

**Les écailles :**

Sont très analogues dans les trois espèces. Très largement lancéolées, à base droite (*P. lobatum* et hybride) on légèrement échan-crée (*P. lonchitis*) très brusquement rétrécies en une courte extrémité caudée. Les bords ne portent pas de prolongements. Leurs cellules sont à parois très minces, jaune pâle, contenu incolore.

Les écailles du rachis, deltoïdes dans les trois espèces, à parois et lumière incolores, ont des bords munis de courts prolongements en ergot, tournés vers la face supérieure (Pl. 1, f. 3).

L'étude du *P. illyricum* et de ses parents nous a donc permis de décrire des structures très analogues, qui sont des caractères génériques constants, mais les détails anatomiques rapprochent beaucoup plus l'hybride du *P. lobatum* que du *P. lonchitis*.

**BIBLIOGRAPHIE**

- BERTRAND (P.) et P. CORSIN. — Comment l'examen d'une seule section transversale de la tige permet de comprendre l'organisation, l'ontogénie et la phylogénie d'une plante ancienne. *Ann. Sc. nat.*, 10<sup>e</sup> sér., XIX, p. 28, 1937.
- BÖWER. — The Ferns, Cambridge, 1923.
- CHRIST. — Die Farnekräuter der Schweiz, Berlin, 1900.
- DAVIE. — The pinna trace in Ferns. *Trans. Roy. Soc. Edimb.*, I, 1914.
- DUVAL JOUVE. — Etude sur le pétiole des Fougères, 1856-61.
- LACHMANN. — Contribution à l'histoire naturelle de la racine des Fougères, *Thèse, Lyon*, 1889.
- PARMENTIER. — Recherches sur la structure de la feuille des Fougères et sur leur classification. *Ann. Sc. nat.*, 8<sup>e</sup> sér., IX, 1889.
- POIRAULT. — Recherches anatomiques sur les Cryptogames vasculaires. *Ann. Sc. nat.*, VII<sup>e</sup> sér., XVIII, 1893.
- POSTHUMUS. — On some principles of the stelar morphology. *Rec. trav. bot. neerl.*, XX, 1924.
- On the systematical value of the stem anatomy in the Polypodiaceae. *Rec. trav. bot. neerl.*, XXIII, 1936.
- TARDIEU-BLOT (M<sup>me</sup>). — Les Aspléniées du Tonkin, *Thèse, Paris*, 1931.
- TARDIEU-BLOT (M<sup>me</sup>) et J. CHARTIER. — Etude anatomique du *X-Polysticum uliginosum*. *Bull. Soc. bot. France*, p. 250, 1936.
- THOMAE. — Die Blattstiele der Farne. *Jahrb. fi. wiss. bot.*, XVII, 1886.
- TRÉCUL. — Position des trachées dans les Fougères. *Ann. Sc. nat.*, 5<sup>e</sup> sér., X, 1869.
- WALTER. — Fougères de la région voségo-rhénane. *Bull. Ass. philom. Alsace et Lorraine*, IV, 1937.

## PROBLÈMES DE TECTONIQUE ET DE MORPHOLOGIE TERTIAIRES : GRÉSIGNE ET MONTAGNE NOIRE

Par François ELLENBERGER.

La bordure orientale de l'Aquitaine présente deux saillants principaux, promontoires élevés dominant brusquement les terrains nummulitiques : les massifs de la Grésigne et de la Montagne Noire. Ailleurs le Tertiaire est transgressif sur une bordure parfois assez inclinée, mais n'ayant pas les caractères d'une falaise, au sens commun du terme.

\* \* \*

### LE MASSIF DE LA GRÉSIGNE

#### LES FAITS TECTONIQUES

Le Massif de la Grésigne, dont j'ai déjà donné (ELLENBERGER, 1937) une description tectonique, est un accident structural important et complexe. C'est dans l'ensemble un brachyanticlinal à noyau permien et triasique, formant proue aux Causses jurassiques du Quercy au-delà de la terminaison de la faille de Villefranche (fig. 1)

1. **Les dômes.** — Ce brachyanticlinal est formé de dômes jumelés, ayant au NW une retombée commune, mais bien distincts au Sud et à l'Est, où ils sont affectés d'accidents importants. On a essayé de figurer (fig. 2) les courbes de niveau de la surface du calcaire à *Pecten aequivalvis* (Charmouthien sup.), hypothétiques en raison d'un certain dysharmonisme et surtout de l'état d'érosion des dômes avant les derniers mouvements du sol. Ce mode de représentation met en évidence les principaux caractères de ces dômes, surbaissés et dissymétriques, et à l'avantage d'évoquer un flux de matière, un écoulement, peut-être image de la réalité.

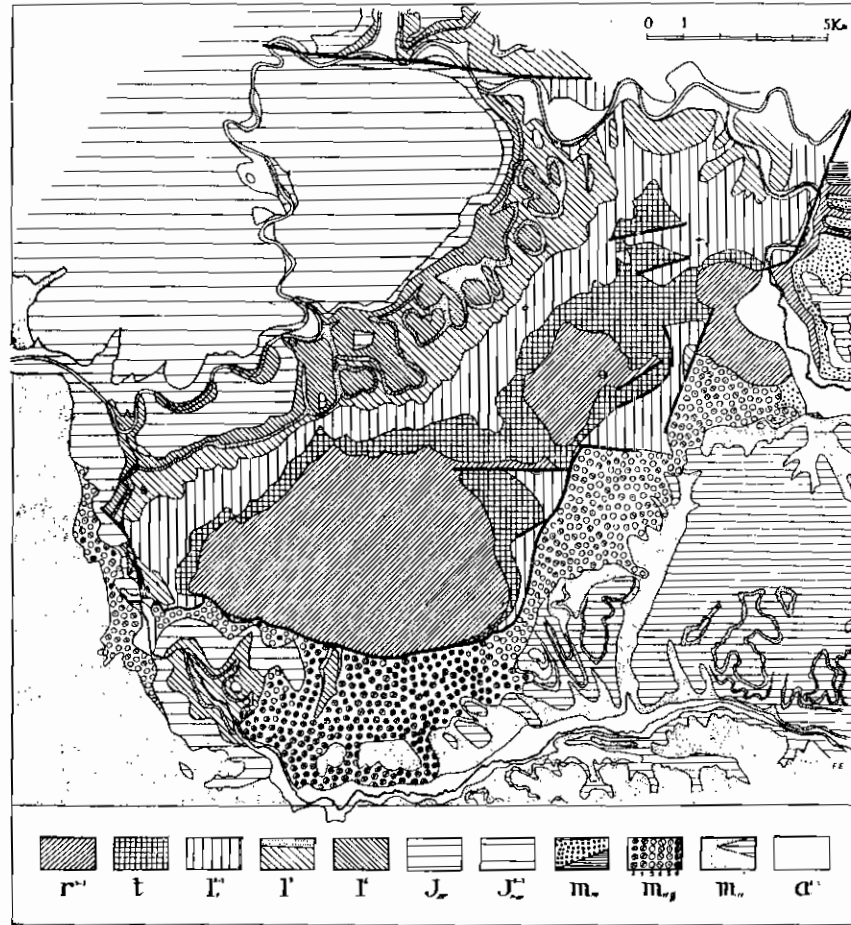


FIG. 1. — Carte géologique de la Grésigne.

$r^{2-1}$  Saxonien. Schistes rouges et grès fins.

$t$ . Trias. Marnes bariolées et grès feldspathiques grossiers.

$l^{2-1}$ . Rhétien et Lias inférieur. Calcaires en plaquettes et marnes. Dolomies et cargneules. Calcaires lithographiques bien lités ou feuilletés.

$P$ . Charmouthien. a) Calcaires gréseux. b) Calcaires marneux. c) Marnes. d) Calcaires gréseux à *Pecten aequivalvis*.

$P$ . Toarcien et Aalénien. Calcaires marneux. Marnes schisteuses. Calcaires marneux fétides.

$J_{IV}$ . Bajocien. Dolomies et cargneules. Calcaires crayeux.

$J_{I-III}^{2-1}$ . Bathonien et Jurassique supérieur. Calcaires crayeux lités. Calcaires lithographiques massifs. Calcaires coralligènes. Calcaires marneux.

$m_{III}$ . Sannoisien (?). Calcaire de Varen. Argiles à cailloux de Vindrac.

$m_{10}$ . Stampien : Conglomérats de la Grésigne. Nature des éléments : 1) Grès permien. 2) Grès triasiques. 3) Calcaires lithographiques et dolomies.

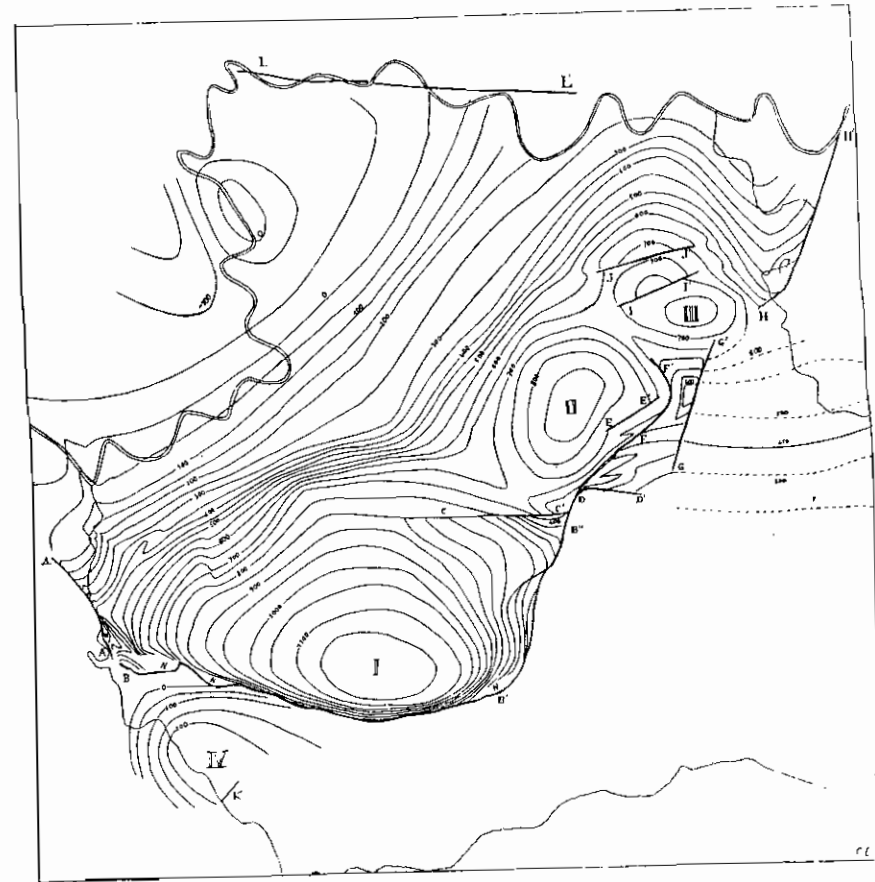


FIG. 2. — Carte tectonique de la Grésigne.

Les courbes de niveau se rapportent à la surface du calcaire à *Pecten aequivalvis*. Equidistance 50 mètres. — I. Dôme de la Forêt de Grésigne. II. Dôme de Vaour. III. Dôme de Marnaves. IV. Dôme de Puycelci. — AA'. Faille de la Vère. BB'B''. Faille bordière principale. CC'. Faille de Caguioul. DD'. Faille des Clouts. EE'. Accident de la Devèze. FF'. Faille de Puech-Maurel. GG'. Faille de Tonnac. HH'. Faille du Cérou. II'. Faille de Soubirol. JJ'. Faille de Grézelles. K. Accident de Laval. LL'. Faille de Saint-Antonin.

4) Calcaires gréseux Pa. 5) Calcaires à *Pecten aequivalvis*. 6) Calcaires marneux du Lias supérieur.

$m_{II}$ . Stampien : Mollasses du Montalbanais et Calcaires de Cordes.

a. Alluvions anciennes et récentes.

Le Sidérolithique du Causse de la Garrigue et les graviers quartzeux des hauteurs mollassiques n'ont pas été figurés.

Contours des calcaires de Cordes, d'après VASSEUR.

