Le pont de la Vère domine le confluent de la Vère avec l'Aveyron. Devant nous, le château de Bruniquel du XII<sup>e</sup> siècle est construit sur la falaise bajocienne (selon la légende ce château aurait été habité par la reine Brunehaut). Toute une série d'abris sous roche sont creusés à la base de l'abrupt bajocien. Ils ont livré diverses industries préhistoriques du Magdalénien moyen à l'Azalien.

Nous remontons à gauche, vers le Sud, la vallée de la Vère par la D 964, en direction de Puycelsi et nous la suivons jusqu'à 500 m au Sud de Payssel.

Les corniches du Bajocien dominant le Lias marneux sous lequel se dégage la barre calcaire du Domérien supérieur, recoupée au carrefour de Ferrières puis à la sortie sud de Payssel. Nous la voyons remonter sur la rive opposée de la Vère, formant une falaise qui monte de Belbèze vers St Pierre.

500 m au Sud de Payssel, le Lias marneux s'appuie sur le Lias inférieur carbonaté que la route entaille longuement (pendages 20 à 30 ° NNW). A hauteur d'une maison avec piscine nous pouvons nous retourner un instant pour discerner dans le paysage, au Nord, le Dogger (corniche), le Lias supérieur marneux séparé du Lias moyen par la «barre à *Pecten*».

En continuant notre route nous traversons successivement le Sinémurien calcaire puis sous lui les «carneules» de l'Hettangien (le contact s'effectue au km 20).

La faille de la Vère, masquée sous les alluvions quaternaires, sépare notre compartiment du Dogger calcaire, situé sur la rive opposée.

Quelques centaines de mètres plus loin, sur la gauche de la route, **des grèzes calcaires**, adossées au Lias carbonaté, sont exploitées comme gravillons. Ces grèzes sont des éclats calcaires enrobés dans un ciment argilo-carbonaté ; elles représentent des formations détritiques engendrées par l'éclatement des roches lors des alternances gel-dégel, en situation périglaciaire, puis de l'entraînement sur les pentes de ces débris, enfin de leur cimentation, lors des épisodes humides du Würm (?).

#### Arrêt n° 14 La Gauterie : le Bathonien à lignites

Nous traversons la faille de la Vère sous les maisons de la Gauterie, en atteignant ainsi le Dogger du compartiment occidental. Il s'agit de Bathonien inférieur sous un faciès spécial : calcaires en minces bancs, souvent marneux, à passées d'argiles ligniteuses, parfois chargées de gypse et de soufre secondaires, dérivant de pyrite (p. 21).

La coupe (fig. 25), en face de la chaussée de l'ancien moulin, montre la succession que voici :

- 1 — calcaires vacuolaires roses (Bajocien ?) ;
- 2 — argile ligniteuse (0,3 m) ;
- 3 — calcaires en bancs (4-5 m) ;
- 4 — argile ligniteuse (1,5 m), avec une galerie de recherche ;
- 5 — calcaire compact (0,7 m) ;
- 6 — argile ligniteuse verdâtre (quelques centimètres) ;
- 7 — calcaires gris sublithographiques (8-10 m visibles) en bancs, avec passée ligniteuse vers le haut ; puis au-delà d'éboulis ;
- 8 — calcaires marneux en plaquettes ;
- 9 — calcaires avec moules de Bivalves.

Plus au N, un repli anticlinal amène la réapparition des termes 3 à 7 :

- 10 — calcaires sublithographiques ;
- 11 — calcaire marneux (2 m) couronné par 0,5 m de **marno-calcaires à *Lamellibranchas*** (p. 23) ;
- 12 — **argile ligniteuse** (2 m) ;
- 13 — marnes, calcaire puis passée ligniteuse (1 m au total) ;
- 14 — calcaires en bancs, avec horizon ligniteux encadré de marnes grises.

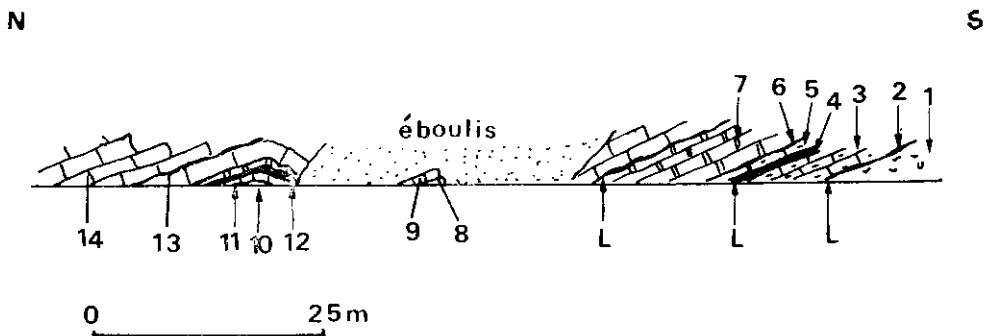


Fig. 25. — Coupe détaillée dans le Bathonien de la Gauterie, le long de la route D 964.