2. **Les accidents.** — Les accidents de la Grésigne sont d'un type essentiellement *tangentiel* et *superficiel*. J'ai proposé le terme de « pli en Z » comme convenant à un genre assez particulier de replis et de flexures, souvent rompus en faille (fig. 3). Ces accidents sont caractérisés par des charnières à angle particulièrement vif, surtout la charnière anticlinale formant *genou* très apparent; ils sont souvent indépendants du pendage général des couches qu'ils affectent, pouvant lui être parallèles ou obliques. On peut distinguer deux types de plis en Z avec fracture :

a) *Type en 1* : la charnière anticlinale se rompt, les couches tendent à glisser vers le haut sur le plan de faille ainsi formé, en chevauchant le synclinal atténué. Elles se relèvent vers le plan de faille. Le petit accident d'Aussevaysse près de Milhars est typique (fig. 3-A). La rupture de la charnière s'atténue en profondeur, les couches reprenant leur continuité : la surcharge leur a permis de se déformer d'une manière plastique.

b) *Type en 2* : la charnière synclinale se rompt; le genou anticlinale chevauche par son flanc inverse plus ou moins étiré les couches restées horizontales ou plongeant vers le plan de rupture.

L'accident de la Vère (fig. 3-B) montre le passage d'un type à l'autre (1). Mais d'une façon générale, les premiers sont purement superficiels, localisés et de faible amplitude; ils se relient aux autres flexures et replis, isolés ou groupés, toujours brusques et localisés, si fréquents dans le Quercy, et auxquels on peut étendre le terme de pli en Z. Les seconds sont spéciaux aux bordures de la Grésigne et correspondent aux failles bordières; mais souvent le plan de faille se redresse, le caractère de pli en Z ne se manifeste plus que par un fort plongement réciproque des lèvres (fig. 3-C).

Rappelons brièvement les principaux accidents de la Grésigne, en y ajoutant quelques-uns découverts au cours de nouvelles courses.

**Versant NW de la Grésigne.** — Le plongement vers le NW ou l'WNW n'est pas uniforme; il s'accroît dans une bande médiane correspondant souvent au sommet du Lias inférieur, jusqu'à

(1) ELLENBERGER (1937), coupes fig. 7 à 10.

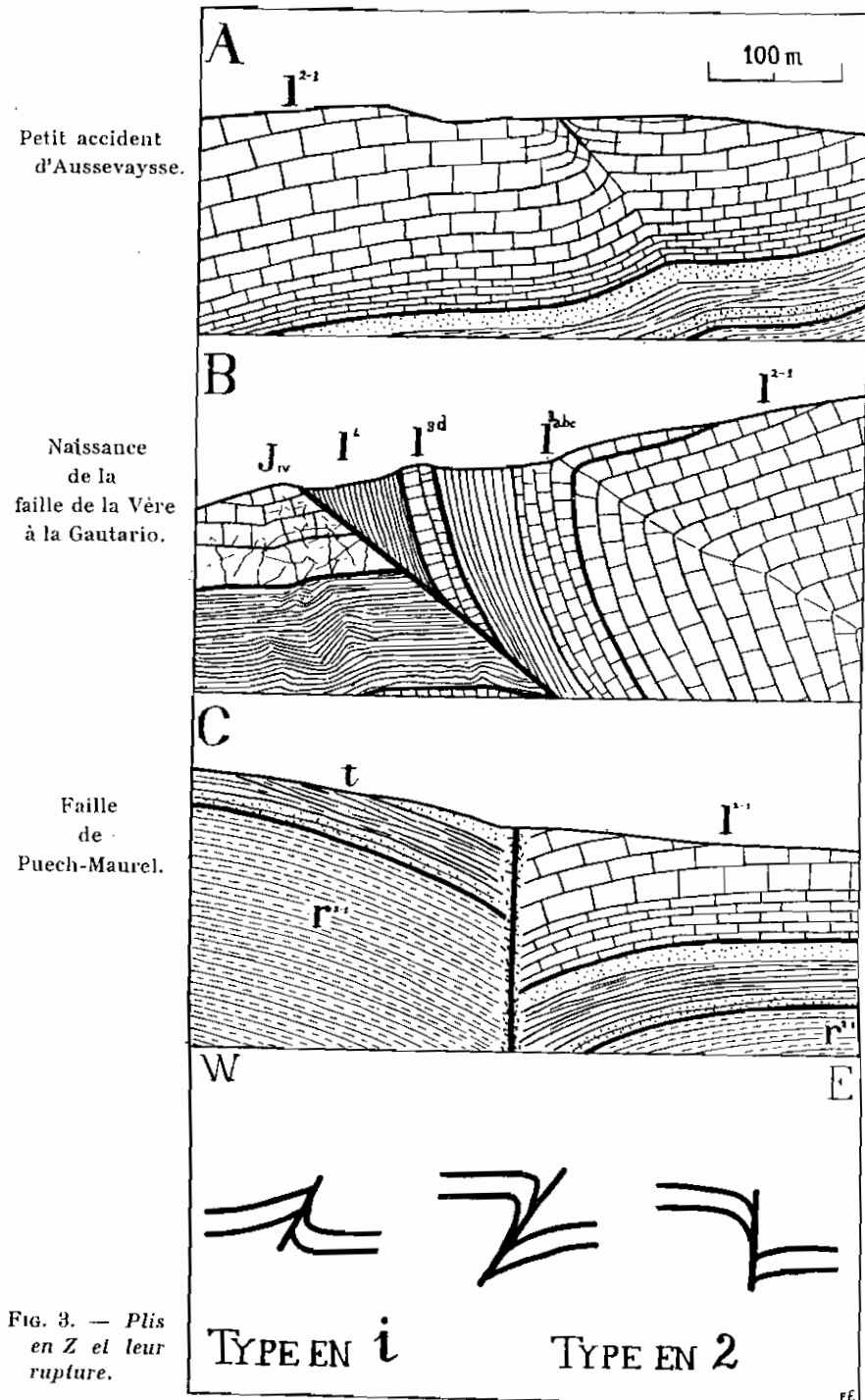


FIG. 3. — Plis en Z et leur rupture.

dépasser 40°. On peut donc distinguer des flexures assez mal délimitées.

La *flexure de Gourdoumio* étire tout le Lias moyen et supérieur sur le sentier de Penne à Lassagne. Localement le pendage s'inverse : ainsi le long d'un petit *synclinal* NE-SW entre Payssel et les Albriols, et à *Férou* (route de Penne à Cordes) où se dessine un bombement surbaissé. Orthogonalement au synclinal précédent et au pendage général, les *flexures* et *replis* de *Bruniquel*, de *Payssel* et celle des *Albriols* à regard inverse, étirée en faille, manifestent une direction NNE en rapport avec l'accident de la Vère. Enfin sur le versant NW du dôme terminal de Marnaves, les deux *failles* de *Grézelles* et de *Soubirol* paraissent purement superficielles. Leur direction NNE est intermédiaire entre celle de la faille de Saint-Antonin et celle de la faille du Cérou. La faille de Grézelles s'éteint sur la route de Vaour à Milhars par un repli en Z du premier type.

**Les accidents de bordure.** — La *faille du Cérou*, relai décalé vers l'Ouest de la faille de Villefranche, se termine à Marnaves en s'infléchissant vers l'WSW. Scellée plus au Nord par le calcaire de Varen, elle semble avoir rejoué ici en *sens inverse* et en limitant l'Oligocène détritique au pied du dôme de Marnaves.

La *faille de Tonnac*, également NNW et décalée vers l'Ouest, amène au fond du petit cirque de Maraval le Lias inférieur puis le Lias moyen au contact du Permien, ayant donc rejet de même sens que la précédente. On la suit sur le plateau de Tonnac, où le Lias inférieur bute contre les conglomérats stampiens reposant sur le Permien : elle a donc rejoué en sens inverse après leur dépôt (fig. 4-A).

Le contact est devenu normal dans le ravin du Mercadale, où les conglomérats reposent sur un substratum incliné vers le Sud ou le SSE, formé par le Lias inférieur.

**Faille des Clouts.** — Le contact entre le Lias inférieur et les conglomérats peut être ensuite suivi vers l'Ouest sur le plateau des Clouts, qu'il traverse en diagonale. Il se fait bientôt par une faille E-W, accompagnée de replis importants dans les calcaires du Lias inférieur plongeant fortement à son contact. Elle descend dans le ravin de la Garrigue qu'elle suit jusqu'à l'entrée du cirque de Vaour. Là, sur le versant Sud du ravin, sous Saint-Salvy, on

voit les conglomérats buter de toute leur hauteur contre le Lias inférieur réduit, et redressé à la verticale ainsi que le Trias (fig. 5-B).

**Faille de Puech-Maurel.** — Plus au Nord, le contact entre le Trias et le Lias inférieur se fait par une flexure, puis par une

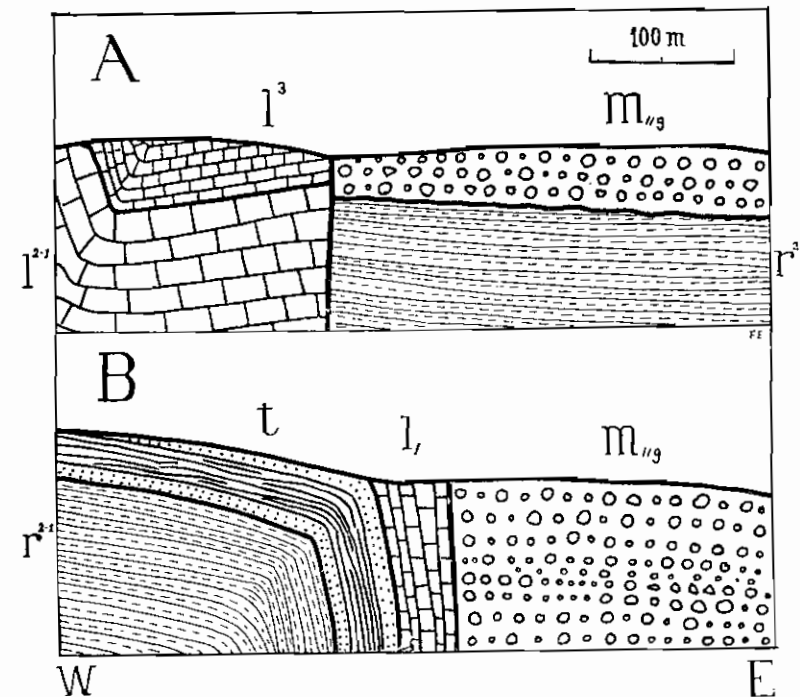


FIG. 4. — Failles du versant oriental.

A) Faille de Tonnac au Sud de Maraval

B) Faille des Clouts à Saint-Salvy.

faille arquée, avec plongement réciproque vers le plan de faille (fig. 3-C), surtout de la part du Trias, affecté de plusieurs replis en V aigu.

**Accident de la Devèze.** — Le Trias est lui-même limité vers l'Ouest, sur les deux routes de Tonnac à Saint-Antonin, par un petit accident, faille ou flexure brusque (pli en Z, deuxième type), montrant un « genou » permien.

**Faille de Caguioul.** — De direction E-W, cette faille importante sépare très nettement le Dôme de Vaour du Dôme de la Forêt

de la Grésigne. Son plan est nettement inverse. Elle fait buter le Permien contre le Lias inférieur et moyen. Ses rapports avec les autres failles à Saint-Salvy sont peu nets.

*Faille bordière de la forêt de la Grésigne.* — a) Branche NNE-SSW. Au Sud de Saint-Salvy, les conglomérats butent encore de toute leur hauteur contre le Lias inférieur, dans le ravin du Roumégous. Cette faille, dont on ne peut dire si elle prolonge la faille des Clouts, se poursuit vers le SSW sur le plateau de Lamothe, où elle est accompagnée d'un accident secondaire, « genou » triasique rompu en petite faille NE-SW, puis par la Ginibrière vers Sainte-Cécile-de-Cayrou.

b) Branche E-W. Le plongement du Lias inférieur vers la faille s'accroît, la faille s'infléchit vers l'Ouest, le Lias et le Trias sont fortement renversés (2), puis tranchés ou étirés entre Sainte-Cécile et le Rô oriental. De là jusqu'au Rô occidental (ou Merdansson), le Permien bute contre les conglomérats, en plongeant fortement à leur contact (3). Leur substratum bajocien devient visible, plongeant fortement vers la faille qui devient un véritable chevauchement dans sa dernière partie; le Trias et le Lias inférieur reparaissent, renversés et tranchés en biseau.