L, niveaux ligniteux. Les numéros correspondent à la description du texte ci-dessus (d'après M. Durand-Delga, 1958).



Arrêt n° 15  
S de la Gauterie : le chevauchement de la Vère

Nous restons toujours dans le Bathonien et nous nous arrêtons 500 m plus loin, juste après la limite départementale. A gauche de la route une ancienne carrière apparaît dans les calcaires en bancs, à lits siliceux (cherts) du Dogger, plongeant légèrement vers l'W.

Le long de la route ces bancs sont coupés en oblique par un contact anormal à 20° ENE, marqué par une brèche tectonique et des encroûtements ferrugineux. Au-dessus du contact nous découvrons une série renversée (fig. 6) :

- d'abord le Toarcien supérieur (pendage vers l'E),
- par-dessus ce Toarcien, vers l'E, la barre du Domérien supérieur (pendage 20 ° E, p. 9).

Des failles subverticales compliquent ce dispositif ; l'une d'elles se voit bien dans la petite carrière déjà citée, avec ses stries horizontales.

Cette série renversée témoigne d'un déversement des couches vers le Sud-Ouest.

500 m plus loin, à la cote 154, dans un virage aigu de la route, les calcaires bathoniens du compartiment occidental de la Vère sont karstifiés à leur sommet. Dans les poches apparaissent les calcaires argileux à cailloutis d'oxyde de fer (*Sidérolithique*), base du Tertiaire discordant.

Arrêt n° 16  
St Martin d'Urbens : le chevauchement de la Vère

Au-dessus de ces calcaires se développent, en direction de St Martin, *les conglomérats éocènes de la Grésigne*, riches en éléments de calcaires jurassiques noyés dans une matrice colorée (sortie sud de St Martin).

Nous nous arrêtons au niveau de la chapelle et regardons vers le Nord-Est en direction de la croupe du Puech de la Bouyssière. Nous y retrouvons la suite du chevauchement étudié lors de l'arrêt précédent.

Le Lias calcaire (fig. 6 et p. 9) forme le haut de la colline (bancs calcaires inclinés vers la droite) et surmonte tectoniquement les conglomérats de l'Eocène. Au bas de la pente, des grèzes rougeâtres quaternaires émerge un des bancs de conglomérats éocènes.

Nous continuons vers le Sud pour atteindre la terminaison nord-ouest du dôme de Puycelsi. Sous l'Eocène de St Martin, se dégage le Bajocien carbonaté, plongeant ici nettement vers le NW, dans *le défilé de Larroque*.

En dépassant ce village et en regardant à l'arrière, vers le Nord-Ouest, on voit la falaise bajocienne, aux teintes rougeâtres, intensément karstifiée (abris sous roche néolithiques), dominer les pentes herbeuses sur le Toarcien marneux. En progressant vers l'amont, le long de la Vère, la «barre à *Pecten*», subhorizontale, apparaît sous ce dernier : elle détermine une corniche boisée à notre gauche, tout près de la route, mais elle se voit surtout bien sur la rive opposée. Son affleurement marque *le cœur du dôme de Puycelsi*, dont le caractère surbaissé se manifeste ainsi.

La retombée sud-est de ce dôme peut être observée un peu plus loin, quand la route s'oriente brutalement vers l'E et que se découvre devant nous la butte de Puycelsi. En effet, sous les maisons du hameau de Pont-Bourquet, la «barre à *Pecten*» disparaît, en s'enfonçant vers le Sud-Est sous le Toarcien marneux.

Arrêt n° 17  
Panorama de Puycelsi

Cette butte-témoin de calcaires du Dogger inférieur (Aalénien-Bajocien) supporte la bastide des 14<sup>e</sup>-15<sup>e</sup> siècles. On gagne l'angle nord du mur d'enceinte, au voisinage d'une ancienne chapelle. Un beau panorama s'observe en direction du Nord (fig. 26).

1 . **Au Nord-Ouest**, se dégage la vallée de la Vère, que nous venons de suivre. De haut en bas, de part et d'autre de son cours, se distinguent la corniche du Dogger, le talus marneux du Lias supérieur et, tout en bas, la ligne boisée de la «barre à *Pecten*». A gauche de Larroque (défilé), cet ensemble plonge clairement vers le Nord-Ouest.

2 . **Au Nord**, plus près de nous, la dalle subhorizontale du Dogger domine le Lias marneux. Sa régularité est rompue par le passage de petites failles, orientées NW-SE. L'une d'entre elles (la plus à gauche, sur la fig. 26) se poursuit vers le bas et apparaît en travers du ruisseau de Layrolle (= l'Audoulou sur l'actuelle carte au 25 000<sup>e</sup>) : vers l'amont, ce ruisseau est immédiatement dominé par la «barre à *Pecten*», qui apparaît ici sous le

Toarcien ; la ferme isolée du Roc est bâtie sur ces calcaires. Vers la gauche, cette barre disparaît. La faille précitée a en effet provoqué sa descente sous le Toarcien, celui-ci seul affleurant vers l'aval du ruisseau. Un éboulis de calcaires du Dogger perturbe la régularité du versant.