*Accident de la Vère.* — C'est un pli en Z relayant l'accident précédent, et de direction SSE-NNW; il se rompt en une faille avec fort renversement et étirement, puis suppression du flanc inverse. Elle se termine à Brian-du-Causse par une flexure amenant un brusque plongement des conglomérats, formant mince placage sur le Bajocien, sous la mollasse (fig. 6-B). Il est probable que l'accident limitait les conglomérats contre la bordure occidentale de la Grésigne.

Ainsi depuis Tonnac jusqu'à Brian-du-Causse, les conglomérats sont presque partout limités par des failles et parfois chevauchés par les bordures de la Grésigne.

Leur substratum n'est guère visible que sur la rive gauche de la Vère, où ils reposent sur le Bajocien, autour de Puycelci et dans la vallée du Cérou.

*Dôme de Puycelci.* — C'est, vu du NW, une coupole surbaissée de Bajocien, largement éventrée, et dont les bords plongent sous

(2) ELLENBERGER. *Loc. cit.*, coupes fig. 11-12.

(3) *Ibid.*, coupes fig. 2-6.

les conglomérats dont ils portent des placages. Vers l'Ouest, le plongement brusque permet de parler de flexure; de ce côté les conglomérats se réduisent, la mollasse arrive au contact direct du Bajocien. Le caractère de dôme n'est plus très net vers l'Est; les conglomérats reposent sur un glaciaire formé par le Bajocien, puis par le Lias inférieur.

Il semble que le bombement du dôme de Puycelci soit postérieur à la formation des conglomérats; on aurait là une portion banale de leur substratum ployée en coupole.

*Faille de Laval.* — D'ailleurs au Sud de Puycelci, en face de Laval, une faille très localisée, mais de fort rejet, tranche le Bajocien et le Lias supérieur et moyen au contact des conglomérats rutilants à éléments surtout gréseux.

*Région de Vindrac.* — Le substratum des formations oligocènes n'est plus visible ensuite jusque dans la région du Cérou, où elles sont transgressives sur un glaciaire s'élevant vers le NW. Au Sud de la ligne Tonnac-Vindrac il est formé par le Lias inférieur et le Trias; au Nord, par le Permien. Ainsi, tectoniquement parlant, la Grésigne domine jusque vers Tonnac le pays gisant en contrebas; plus au Nord, c'est lui qui est surélevé, par suite du relèvement des couches vers le NE et de l'apparition de la faille de Villefranche, ou plutôt de ses relais. Cette inversion du relief par rapport à la tectonique est peut-être due au peu de résistance du Permien à l'érosion; elle cesse avec la venue au jour des terrains cristallins.

Une phase tectonique postérieure a d'ailleurs accentué le relief de la Grésigne, par un gauchissement général ayant pu augmenter l'inclinaison des talus supportant les conglomérats, et par un rejeu *en sens inverse* des failles préexistantes. L'inclinaison et le tracé arqué de l'extrémité de la faille du Cérou à Marnaves, où le Lias inférieur tend à chevaucher le Permien du compartiment oriental, souligne la distinction entre les deux phases tectoniques, et évoque le rôle possible de l'état d'érosion lors des dernières poussées tangentielles: l'inversion du relief précitée, même atténuée par le travail de sédimentation, ayant pu faciliter ce rejeu anormal.

**Conclusions.** — L'étude tectonique du massif de la Grésigne montre avec évidence le caractère *tangentiel* des accidents de la

Grésigne et leur *style superficiel*. Beaucoup d'entre eux ne semblent pas se poursuivre en profondeur, et correspondent à la libération des tensions dans les couches superficielles. Les principaux accidents de bordure, surtout la grande faille bordière de la Forêt de la Grésigne, intéressent probablement le substratum cristallin (4) qui serait rompu en une ou deux écaïlles (fig. 9-A) : en effet le rejet dépasse 500 mètres sur cette bordure méridionale, le Permien venant au contact du Bajocien. La Grésigne serait donc un accident de fond, d'ailleurs très local. Sa formation serait en rapport avec la fin de la faille de Villefranche : plus au Nord les poussées se heurtaient à l'obstacle rigide de son compartiment oriental déjà surélevé, horst cristallin qui n'a réagi que par un rejeu vertical. Ici elles ont pu se dépenser en déformations tangentielles, par la formation d'un renflement dissymétrique dont les bords, ne rencontrant pas de résistance, se sont déformés jusqu'à se rompre en ébauches d'écaïlles. La couverture, formée d'un épais matelas de Permien emballé dans des couches alternativement marneuses et rigides, a joué de façon plus compliquée et dépendant pour une part de son état d'érosion.

Pendant une époque privilégiée, la sédimentation s'est établie sur les bordures mêmes du massif, grâce à l'ascension relative du niveau de base. Ces dépôts doivent refléter de manière intime les caractères du milieu où ils ont pris naissance, en particulier les conditions topographiques.

Il faut donc rechercher leur témoignage, puis ensuite étudier si la morphologie actuelle du massif a gardé trace de l'évolution qui lui a donné naissance.

\*  
\*\*

### LES FAITS STRATIGRAPHIQUES

A part quelques témoins, preuves d'une vaste extension de l'Aquitainien (*sensu lato*), les terrains tertiaires entourant la Grésigne sur trois côtés, étudiés par VASSEUR et BLAYAC, sont d'âge *stampien* bien daté : mollasses du Montalbanais à l'Ouest, calcaire de Cordes à l'Est. Le Sannoisien ne semble affleurer que dans la

(4) Si l'épaisseur de 500 à 600 m. pour le Saxonien, de 50 m. pour l'Autonien, trouvée plus au Nord par THÉVENIN, est admise pour le Permien de la Grésigne, le substratum, cristallin ou houiller, ne se trouverait qu'à une faible profondeur dans la région centrale de la Forêt.

vallée du Cérou, sous la forme d'une argile calcarifère rutilante reposant sur le Permien, puis plus au Nord, sur un calcaire d'eau douce, lui-même superposé à des formations sidérolithiques et gypsifères dans le Bassin de Varen (5). Le Sidérolithique forme encore sur les Causses au Nord de l'Aveyron des lambeaux argileux, des poches à minerai de fer et les célèbres puits à phosphorites.

### Les conglomérats de la Grésigne.

Aux approches de la bordure faillée du massif, les terrains stampiens se chargent d'éléments détritiques et passent à des conglomérats d'un grand intérêt. Leur âge est *certainement stampien*; on les voit très nettement passer à la mollasse du Montalbanais entre Saint-Martin-de-Vère et Puygaillard, par des biseaux lenticulaires, aux niveaux supérieurs des calcaires de Cordes près de Sainte-Cécile-de-Cayrou. Ils pourraient toutefois s'élever jusque dans l'Aquitainien dans la région de Saint-Salvy et de Tonnac, où ils montent à une altitude bien supérieure à celle des calcaires de Cordes; toutefois cette différence de niveau pourrait aussi être mise sur le compte d'un gauchissement tectonique postérieur, ou encore être contemporaine du dépôt; ce qui paraît assez improbable.

Ces conglomérats à gros éléments d'origine locale n'existent que de Bruniquel à Tonnac; *leur existence est liée à celle des grandes dislocations bordières*. Au Nord de Bruniquel, les mollasses et les calcaires d'eau douce du Golfe de Cieurac sont directement transgressifs sur la bordure des Causses jurassiques, assez inclinée pour être qualifiée de « falaise » par les auteurs, mais en vraie échelle simple glaciaire dont l'approche ne modifie pas, en général, la nature des sédiments transgressifs. A l'Est de Tonnac, le Tertiaire est transgressif sur le Ségala sous la forme d'un faciès compréhensif d'argiles à graviers, nappe dont les lambeaux s'étendent loin vers le NE; il s'agit là d'une formation assez différente.

Ces conglomérats de la Grésigne ont été qualifiés de « littoraux », terme qui semble un abus de langage. Il se justifierait si les mollasses et calcaires d'eau douce s'étaient formés dans un lac véritable dont les eaux seraient venues battre le rivage du

(5) Carte géologique au 80.000<sup>e</sup>, feuille 206 (Cahors) et 218 (Montauban).



massif ancien. Ce n'est pas ce qu'indique leur étude. Comme l'ont indiqué depuis longtemps TOURNOUER, NOULET et LEYMERIE, confirmés par les travaux paléontologiques de G. ASTRE (notamment 1924, 1931, etc.) et pour les Mammifères du Montalbanais par une étude de M<sup>me</sup> RICHARD, les mollasses sont une formation *subaérienne*, lâches limoneuses de cours d'eau divaguant dans une plaine inondée, portant une riche végétation tropicale. Dans certaines zones, pendant de longues durées, tout apport détritique cesse et la sédimentation devient purement calcaire; cela aussi bien contre des bordures schisteuses que calcaires. L'abondance des Pulmonés, en particulier des Helix, ayant vécu sur place, plaide en faveur d'une faible épaisseur d'eau et d'une végétation palustre fournie. Il s'agit moins de lacs que de vastes marécages, d'inondations permanentes alimentées par des eaux dépourvues d'éléments argileux et arénacés.

Rappelons que d'autres données sur le climat sont fournies par la faune des puits à phosphorites<sup>(6)</sup>. Il est admis que ce sont d'anciennes grottes et gouffres ouverts sur un plateau dont les rapports avec le causse actuel sont très discutés, et apparemment drainés vers le pied de la « falaise bordière », qui pouvait être élevée d'une centaine de mètres au début du Stampien. Les nombreux restes trouvés dans ces phosphatières sont aussi bien ceux de cavernicoles que d'arboricoles, de terricoles et d'amphibies; la surface du plateau devait donc être variée, portant des étangs et des marécages.

Si les mollasses sont une formation subaérienne, à plus forte raison en sera-t-il de même des conglomérats ceinturant la Grésigne et dont la présence implique une modification importante du milieu, d'ordre surtout topographique.

Il y a lieu d'étudier : leur gisement, leur nature et les problèmes mécaniques et chimiques qu'elle pose.

**Gisement.** — Les gauchissements et dislocations subis après coup rendent difficile la restitution du gisement primitif. Ils sont inclinés comme leur substratum; le fait est très visible à Brian-du-Causse et au Nord de Larroque, sur la route de Saint-Martin-de-Vère à la Forêt de la Grésigne. Leur inclinaison originelle semble avoir été faible. Sauf un petit lambeau conservé au-dessus de

(6) Voir principalement THÉVENIN (1903) et GÈZE (1937).

Paysse, au Sud de Bruniquel, ils ne dépassent pas les failles bordières et reposent ainsi en contre-bas des bordures de la Grésigne. Dégagés par l'érosion des mollasses plus tendres, ils prennent l'allure de talus s'appuyant au massif ancien. Il n'est plus possible de retrouver avec FOURNIER une « grande falaise » formée par le Lias inférieur au-dessus du « lac oligocène » sur le versant oriental; ni une « vallée » creusée entre le Bajocien et divers étages du Lias au Nord de Larroque. Il s'agit là d'apparences tectoniques. La *topographie stampienne ne peut être restituée qu'indirectement*.

**Nature.** — Dans un même secteur, les conglomérats ont en gros la même constitution à travers toute leur épaisseur, qui peut dépasser 150 mètres; mais elle est très variable dans le détail, surtout comme dimensions des éléments et comme consolidation. La structure générale est lenticulaire et la stratification confuse. Les éléments sont de taille variable et, si la moyenne est de 5 à 15 cm., certains blocs assez bien roulés dépassent 40 cm. Ils sont plus ou moins arrondis, rarement tout à fait anguleux.

Leur composition dépend des terrains contre lesquels ils gisent et non du substratum (fig. 1). Sur la bordure orientale, ils sont uniquement formés par les calcaires lithographiques et les dolomies du Lias inférieur et par les calcaires charnouthiens. Entre Bruniquel et Puycelci, ils sont également calcaires et on y trouve les différents niveaux résistants du Lias et du Bajocien. Au contraire, au Sud de la Forêt de la Grésigne, de Puycelci jusqu'à Sainte-Cécile, les grès permien et triasiques interviennent presque seuls.

On peut en déduire sommairement la répartition des affleurements au Stampien : la région du Dôme de Vaour avait conservé une couverture liasique; de même la partie occidentale de la forêt de la Grésigne, au Nord de la prétendue « vallée oligocène » comblée de conglomérats calcaires à 200 mètres en contre-bas du massif permien de la cote 462; enfin, sur la bordure occidentale les divers étages affleuraient déjà, comme de nos jours.

Le massif de la Grésigne était donc en grande partie constitué au Stampien; le dôme principal était déjà éventré. La morphologie devait être au moins aussi variée que maintenant. L'étude de certaines des importantes dislocations post-stampiennes, failles

de Laval, faille des Clouts, chevauchement de Saint-Martin-de-Vère par exemple, laisse à penser que leur genèse et leur tracé auraient pu être déterminés ou influencés par certaines lignes de la topographie contemporaine, pied de falaise par exemple.

**Ciment.** — Le ciment empâtant les blocs et les cailloux est très variable et dépend de leur nature. Les éléments gréseux sont emballés dans une argile rougeâtre formée au dépens des rufs permien. Les éléments calcaires sont reliés par une pâte argilo-calcaire jaune ou rouge, quelquefois par un ciment très résistant. Des *phénomènes chimiques* ont pu intervenir dans la formation de ce ciment; c'est ainsi que près de Sainte-Cécile-du-Cayrou un niveau de calcaire d'eau douce passe directement au conglomérat bordier en se chargeant de cailloux calcaires et dolomitiques anguleux, rubéfiés dans leur masse et altérés. Ailleurs les éléments sont revêtus d'une croûte stalactitique témoignant du rôle des circulations souterraines. A la Fauquette, au Nord de Larroque, la base de la formation contient des rognons limoniteux, dûs peut-être à l'accumulation du fer au contact du Bajocien; le minerai du moulin de Puycelci pourrait avoir une telle origine secondaire.

En un point localisé, au-dessus de Saint-Martin-de-Vère, le ciment est un étrange enchevêtrement de tigelles calcituses ramifiées et contournées, s'incrétant dans les faces des cailloux, et dont on ne voit pas très bien quel a pu être le mode de formation.

**Transport des éléments.** — Ils n'ont subi qu'un court transport à partir de leur point d'origine, de quelques kilomètres tout au plus. Les dimensions de certains blocs volumineux impliquent un transport par des eaux rapides: ainsi ceux que l'on observe sur la route de Puygaillard à Coste (cote 219), à 1 km. 1/2 au moins de leur origine possible. Des calcaires marneux ou feuilletés ont pu être charriés sans se déliter.

Dans l'ensemble on pense à un talus de déjections torrentielles auxquelles s'ajouteraient des dépôts de pente, ayant leur source dans l'attaque, par les eaux météoriques et de ruissellement, d'un relief important dominant les plaines inondées. Toutefois l'intensité du phénomène a de quoi surprendre.

**Conclusion.** — Les conglomérats de la Grésigne posent des problèmes de sédimentation, assez difficiles à résoudre, et dont la

solution pourrait fournir d'intéressantes données sur la topographie et le climat contemporains.

Leur formation, qui paraît s'étendre sur tout le Stampien, implique la persistance d'un relief accentué, sur lequel l'érosion s'est attaquée avec vigueur. Cette dénivellation abrupte était due au jeu des accidents bordiers, jeu peut-être répété au cours du Stampien et qui a repris ensuite avec puissance, modifiant d'une manière importante le gisement des conglomérats antérieurement formés.

Sur les temps post-stampiens, on ne possède plus d'autres renseignements que ceux fournis par la morphologie.

\*  
\*\*

## LES FAITS MORPHOLOGIQUES

### LE RELIEF ADAPTÉ.

Le relief est en grande partie adapté, comme le montre la comparaison entre la carte hypsométrique (fig. 5) et la carte géologique; on peut distinguer des *unités morphologiques*, correspondant pour la plupart à des zones d'affleurement.

a) *Les dépressions permiennes.* — La forêt de la Grésigne est un vaste amphithéâtre, dont le fond mamelonné est creusé de profondes ravines; le déblaiement du noyau du dôme n'est que partiel surtout dans la région occidentale où le Truc de Montoulieu, tout entier permien, atteint 462 mètres. Le cirque de Vaour, plus petit, n'est drainé que par deux brèches, dont une accessoire.

En raison de leur facile délitement, l'érosion dans les rufs est très active et partout des ruisseaux pérennes creusent leur lit dans la roche vive. On ne peut guère espérer retrouver d'anciens cycles, stades du déblaiement des dômes.

b) *Les glacis triasiques* dominant les dépressions permiennes par un rebord abrupt sont à peu près une surface structurale. Ils forment les crêtes faitières, d'altitude assez uniforme comprise entre 400 et 500 mètres.

c) *Le versant NW*, formé de plusieurs bandes d'affleurement, Lias inférieur, Lias moyen et Lias supérieur séparés par le calcaire à *Pecten aequivalvis*, puis le Bajocien.



d) *Les petits plateaux du versant oriental*, plateaux de Saladit et de Tonnac, des Clouts, de Lamothe et la Ginibrière, d'une altitude moyenne de 350 mètres, sont formés par le Lias inférieur et par le sommet du talus de conglomérats.

e) *Le talus de conglomérats*, s'abaissant vers le plateau des calcaires de Cordes et vers la vallée de la Vère, est entaillé par les profonds ravins descendant de la région permienne et triasique.

f) *Le Dôme de Puycelci*, comprenant la voûte bajocienne, surface structurale dégagée des conglomérats qui la recouvraient très probablement, et la boutonnière liasique due à son éventrement par l'érosion de la Vère.

g) *Le réseau hydrographique* enfin, canyon de l'Aveyron, vallées de la Vère et du Cérou, élargies dans leurs parties supérieures, et qui s'encaissent dans leur cours inférieur, et leurs affluents.

#### LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE. SURCREUSEMENT RÉCENT.

L'évolution morphologique est, en définitive, à peu près celle du réseau hydrographique, subaérien et souterrain. Nous bornant à faire ici quelques remarques, nous renvoyons au mémoire extrêmement documenté de M. GÈZE (1937).

Le niveau de base principal est celui de l'Aveyron à Montricoux, à son entrée dans la plaine mollassique. Mais en réalité le profil en long de l'Aveyron et de ses affluents est une ligne brisée, comprenant de nombreux paliers séparés par des seuils où le lit s'encaisse dans la roche vive.

Sur l'Aveyron ces seuils, portant des moulins, correspondent à la traversée répétée des dolomies bajociennes; entre Montricoux et Penne il s'agit de la même assise inclinée recoupée plusieurs fois par les méandres; entre Bonne et Fenayrols, le lit passe plusieurs fois d'un compartiment à l'autre de la faille de Saint-Antonin. Entre les seuils le lit s'élargit sur les marnes liasiques et se garnit d'alluvions. La gorge de l'Aveyron entre Bonne et Penne est entièrement creusée dans les calcaires jurassiques; les alluvions sont disposées en lambeaux abandonnés à des hauteurs diverses par la migration et l'enfoncement des méandres; chaque lambeau a son histoire, et on ne peut guère prétendre définir par leur altitude des niveaux d'érosion. La

boucle de Fenayrols et le méandre rectifié de Cazals sont typiques de cette évolution « polygémique » (7).

Ces faits se retrouvent dans la basse vallée de la Vère; sur deux kilomètres entre Brian-de-Vère et Bruniquel, le lit traverse trois fois le calcaire à *Pecten aequivalvis*, avec formation d'un rapide en miniature et d'un gué.

L'important surcreusement du réseau hydrographique, achevé à l'époque d'habitation des abris de Brnniquel, est l'œuvre du Quaternaire ancien et peut-être du Pliocène supérieur. Les galets quartzeux décalcifiés qui coiffent au SW. de la Grésigne les hauteurs mollassiques vers 225-260 mètres d'altitude, seraient au moins en partie les lambeaux d'une nappe alluviale pliocène (graviers du Tarn). Ces graviers témoigneraient d'un stade de l'abaissement du niveau de base général.

On peut essayer de supprimer par la pensée l'œuvre du surcreusement, dont l'amplitude serait de 200 mètres au moins. Ce travail de restitution théorique de l'ancienne topographie est facilité par la présence d'*aplanissements* conservés surtout par les calcaires.

**Surface de Vaour.** — Abstraction faite du déblaiement des marnes, le versant NW de la Grésigne est une pente douce se raccordant avec la surface presque plane des causses de la Garrigue et d'Anglars. Une vue rasante, depuis Vaour par exemple, montre les sommets triasiques, les petits causses du Lias inférieur, la crête du calcaire à *Pecten aequivalvis*, et les petits plateaux bajociens se confondre en une seule surface de moins en moins inclinée et en continuité avec les causses jurassiques. Ce glaciais, bien conservé aux environs des Albriols, de Vaour et de Roussayrolles, est apparemment une ancienne surface d'aplanissement, préservée grâce au dessèchement des calcaires consécutif à l'enfoncement du réseau hydrographique. Les grottes des environs de Bruniquel et de Penue sont des témoins de cette descente en profondeur; d'après M. GÈZE (*loc. cit.*, p. 35), les grottes de Jancyo ouvertes à 230 mètres d'altitude environ contiennent des cailloux roulés issus des sommets de la Grésigne, apportés par un ruisseau qui, après un cours à l'air libre s'enfonçait sous la côte bajocienne, à 100 mètres au moins au-dessus des thalwegs actuels.

La question se pose de l'origine de cette *surface de Vaour*

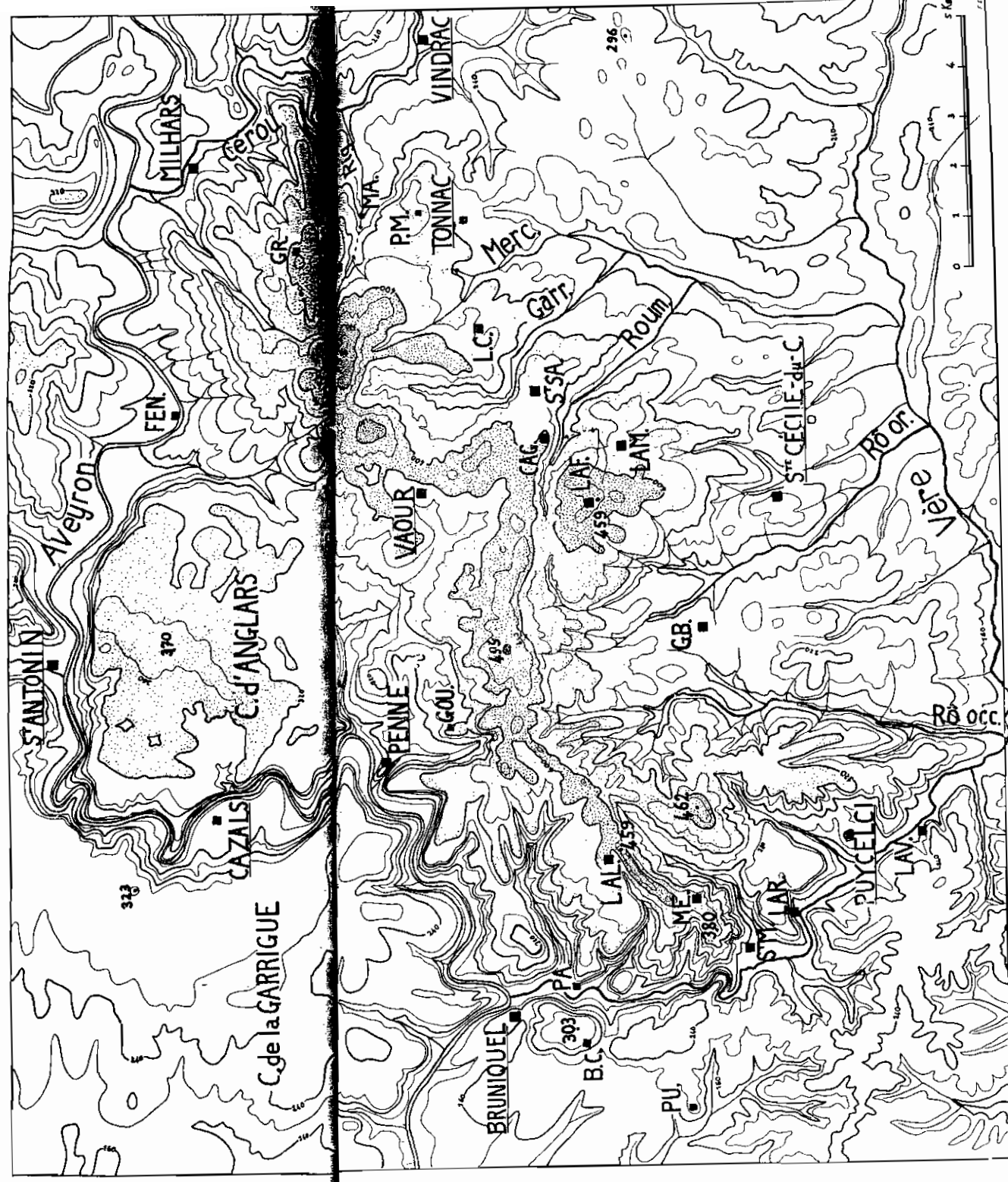
(7) Voir GÈZE (1937), p. 37.