3 . **Au Nord-Est**, toujours au-delà du ruisseau de Layrolle, le Dogger est surmonté par des conglomérats éocènes (une petite pinède marque leur emplacement) qui se relie vers le Nord-Ouest à ceux de Saint-Martin d'Urbens (arrêt 16).

L'ensemble Dogger-Eocène s'abaisse doucement vers l'amont du ruisseau et passe tectoniquement sous le Permien de la Grésigne : celui-ci détermine une haute croupe boisée, récemment exploitée, formant le revers sud du Montoulieu. Ce «*chevauchement sud-grésignol*» (p. 8) est la suite, ou plutôt le relais vers le SE, du «*chevauchement de la Vère*» observé aux deux arrêts précédents.

Quittant Puycelsi, la route redescend vers la Vère. 1 km au Sud du bourg, les prairies, établies sur le Lias, disparaissent sous la corniche boisée du Dogger. De celui-ci se détachent de gros blocs, visibles à gauche de la route.

On entre alors, d'une manière imprécise, dans *la couverture tertiaire*, entre les maisons de Rouquiès et de la Bouzague. Les conglomérats éocènes doivent s'appuyer là contre le Jurassique, et en particulier contre une paléo-falaise de Dogger.

La route D664 s'oriente vers le Sud-Est en remontant la Vère. Elle sépare à peu près les conglomérats éocènes de la Grésigne, à notre gauche, des mollasses ocre-jaune oligocènes, qui règnent sur la rive opposée.

On pourrait observer *ces conglomérats éocènes* immédiatement au-delà du carrefour de la route D14 vers Lisle-sur-Tarn, au niveau d'une stèle F.F.I. Ils sont ici très rouges, du fait du remaniement intense du Permien issu du cœur du dôme de Grésigne. Les fragments calcaires, ou gréseux, sont pour la plupart très anguleux.

A l'horizon, devant nous, on retrouve la butte calcaire de Castelnaud-de-Montmiral, où a débuté notre périple.

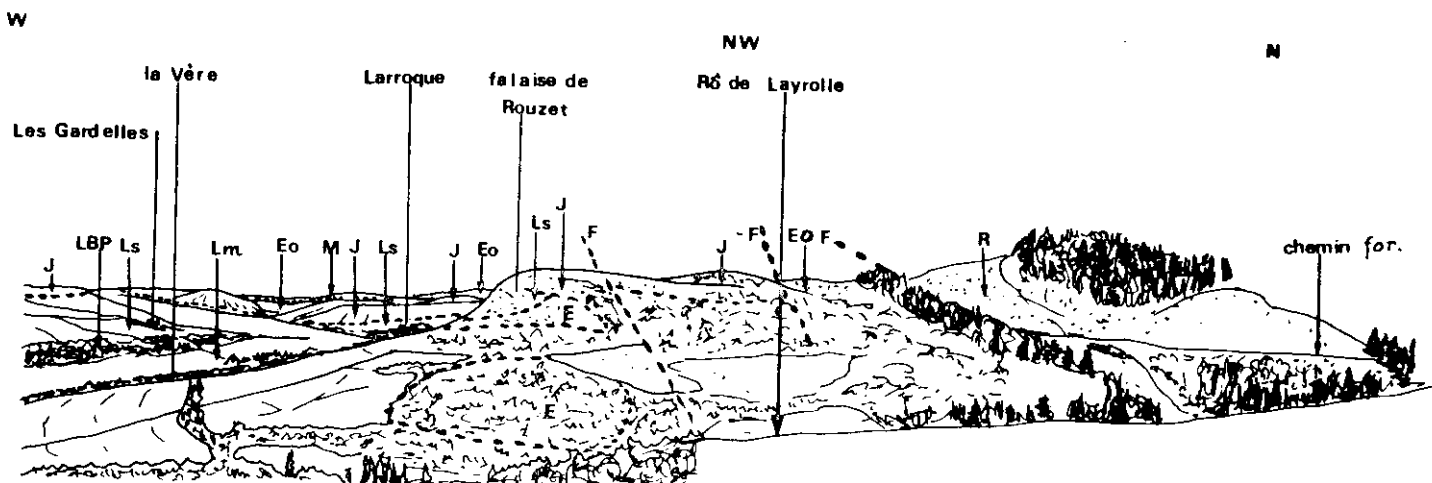


Fig. 26. — Panorama de Puycelsi vers le Nord-Ouest.

R, Permien ; Lm, Domérien inf. ; L BP, barre à *Pecten* du Domérien sup. ; Ls, Toarcien ; J, Dogger. Eo, conglomérats éocènes ; M, mollasse oligocène ; E, éboulis. F, Failles (la plus à droite correspond au chevauchement sud-grésignol). (d'après B. Gèze et A. Cavaillé, 1977, pour la partie gauche).