FIG. 5. — Carte hypsométrique et générale de la Grésigne.

Equidistance des courbes de niveau : 40 mètres. — D'après les minutes de la carte d'Etat-Major.

Abréviations : Pa. PaysseL. — B.C. Brian-du-Causse. — PU. Puygaillard. — L.AL. Les Albrïols. — ME. Merlins. — ST-M. Saint-Martin-de-Vère. — L.AR. Larroque. — LAV. Laval. — G.B. La Grande-Baraque. — GOU. Gour-doumio. — J. Janceyo. — F. Félou. — FEN. Fenayrols. — PEY. Peyralade. — ROU. Roussayrolles. — GR. Grézelles. — SOU. Soubirol. — SA. Saladit. — MA. Maraval. — P.M. Pucch-Maurel. — L.C. Les Clouts. — CAG. Caguïoul. — ST-SA. Saint-Salvy. — LAF. Lafage. — L.AM. Lamothe. — Merc. Ruisseau de Mercadale. — Garr. Ruisseau de la Garrigue (ou de Guèze). — Roum. Roumégous. — Rô or. Rô oriental. — Rô occ. Rô occidental (ou Merdanssou).

### CARTE HYPOMÉTRIQUE ET GÉNÉRALE DE LA GRÉSIGNE



(fig. 6 A-B). Les auteurs s'accordent à admettre que la transgression du Stampien supérieur et de l'Aquitaniens a recouvert tout ou partie des Causses du Quercy. Le tracé sinueux de l'Aveyron serait une preuve de l'existence d'un manteau de sédiments meubles sur lequel il aurait divagué avant de s'encaisser dans les calcaires jurassiques.

La surface actuelle des Causses, dans une première hypothèse, serait simplement une surface fossile mise au jour par le déblaiement quaternaire ou pliocène. La surface de Vaour pourrait alors devoir son inclinaison à des mouvements ayant affecté également les sédiments protecteurs. Le petit lambeau de conglomérats de Payssel indiquerait que le Stampien s'est étendu sur le versant NW de la Grésigne; mais il est conservé dans une situation déprimée par rapport aux plateaux avoisinants et possède un assez fort pendage vers l'Ouest, bien supérieur à leur pente générale.

Il est plus vraisemblable que la surface fossile a été non seulement décapée presque partout, mais encore entamée par un aplanissement ultérieur. Il y aurait interférence entre les deux surfaces, surface de base de la transgression oligocène, ayant eu une certaine inclinaison originelle, et subi un gauchissement marqué, et surface de Vaour, étendue de plein-pied sur le pays mollassique. Le petit plateau bajocien 303, au Sud de Bruniquel, domine la plaine tertiaire par un versant abrupt revêtu d'un placage de conglomérats, dégagés de la mollasse; en ce point on saisit bien la succession des faits (fig. 6 B) : 1° Dépôt des conglomérats transgressifs sur un glacis; 2° Jeu d'une flexure redressant les dépôts et leur substratum bajocien; 3° plus tard, pénéplanation du tout; 4° Mise en saillie par érosion différentielle.

Cette deuxième hypothèse rend donc mieux compte des faits et s'accorde avec les conclusions de M. GÈZE, qui rapporte ces aplanissements au Pliocène (*ibid.*, p. 44).

**Versant oriental.** — Sur l'autre versant de la Grésigne il semble bien qu'on puisse retrouver d'autres restes de la topographie ancienne (fig. 6-A). De petits plateaux, formés par les calcaires et dolomites liasiques et les conglomérats également perméables, sont suspendus au bas des glacis triasiques à une altitude moyenne de 350 mètres. Leur drainage est entièrement souterrain. M. GÈZE (*ibid.*, pp. 15-16) a étudié la perte du ruisseau des Alouettes, qui,

descendant des sommets du dôme de Vaour, traverse souterrainement la bande liasique effondrée de Saladit et ressort 110 mètres plus bas au fond du cirque de Maraval. Le ruisseau drainant le glacis triasique de Lafage rejoint de même par un trajet souterrain le ravin du Roumégous.

Le bassin supérieur de ces ruisseaux n'évolue plus et serait un souvenir de l'ancienne morphologie; les croupes triasiques s'abaissent vers une plaine dont la naissance nous serait conservée, et s'étendant sur le pays des calcaires de Cordes. La surface de ceux-ci, atteignant 300 mètres d'altitude, ne semble pas

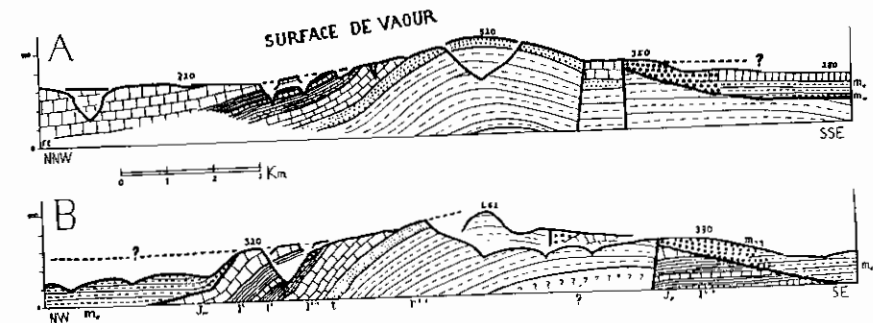


FIG. 6. — Coupes généralisées de la Grésigne montrant l'existence d'aplanissements anciens.

A) Par le Causse d'Anglars, Peyralade, Tonnac. — B) Par Payssel, Les Albrions, le ravin du Merdassou. — Hauteurs exagérées deux fois et demie.

être en continuité absolue avec les aplanissements précédents et pourrait être une surface structurale décapée plutôt qu'une pénéplaine.

Quant aux sommets de la Grésigne, ils paraissent conservés en leur état ancien dans la région du dôme de Marnaves, participant aux aplanissements des deux versants. Le dôme de Vaour paraît en voie d'attaque rapide : la tête du ruisseau de Mercadale a mis le Permien à nu et progresse rapidement, à une altitude encore élevée; il offre l'image de la façon dont a pu être amorcé le déblaiement déjà avancé du noyau permien par l'autre émissaire, ruisseau de Guèze ou de la Garrigue, à une date indéterminée.

Le travail de l'érosion quaternaire a été particulièrement

intense dans la région occidentale de la Forêt, au Nord de Puycelci; le Truc de Montoulieu (cote 462), séparé de la crête triasique de Merlins et des Albrils par une profonde gorge aux formes relativement jeunes, a été dégagé à une date assez récente de la carapace triasique, par la puissante érosion de ce ravin. C'est précisément dans cette zone que les mouvements post-stampiens auraient été les plus énergiques, provoquant le bombement en coupole du dôme de Puycelci et son chevauchement par la bordure de la Forêt, encore partiellement revêtue de sa couverture calcaire. Cette région aurait toujours eu un relief important au-dessus du pays tertiaire, depuis les dernières poussées. Les plateaux dominant Puycelci, d'une altitude de 300 à 350 mètres, ferait peut-être partie de la surface topographique pré-quaternaire, établie indifféremment sur le Bajocien, sur les conglomérats et sur la molasse, en contre-bas d'un massif de formes peut-être moins usées qu'ailleurs.

En définitive, la restitution de la topographie antérieure au surcreusement récent paraît une entreprise difficile; on retrouverait néanmoins des aplanissements témoignant d'un état de *topographie usée*, acquis peut-être au Pliocène, mais probablement plus ancien et provenant d'une lente évolution à partir de la dernière phase de mouvements du sol. L'ancienneté de celle-ci ne peut être précisée; rien ne s'oppose à ce qu'elle date de l'Aquitanien plutôt que du Pontien. On sait quelle peut être la persistance des reliefs surbaissés<sup>(8)</sup>, sur lesquels l'érosion n'a presque pas de prise. Mais on ne peut pas remonter jusqu'à la morphologie stampienne évoquée plus haut.

**Bassin d'effondrement de Peyralade.** — Au dolmen de Peyralade, près de Vaour, la surface ancienne recoupe ce qui paraît être un ancien entonnoir d'effondrement. Au sein des calcaires du Lias inférieur, dont les bancs sont rebroussés vers le bas au contact, des paquets de divers niveaux du Lias moyen et supérieur gisent pêle-mêle, sur un espace de 100 mètres sur 50 environ. L'hypothèse d'un effondrement tectonique, mise en avant par FOURNIER, paraît difficile à soutenir. Il s'agit en effet des restes d'une tranche de terrain de plus de 200 mètres de haut. L'origine karstique paraît

(8) Un exemple particulièrement curieux est celui de la falaise crétacée, dominant au Nord de Vierzon et de Bourges le calcaire lacustre du Berry depuis l'Oligocène (voir LEMOINE, 1911, p. 275).

plus plausible; mais l'explication reste à trouver. Si les circulations souterraines en ont été la cause, des questions de possibilités de drainage se posent : le Lias inférieur, recouvert par les marnes liasiques sur une grande épaisseur, ne pouvait guère être drainé que vers l'Est, où le Permien affluerait déjà peut-être dans la région de Vindrac. L'époque de formation de ce curieux effondrement est en tous cas inconnu.

**Conclusion.** — Cette courte étude morphologique montre surtout l'ignorance où nous sommes touchant les temps néogènes dans le Quercy. On peut cependant affirmer que la Grésigne n'a jamais été nivelée depuis les derniers mouvements du sol. Elle se présentait comme un relief surbaissé aux formes topographiques molles, dont subsistent des aplanissements en particulier sur le versant NW (surface de Vaour). En raison de l'absence de tout niveau de base véritable, on ne peut espérer délimiter des niveaux ou des cycles dans le surcreusement récent du réseau hydrographique, qui a partiellement remis en saillie le massif ancien, et s'y est surimposé.

\*

\*\*

### ESSAI D'UNE SYNTHÈSE

L'histoire de la Grésigne au Tertiaire est complexe et pleine de lacunes; on ne peut espérer la reconstituer sous ses divers aspects que d'une manière imparfaite et pour deux périodes seulement : le milieu de l'Oligocène et le Quaternaire.

Elle montre quelles ont pu être, sur la vie physique de la surface, les répercussions des actions tectoniques, dont on se contente souvent d'analyser les déformations et dislocations produites en profondeur.

Dans son état actuel, le Massif de la Grésigne est un brachy-anticlinal complexe et dissymétrique, formé d'un dôme principal et de deux autres moins distincts, coupoles surbaissées à noyau permien visible, mais enveloppant peut-être une écaille cristalline. Ce serait donc un petit *pli de fond*, dont la couverture a joué de façon assez compliquée : elle est affectée d'*accidents importants* surtout sur la bordure SE, Sud et SW, d'un type essentiellement *superficiel* et *tangentiel*, et se ramenant à des « plis

en Z ». Les principaux d'entre eux, limitant les conglomérats stampiens sur les bordures du massif, auraient une origine profonde; leur tracé superficiel a pu dépendre de l'état d'érosion de la surface.

Dans la vallée du Cérou cette tectonique superficielle et tangentielle se superpose à un *système plus ancien* de failles radiales NNE-SSW, derniers relais de la faille de Villefranche. Elles ont rejoué en sens inverse, après qu'une période d'érosion eût amené l'inversion de leur regard tectonique et de leur commandement, d'ailleurs atténué par la sédimentation. Le premier jeu de ces failles est certainement antérieur au Sannoisien.

On ne sait à peu près rien de l'*histoire antéstampienne* de la Grésigne. Les poches à phosphorites ayant commencé à fonctionner au Bartonien, drainées vers la « falaise » du golfe de Cieurac, on peut supposer que la Grésigne avait déjà un certain relief à cette époque. Au début de l'Oligocène, elle dominait au NE le bassin de sédimentation de Varen; c'est peut-être dans cette direction que se faisait le drainage du puits d'effondrement de Peyrallade, à une époque d'ailleurs inconnue où la couverture charmoûtienne et toarcienne existait encore, et si toutefois il s'agit bien d'un phénomène karstique.

Au Stampien la sédimentation établie sur le bord même du massif a enregistré d'une manière intéressante les conditions du milieu climatique et topographique. La Grésigne possédait un relief accentué et dominait brusquement les plaines inondées avoisinantes, au bord desquelles se déposaient des cailloutis et des pierres roulées, apparemment déjections torrentielles n'ayant subi qu'un court transport. Le Permien affleurerait déjà largement dans la région centrale et orientale de la Forêt; par contre la couverture liasique pouvait être partiellement conservée au Nord de Puycelci et sur le dôme de Vaour.

Il se pourrait que la partie supérieure des conglomérats de la région de Tonnac soit plus récente que le Stampien et remonte dans le Chattien; en tout cas la sédimentation a continué autour de la Grésigne au moins pendant l'Aquitaniens (*sensu lato*), largement transgressive sur les Causses et sur le Ségala.

Les bordures de la Grésigne ont été affectées par de très importants *mouvements post-stampiens* entraînant l'effondrement et localement le chevauchement des conglomérats, peut-être le bombement du dôme de Puycelci. Il y a un rapport étroit entre la

présence des accidents bordiers et celle des conglomérats, qui paraissent liés l'un à l'autre et sont tous deux spéciaux à la Grésigne. Cette constatation implique l'hypothèse suivante: le jeu des accidents au Stampien s'est traduit par l'existence d'un relief vigoureux, entouré des produits de sa démolition; une nouvelle phase plus tardive a provoqué le rejeu ou parfois la formation des accidents que nous observons actuellement, intéressant cette fois les conglomérats. Les deux phases sont du même style et se suivraient de près; les mouvements post-stampiens de la Grésigne seraient *aquitaniens*.

M. GÈZE, tout en admettant la possibilité de mouvements aquitaniens « alpins », attribue aux derniers mouvements alpins pontiens le gauffrage Nord-Sud de la bordure SW du Massif central et l'important rejeu de la faille de Villefranche dans la région d'Asprières.

Mais l'attribution au Pontien des dernières dislocations de la Grésigne me paraît assez difficile à admettre: leur analyse indique, en effet, qu'elles sont la continuation ou la reprise des mouvements stampiens, plutôt qu'une phase distincte, de style différent, comme le seraient des mouvements pontiens.

D'autre part, on sait que d'une façon générale l'Aquitaniens et le Burdigalien sont transgressifs et discordants sur la bordure des Pyrénées et dans le Languedoc; ils n'y sont que peu dérangés.

Dans le détroit de Rodcz, les poussées alpines miocènes n'ont eu d'après M<sup>lle</sup> BOISSE DE BLACK (1932) que de faibles répercussions, formation de failles Nord-Sud de faible amplitude et purement radiales.

Pour ces raisons nous rapporterons à un contre-coup du *paroxysme aquitaniens* les dislocations post-stampiennes des bordures de la Grésigne.

La *morphologie* témoigne d'un état ancien de topographie usée atteint par une évolution mal connue à partir des derniers mouvements du sol. Elle a été rajennie par l'important surcreusement, commencé peut-être au Pliocène, et dont les étapes sont parfois inscrites dans le réseau hydrographique souterrain. Le massif ainsi remis en saillie par le débaïement dans les mollasses n'a que des rapports assez lointains avec la Grésigne stampienne.



\*  
\*\*

## LA MONTAGNE NOIRE

A l'Est de la faille du Cérrou, le Tertiaire est transgressif sur une pénélaine de terrains primaires et métamorphiques, sous la forme d'argiles à graviers, dont les lambeaux s'avancent fort avant sur le Ségala. Elles représentent le faciès de bordure commun aux divers étages, depuis le Stampien et le Sannoisien de Cordes jusqu'au Lutétien du Castrais (9). Cette pénélaine, assez bien conservée, est donc la surface de base des terrains tertiaires successivement transgressifs.

Au Sud de Castres, à l'approche de la Montagne Noire, la bordure du plateau cristallin plonge plus rapidement sous les argiles à graviers lutéliennes, et s'infléchit vers l'Est, formant le versant septentrional de la large vallée du Thoré; un petit lambeau conservé sur le plateau près d'Anglès montre que c'est bien là une surface structurale, la surface pré-lutétienne ou pré-bartoniennne d'Anglès. Les argiles à graviers ne forment plus à l'Est de Mazamet qu'une étroite bande, adossée au pied de la Montagne Noire sur la rive sud du Thoré. On les suit jusqu'à un kilomètre et demi au-delà de Lacabarède, à 18 kilomètres de Mazamet; en ce point, la surface pré-lutétienne se relève vers l'Est, de plus en plus entamée par l'érosion du Thoré. Elle sera désormais coupée à pic et suspendue très haut, formant le plateau de l'Espinouse.

**Morphologie de la Montagne Noire.** — La Montagne Noire, proprement dite, domine la plaine de Castres et la vallée du Thoré, par une majestueuse falaise élevée de 500 à 1.000 mètres, et entaillée par des gorges profondes, qui la dissèquent en de nombreux contreforts. Leur alignement et leur brusque saillie au-dessus de la plaine tertiaire frappent dès l'abord, suggérant l'hypothèse d'une grande faille, longue de 60 kilomètres, limitant tout le versant Nord de la montagne.

Le versant Sud est fort différent; c'est un glacis peu incliné sur lequel s'avance l'Eocène du Carcassonnais, et s'élevant vers la région faite, de topographie usée, dont les sommets sont des ballons et les cols des seuils.

(9) Carte géologique au 80.000<sup>e</sup>, feuilles 219 (Albi) et 231 (Castres).

Ces faits ont été bien mis en lumière par DAVID, dans sa très remarquable étude sur la morphologie de la Montagne Noire; ses conclusions ont été adoptées presque sans réserve par BAULIG et peuvent être tenues pour classiques.

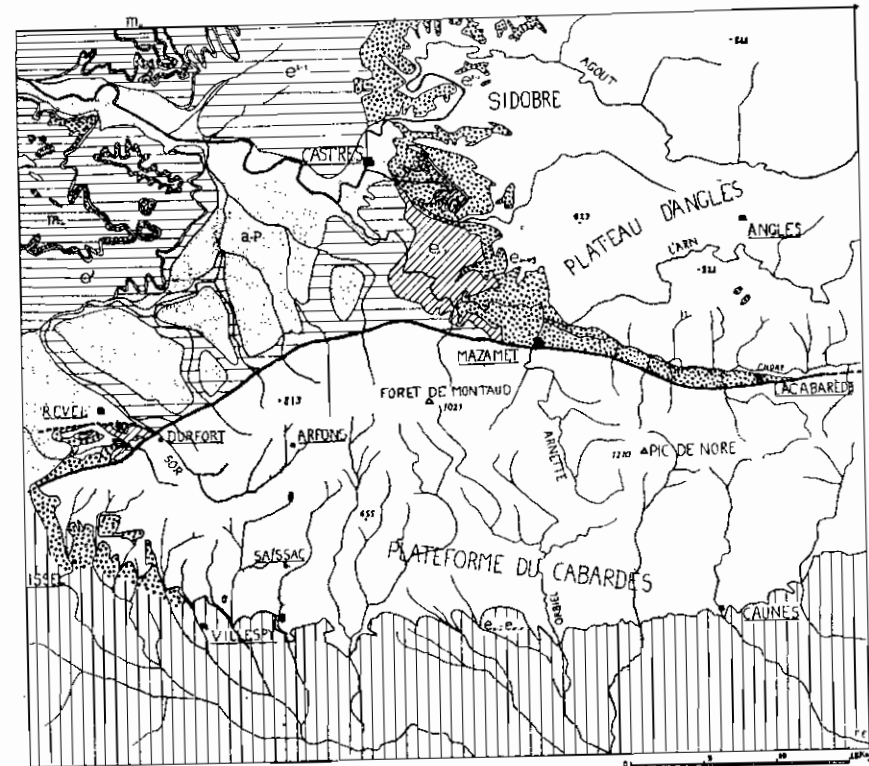


FIG. 7. — La Montagne Noire et ses rapports avec le plateau d'Anglès.

*e<sub>m-1</sub>* : Argiles à graviers de Mazamet. — *e<sub>1</sub>* : Calcaire de Castres. — *e<sup>2-1</sup>* : Bartonien; *e<sup>3</sup>* : Ludien; *m<sub>1</sub>* : Sannoisien; *m<sub>2</sub>* : Stampien (Mollasses en barré, bancs calcaires en blanc, poudingues en noir et blanc). — *e<sub>11-10</sub>* *e<sub>13-12</sub>* : Eocène inférieur et moyen du Carcassonnais. — *a-p* : Nappes alluviales de la plaine castraise. — Les terrains cristallins et primaires sont en blanc.

Les torrents du versant Nord, en particulier l'Arnette et le Sor, présentent, d'après DAVID, plusieurs niveaux caractérisés, témoignant d'anciens cycles d'érosion :

a) *Le cycle de Pradelles* très évolué, dont subsisterait toute la région faite, avec ses formes séniles et ses cuvettes à drainage indécis. BAULIG admet que le cycle de Pradelles entame une sur-



face antérieure, la plate-forme de Peyremcaux, à laquelle appartiendraient les sommets.

b) *Le cycle de Fournès*, dont subsistent de larges plateformes vers 500 à 600 mètres dans les hautes vallées des torrents et sur les contreforts. DAVID rattacherait à ce cycle la formation des graviers des collines du Tarn, considérés comme pliocènes.

c) *Le cycle de Saint-Sauveur*, quaternaire, a laissé des replats vers 420 mètres; « les formes qui en sont conservées doivent être mises en rapport avec les terrasses les plus élevées de l'Agout ».

Le versant Sud est une pénéplaine presque parfaitement uniforme, la *plateforme du Cabardès*, recoupée vers 800 à 900 mètres d'altitude par la pénéplaine du cycle de Pradelles. C'est une surface fossile, prémontienne, récemment déblayée, postérieurement à l'établissement du réseau hydrographique surcreusé et surimposé où BAULIG retrouve les cycles de l'autre versant. Son relèvement, de l'ordre de 60 à 80/1.000 et son gauchissement au niveau de l'Orbiel, à l'Est duquel l'inclinaison augmente, seraient un contre-coup des premiers mouvements pyrénéens.

« La Montagne Noire, dit DAVID, a basculé vers le Sud en se relevant au Nord. Une dislocation du bord Nord à ce moment est très vraisemblable. Elle expliquerait le contraste avec le versant Sud. L'érosion ne peut pas être seule responsable de la coupure du Thoré. Des dépôts éocènes y sont entaillés par la rivière à Mazamet; argiles et graviers analogues à ceux qui recouvrent le bord occidental du Sidobre, accumulés ici sur une épaisseur de plus de 100 m. Ce sont des produits d'altération superficielle sur une très vieille surface, entraînés par le ruissellement, et qui sont venus vraisemblablement ici combler une fosse. En fait, les croupes descendant du faite de la Montagne Noire sont souvent brusquement tranchées par des facettes triangulaires, alignées suivant un plan incliné de 30° au moins... »

Quant au plateau de Saint-Ferréol: « Il semble limité par deux fractures, l'une du côté de la plaine, l'autre du côté de la montagne: lors du soulèvement il aurait été entraîné avec le massif mais un peu en retrait » (p. 240).

« La coupure du Thoré — BAULIG précise (pp. 299-300) — est une vallée d'érosion creusée sur l'emplacement d'un fossé tectonique jadis remblayé. Le remplissage sur une grande épaisseur d'une fissure béante ouverte par basculement implique une phase orogénique préparatoire, des dislocations ayant précédé les grands mouvements pyrénéens. »

Parlant par ailleurs de la surface prétertiaire du versant Sud, il continue: « Ensevelie ici sous les sédiments qui s'accumulaient dans la gouttière sous-pyrénéenne, elle continuait ailleurs d'évoluer par repri-

ses et retouches multiples, au gré des mouvements lents du sol et des légers déplacements du niveau marin, jusqu'à ce que les grandes dislocations aquitaniennes, en rajeunissant vigoureusement le relief, vissent inaugurer une phase d'érosion nouvelle. »

Ainsi la Montagne Noire serait née d'un *basculement* général vers le Sud, accompagné de la rupture suivant une grande faille principale et de la formation d'une fosse en avant de la faille. Une phase orogénique préparatoire aurait permis le remplissage de cette fosse avant la fin du Lutétien. Puis les grands mouvements post-lutétiens auraient fait basculer la surface antémontienne du versant Sud, permettant à l'érosion de s'attaquer « par retouches multiples » dans la région faitière. Enfin le paroxysme aquitain aurait rajeuni le relief et inauguré une phase d'érosion nouvelle, dont les péripéties sont en partie inscrites dans la morphologie du bloc ancien, remis en saillie par l'abaissement répété du niveau de base général.

Cette conception mérite d'être précisée et discutée.

**Faille de Mazamet.** — Nous nommerons ainsi la faille présumée, limitant le front de la Montagne Noire sur plus de 60 km.

Son existence, admise par DAVID pour des raisons morphologiques assez probantes, est difficile à démontrer directement. En effet presque partout le contact entre les terrains anciens et les formations tertiaires est masqué par des arènes et éboulis de pente ou par des déjections torrentielles. Il se traduit par une rupture de pente assez nette jalonnée par une ligne de sources abondantes, et soulignée approximativement par le passage des prairies aux landes et aux châtaigneraies. Le contact se fait suivant un plan fortement incliné, car les ravins ne semblent affecter que très peu son tracé. Un *rentrant* se dessine même à la traversée du ravin d'Aupillac, près d'Aiguefonde. Le plan de faille serait donc incliné vers le Sud; la faille serait de caractère *inverse*. C'est d'ailleurs ce que laisse supposer l'allure arquée de son tracé et la coupe générale de la vallée du Thoré.

L'approche immédiate des terrains anciens n'affecte que très peu la nature lithologique des sédiments, lutétiens tout au moins. J'ai relevé quelques coupes (fig. 8) où l'on voit effectivement le Tertiaire et les terrains anciens au contact ou à une faible distance.

La plus intéressante est celle du petit mamelon d'Aussillon.

près de Mazamet, où le Calcaire de Castres bute contre un filon de quartz par l'intermédiaire d'une *brèche tectonique* indiscutable: sur plusieurs mètres d'épaisseur le quartz est broyé et recimenté par le calcaire (fig. 8-B).

Sans être aussi concluantes, les autres coupes sont également démonstratives de l'existence d'une faille: 1° Le plan de contact est nécessairement incliné de plus de 30°; 2° Il y aurait contradiction entre le facies des sédiments tertiaires et leur gisement au pied d'un abrupt très élevé et incliné de plus de 30°; en effet, le Calcaire de Castres arrive jusqu'au contact immédiat des terrains anciens sans se charger du *moindre élément détritique* visible; tout au plus devient-il un peu marneux. On peut difficilement concevoir qu'il ait pu se déposer dans ces conditions. Dans une moindre mesure on peut en dire autant des argiles rouges des tuileries de Saint-Amans et des arkoses bartoniennes. Cependant, ces dernières sont très souvent mêlées d'éléments grossiers non roulés ou de galets: le Bartonien a donc pu se déposer en contre-bas d'un relief déjà marqué, dû à un jeu sensible de la faille.

Nous admettrons donc la réalité de cette grande *faille de Mazamet*.

**Accident de Saint-Ferréol.** — Comme le décrit la légende de la feuille de Castres, un accident local ramène au jour le substratum des mollasses bartoniennes au Sud de Revel, formant le plateau de Saint-Ferréol; le calcaire de Castres émerge brusquement à l'Est de Durfort, formant une petite falaise escarpée qui se détache en oblique de la falaise principale de la Montagne Noire. Le gneiss apparaît bientôt sous le calcaire lutétien affecté d'un fort plongement vers la plaine. Le manteau alluvial qui s'étend jusqu'au pied de l'escarpement empêche d'observer si cette importante flexure est rompue en faille, comme il semblerait probable.

**Orogénèse tertiaire de la Montagne Noire.** — Le terme de *basculément* mis en avant par DAVID rend assez mal compte de l'orogénèse de la Montagne Noire tertiaire, évoquant un jeu purement radial du bloc ancien. Replacée dans le cadre régional, où les efforts tangentiels ont été le facteur essentiel de la tectonique, ne serait-ce que dans le chaînon tout voisin de Saint-Chinian, elle apparaît comme une vaste écaille, ou plutôt comme un petit *pli*

de fond extrêmement typique, dont la coupe transversale est très semblable, à l'échelle près, à l'une de celles qu'ARGAND figure dans

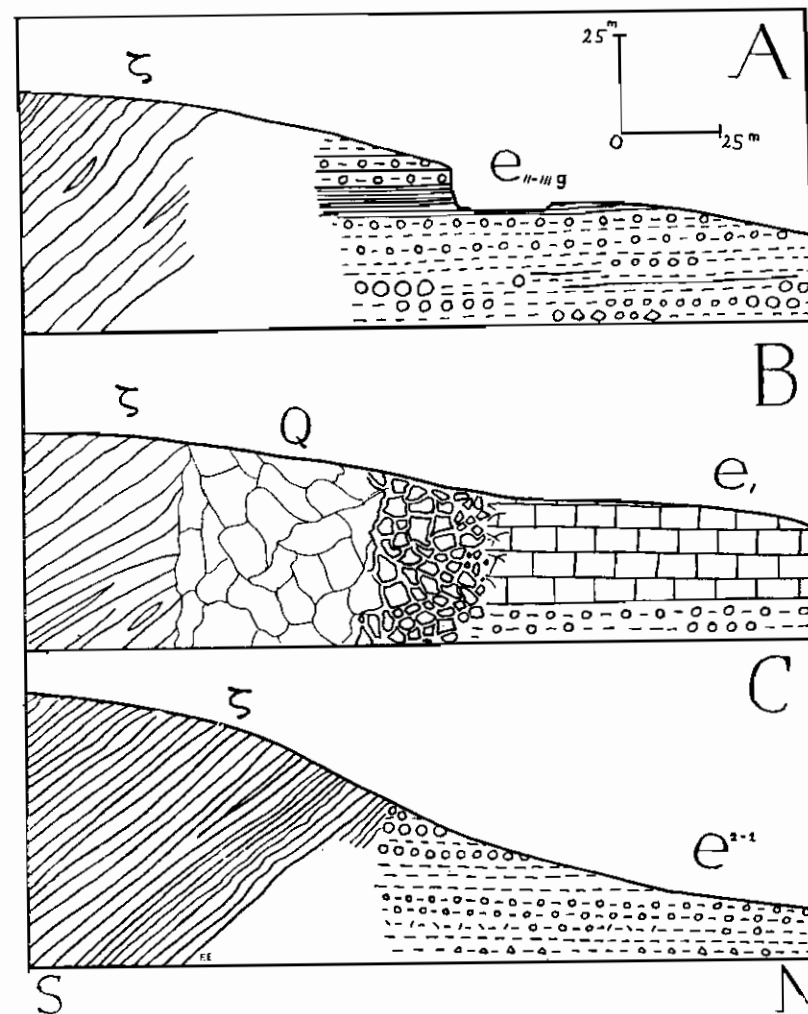


FIG. 8. — Trois coupes de détail au pied de la Montagne Noire.

A) Argillières du Simon près de Saint-Amans-Soult. — B) Mamelon au NE d'Aussillon, près de Mazamet. — C) Mamelon au Sud du Mazet, près de Massaguel.

son mémoire à titre d'exemple théorique (1924, fig. 5 A): couverture sédimentaire sur le versant arrière peu incliné, « bourrelet préliminaire » spécialement attaqué par l'érosion,

front en arc, formant falaise, rompu à la base, et dominant un bassin de sédimentation (fig. 9 B).

A l'Est du méridien de Mazamet, le plateau d'Anglès formant obstacle à la poussée, au « flux » vers le Nord, s'est ployé devant le front du pli de fond; ainsi s'est constitué le « fossé » du Thoré, profondément dissymétrique et sans doute à peine esquissé au moment du dépôt des argiles à graviers. Corrélativement le pli de fond s'est exalté en hauteur; ainsi s'explique le gauchissement de la plateforme du Cabardès au niveau de l'Orbiel et son inclinaison plus forte à l'Est de ce méridien (fig. 9 C).

Plus loin encore, au-delà du col de la Fenille, l'état d'érosion du massif est plus avancé et le pli de fond ne se distingue plus nettement.

L'étude des terrains sédimentaires du Carcassonnais et du bassin de Castres, d'ailleurs connus depuis longtemps, devrait permettre de reconstituer indirectement toute l'histoire de la formation du pli de fond, si nous savions mieux restituer les caractères de leur milieu générateur.

1. Au début de l'Eocène, la plateforme du Cabardès n'était encore qu'une surface continentale très peu inclinée, peut-être en continuité avec la pénéplaine d'Anglès, et que recouvraient des argiles à graviers d'origine mal connue, ainsi qu'un calcaire d'eau douce thanétien à *Physa prisca*, de grande extension vers l'Est.

2. A l'Yprésien et au Lutétien inférieur, la transgression marine du calcaire à Alvéolines les a dépassés et s'est avancée directement sur les terrains anciens; peut-être a-t-elle recouvert toute la surface du Cabardès, qui s'élève, d'après DAVID, jusqu'à 900, et peut-être 1.200 mètres d'altitude. Un bassin de sédimentation existait à ce moment plus au Nord, où se déposaient sur une assez grande épaisseur des bancs intriqués d'argiles, d'arkoses et de cailloux ou de blocs roulés, empruntés à diverses roches de la région. Leur couleur rutilante dénote un milieu oxydant; la grosseur de certains éléments, à une distance d'ailleurs quelconque du pied de la Montagne Noire, un transport par des eaux rapides.

Les deux domaines n'étaient peut-être séparés que par une ride, première ébauche du pli de fond. Le passage latéral s'observe d'après VASSEUR à l'extrémité Sud-Ouest de la montagne; les gra-

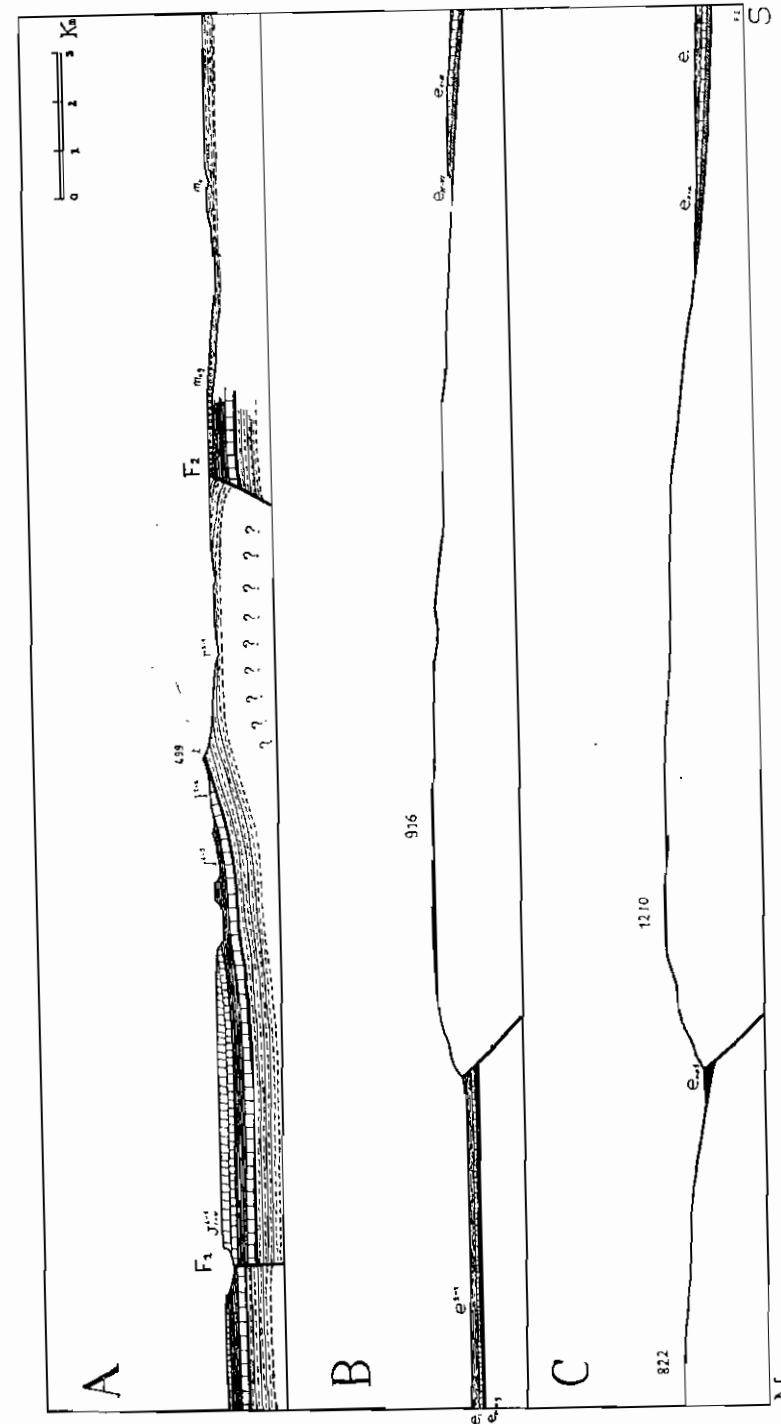


FIG. 9. — Grésigne et Montagne Noire, coupes à la même échelle.  
 A) Coupe de la Grésigne, par Penne et le Merdassou; F<sub>1</sub>, Faille de Saint-Antonin; F<sub>2</sub>, Faille bordière principale.  
 — B) Coupe de la Montagne Noire par Dourgne et Saissac. — C) Coupe du plateau d'Anglès et de la Montagne Noire par Saint-Amans-Soult et Caunes.

viers, très réduits à Saint-Ferréol sous le calcaire de Castres, passent entre Issel et Villespy au calcaire marin graveleux et très littoral. Peut-être le passage se faisait-il de même tout le long de la montagne; à Lacabarède les graviers ne sont situés qu'à 13 km. de la limite d'érosion *actuelle* des dépôts marins de l'autre versant, qui s'étendaient certainement plus loin vers le Nord.

Comme le fait remarquer BAULIG, des mouvements pré-lutétiens ont eu lieu, donnant naissance à la *ride* et à la fosse de sédimentation qui la longe. ASTRE (1922) a pu mettre en évidence des mouvements yprésiens-lutétiens affectant les fonds sous-marins au cours de la sédimentation et traduisant dans le domaine océanographique une instabilité profonde, annonciatrice ou accompagnatrice de la vague pyrénéenne.

3. Par contre, le faciès calcaire qui règne dans le bassin de Castres, jusqu'au pied même de la Montagne Noire au Lutétien supérieur, indiquerait une période de tranquillité tectonique; la ride frontale ne pouvait avoir alors qu'un faible relief.

4. Les conditions changent au Bartonien; une phase de poussées importantes a dû avoir lieu au début de cette période. Désormais le pli de fond s'individualise, et se présente en surface avec un relief appréciable, comme le prouvent les brèches à éléments anguleux formés en bordure des dépôts mollassiques.

5. Les terrains plus récents n'affleurent qu'à distance du pied de la montagne. Néanmoins ils ont enregistré les périodes de grande érosion succédant aux poussées successives qui rajeunissaient le relief des Pyrénées comme de la Montagne Noire. Le Ludien, après une phase calcaire continue le Bartonien; le Sannoisien et le Stampien commencent tous deux par un banc de poudingues et se terminent par un épisode calcaire. Le pli de fond se serait ainsi accentué par à-coups, partiellement enseveli à mesure qu'il prenait du volume.

6. On ignore ce qui s'est passé après le Stampien; on peut admettre avec BAULIG que le paroxysme aquitainien a achevé l'œuvre orogénique et peut-être inauguré le cycle d'érosion dont nous voyons les traces sur la région faîtière de la montagne, alors seule saillante.

7. L'érosion différentielle, grâce à un abaissement considérable du niveau de base régional, accompagné peut-être d'un gauchisse-

ment général, a dégagé à une date relativement récente le pli de fond des terrains sédimentaires dont il émergeait peu, mettant en saillie la grande falaise frontale, qui n'avait probablement jamais eu un tel relief.

\* \* \*

#### CONCLUSION GÉNÉRALE : GRÉSIGNE ET MONTAGNE NOIRE

La Grésigne et la Montagne Noire sont deux accidents, nés des répercussions des paroxysmes pyrénéens sur la bordure du Massif central, se faisant face de part et d'autre de la plaine de l'Albigeois.

La Montagne Noire est une vaste écaille ou plutôt un petit pli de fond typique, dont le front développé en arc est rompu à la base en une grande faille, la *faille de Mazamet*. La vallée du Thoré résulte du pincement des argiles à graviers de Mazamet entre le front de la Montagne Noire et le rebord du plateau d'Anglès qui est leur substratum normal. A peine ébauché à l'Eocène moyen, le pli de fond s'est élevé par à-coups répétés, enseveli en partie au fur et à mesure de sa surrection; elle aurait été parachevée à l'Aquitainien. L'érosion différentielle a pu dégager tout le bloc ancien résistant et homogène.

La Grésigne, très différente en apparence et plus compliquée, est formée de terrains hétérogènes, avec peut-être un noyau cristallin; elle serait sur une très petite échelle un pli de fond, à déversement Sud, ou une écaille de fond, en rapport avec la fin de la faille de Villefranche. De multiples accidents superficiels et tangentiels témoignent des répercussions sur la surface des jeux profonds; un système de failles radiales antérieures NNE et l'état d'érosion contemporain ont influé localement sur les jeux de surface plus récents; réciproquement les dépôts stampiens bordiers reflètent les conditions topographiques de leur formation et indirectement l'influence des actions tectoniques sur la topographie stampienne. La Grésigne aurait acquis sa structure actuelle au cours d'une importante phase orogénique aquitainienne, achèvement des mouvements stampiens précédents. Son histoire pré-stampienne est obscure. La morphologie actuelle

résulte de l'attaque, grâce à l'abaissement récent des niveaux de base, d'une ancienne topographie usée dont subsistent des aplanissements (surface de Vaour).

Malgré des différences très importantes, dues pour une part au matériel intéressé et à la structure antérieure, la Grésigne et la Montagne Noire présentent de nombreux points communs : ce sont deux massifs similaires, accidents de fond, sinon apparentés aux massifs du Mouthoumet et d'Alaric, du moins jalonnant un même axe Nord-Sud. Leur étude se complète et soulève d'intéressants problèmes de tectonique, de morphologie et de sédimentation, où apparaît bien l'interdépendance profonde de ces facteurs.

#### PRINCIPAUX OUVRAGES CONSULTÉS

- ARGAND (E.). — La tectonique de l'Asie. *Congrès géologique international*, 13<sup>e</sup> session, Belgique, 1922, Liège, 1924, pp. 171-372, 21 fig.
- ASTRE (G.). — Plissements localisés du fond de la mer nummulitique sur le versant inéridional de la Montagne Noire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1922, 4<sup>e</sup> sér., t. XXII, pp. 221-224.
- Les Crocodiliens fossiles des terrains tertiaires sous-pyrénéens. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXI, 1931, pp. 25-71.
- Documents sur les gisements de Mammifères fossiles du Bassin de la Garonne (première série). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LII, 1924, pp. 197-206.
- Les grandes phases géologiques du domaine pyrénéen. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXI, 1931, pp. 363-380.
- BAULIG (H.). — Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Paris, Armand Colin, 1928, in-8°, 591 p., 33 phot. h. t., 11 cartes et coupes.
- BERTRAND (L.). — Les grandes régions géologiques du sol français. Paris, E. Flammarion, 1935, 339 pp., 25 fig., 8 pl. h. t.
- BLAYAC (J.). — Feuille de Montauban. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. X, n° 62, 1898-1899, C. R. des collab.
- L'Agout tributaire de l'Aude et de la vallée du Lhers mort. *C. R. Acad. Sc.*, t. CXLV, 1907, pp. 1367-1370.
- Aperçu sur la répartition des faciès et du synchronisme des terrains tertiaires du Bassin de l'Aquitaine au Nord de la Garonne et jusqu'à Castres. *Livre jubil. du Cent. de la Soc. géol. de Fr.*, Paris, t. I, p. 151.
- BOISSE DE BLACK (Y.). — Le détroit de Rodez et ses bordures cristallines. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXVI, n° 188, 1932, 281 p., 32 fig., XI pl. h. t., 1 carte h. t.

- BOULE (M.) et PIVETEAU (J.). — Les Fossiles. Paris, Masson, 1935.
- CARAVEN-CACHIN (A.). — Description géographique et géologique des départements du Tarn et du Tarn-et-Garonne. Paris et Toulouse, 1898.
- CARTAILHAC (E.). — Les stations de Bruniquel sur les bords de l'Aveyron. *L'Anthropologie*, t. XIV, pp. 129-295, 1903.
- CHAPUT (E.). — Recherches sur l'évolution des terrasses de l'Aquitaine. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXI, 1927, pp. 17-100.
- DAVID (A.). — Le relief de la Montagne Noire. *Ann. de Géogr.*, t. XXIX, 1920, pp. 241-260, 4 fig., 2 pl.
- ELLENBERGER (F.). — Recherches tectoniques sur le Massif de la Grésigne. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXXI, 1937, pp. 195-246, 18 fig., 3 pl. h. t.
- FOURNIER (E.). — Le dôme de la Grésigne. Feuille de Montauban. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. X, n° 66, 1898-1899, 9 pl., 1 fig.
- Etudes sur le régime des eaux dans le Quercy depuis l'Eocène supérieur jusqu'à l'époque actuelle. *Id.*, t. XI, n° 78, 1899-1900, 13 p., 2 fig.
- GÈZE (B.). — Etude hydrogéologique et morphologique de la bordure Sud-Ouest du Massif Central. Paris, Inst. Nat. Agronomique, 1937, 81 p., 20 fig., 4 pl. h. t., *Ann. de l'Institut nat. agronom.*, t. XXIX.
- GLANGEAUD (P.). — Les plissements des terrains crétacés du Bassin de l'Aquitaine. *C. R. Acad. Sc.*, t. CXXXVII, 1898, pp. 1242-1245.
- HAUG (E.). — Traité de Géologie, t. I-II, 1907-1911.
- LEMOINE (P.). — Géologie du Bassin de Paris. 1 vol., 408 p., 136 fig., 9 cartes. 1911.
- LEYMERIE. — Description géologique... de la Haute-Garonne. Toulouse, E. Privat, 1881.
- MARTONNE (E. DE). — Traité de Géographie physique. 4<sup>e</sup> édition, Paris, 1926.
- La morphologie du plateau central de la France et l'hypothèse eustatique. *Ann. de Géogr.*, t. XXXVIII, 1929, pp. 113-132.
- MENGAUD (L.). — Ressources aquifères du Lauragais. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXXII, 1938, pp. 81-94.
- THÉVENIN (A.). — Etude géologique de la bordure Sud-Ouest du Massif Central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XIV, n° 95, 1902-1903, 203 p., 51 fig., 5 pl., 1 carte.
- TOURNOUËR (R.). — Sur l'âge géologique des « mollasses de l'Agenais ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2<sup>e</sup> série, t. XXVI, 1869, pp. 983-1019, 3 fig.
- TWENHOFFEL. — A Treatise on Sedimentation.

VASSEUR (G.). — Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. II, n° 19, 1881, 16 p., 10 fig.

*Carte géologique au 80.000<sup>e</sup>*, feuilles 206 (Cahors), 218 (Montauban), 219 (Albi), 231 (Castres), 243 (Carcassonne).

*Carte au 320.000<sup>e</sup> en noir*, feuilles de Rodez (26) et Toulouse (30).

*Minutes au 40.000<sup>e</sup> en courbes*, feuilles de Cahors S. E. et Montauban N. E.

---