



**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

MAZAMET

XXIII-44

MAZAMET

La carte géologique à 1/50 000
MAZAMET est recouverte par la coupure
CASTRES (N° 231)
de la carte géologique de la France à 1/80 000

*Nord de la
Montagne noire*

Lavaur	Castres	Lacaune
Revel	MAZAMET	S ^t -Pons
Castelnaudary	Carcassonne	Lézignan- Corbières

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	3
<i>HISTORIQUE SOMMAIRE DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES</i>	4
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>FORMATIONS DU SOCLE HERCYNIEN</i>	10
<i>FORMATIONS PALÉOGÈNES</i>	17
<i>FORMATIONS FLUVIATILES QUATERNAIRES</i>	23
ÉTUDE TECTONIQUE	26
<i>TECTONIQUE DU SOCLE HERCYNIEN</i>	26
Étude microtectonique	26
Tectonique régionale	28
<i>TECTONIQUE DE LA COUVERTURE</i>	33
ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA RÉGION PLACÉE AU NORD DE LA MONTAGNE NOIRE (s.s)	34
GÉOLOGIE ET VÉGÉTATION	36
DONNÉES GÉOTECHNIQUES CONCERNANT LE SILLON DE MAZAMET	36
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	38
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	38
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	41
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	44
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	44
<i>COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES</i>	45
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	46
<i>DOCUMENTATION ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	50
AUTEURS DE LA NOTICE	50

INTRODUCTION

Le territoire couvert par la feuille Mazamet se situe dans une partie très méridionale du Massif Central français, aux confins orientaux du Bassin d'Aquitaine. Sa distribution, très inégale, entre ces deux régions naturelles reflète la juxtaposition de deux ensembles géologiques distincts, ayant entre eux des rapports de socle à couverture.

Le socle, constitué de terrains primaires et plus anciens, cristallins et cristallophylliens, affleure largement dans tout le Sud et l'Est. Il appartient à la partie occidentale de la *Montagne Noire*, structurée au cours de l'orogénèse hercynienne, aux environs de 300 M.A.

La couverture est formée de sédiments continentaux tertiaires et quaternaires. Mise en place au cours des derniers 50 M.A., elle se localise plus étroitement à la vallée du Thoré et au débouché de celle-ci dans le Sud-Est du « *golfe* » de Castres (*sensu* Vasseur).

L'expression « Montagne Noire » prête à discussions. Selon l'acception locale, adoptée par les géographes, elle désigne seulement l'extrémité tout à fait méridionale du Massif Central, constituée, au Sud de la vallée du Thoré, par les monts du Cabardès, du Minervois, du Sorézois et le massif de Nore. Cependant, depuis Dufrenoy et E. de Beaumont et par conséquent de longue date (1830-1840), les géologues ont étendu cette appellation à un domaine hercynien plus vaste, atteignant 100 km de long sur 40 à 50 km de large : à partir de la zone précédente qu'il englobe, cet ensemble s'allonge en direction de l'E.NE jusqu'au Lodévois et au Larzac ; limité par les affleurements tertiaires du Carcassès au Sud, du Biterrois au Sud-Est, du Castrais au Nord-Ouest, et par le bassin permien de Saint-Affrique au Nord-Est, il n'est relié au reste du Massif Central que par l'isthme étroit de l'Albigeois cristallin, au Nord. Suivant en cela M. Roques (1941) et B. Gèze (1949), nous éviterons toute ambiguïté en employant, dans le premier sens, l'expression de Montagne Noire *stricto sensu*, dans le second, celle de Montagne Noire (sans autre précision).

Les formations métamorphiques et éruptives qui affleurent largement sur le territoire de la feuille Mazamet appartiennent donc à la partie occidentale de la Montagne Noire. Cette structure hercynienne est divisée de façon classique (J. Bergeron, 1889 ; B. Gèze, 1949) en trois zones allongées parallèlement de l'W.SW à l'E.NE et qui se distinguent par leurs caractères lithologiques, pétrographiques et structuraux. Cette trilogie (noyau axial séparant un versant septentrional et un versant méridional) se retrouve dans les limites de la feuille :

- le *versant septentrional* y est représenté par les micaschistes de Vermels, ainsi que les micaschistes, orthogneiss, assises volcano-sédimentaires et calcaires de Massaguel — Arfons — le Pas du Sant. Il se prolonge vers l'W.SW par les monts du Sorézois (feuille Revel) et vers le Nord-Est par les monts de Lacaune ;
- la *zone axiale* est ici essentiellement gneissique, avec, au Sud du Thoré, les gneiss de Mazamet — pic de Nore, recoupés par les granitoïdes de Brousses (feuille Carcassonne) et du Lampy — les Martyrs et, au Nord, les gneiss de l'Arn, recoupés par la granodiorite des Saints-Peyres. Ces derniers se poursuivent au Nord-Est, sur la feuille Lacaune, respectivement dans le dôme de l'Agout et le massif d'Anglès ;
- le *versant méridional* présente des formations sédimentaires et épimétamorphiques impliquées dans une tectonique en nappes. Sur la feuille Mazamet, il est seulement représenté par les micaschistes de Pradelles-Cabardès et de Castans.

Dans le cadre de la feuille comme sur l'ensemble de la Montagne Noire, plissement, métamorphisme et granitisation sont pour l'essentiel hercyniens. Cependant, le matériel sédimentaire sur lequel ils se sont exercés présente partout ici un âge antécambrien à cambrien moyen, donc de l'ordre de 550 M.A. au moins.

Au-dessus de ces formations anciennes viennent directement des formations tertiaires localisées comme nous l'avons dit au seul *sillon du Thoré*, étroit couloir prolongeant en direction de l'E.S.E le bassin sédimentaire du Castrais. Les rapports de ces dépôts avec leur substrat sont normalement ceux d'une superposition en discordance angulaire. Cependant, cette disposition ne s'observe que sur la bordure nord du sillon : au Sud, le contact se fait par chevauchement du socle vers le Nord, le long d'un grand accident inverse passant par Massaguel, Escoussens, Mazamet et la partie en amont de la vallée du Thoré. Cette *faille de Mazamet* (F. Ellenberger, 1938) est la principale manifestation de l'orogénèse pyrénéenne dans les formations du socle hercynien ; on la qualifie parfois du nom de *faille-limite septentrionale* de la Montagne Noire (s. s.).

Les dépôts accumulés dans le sillon du Thoré ne montrent aucune trace d'incursion marine. Ils participent, de façon très marginale à l'énorme masse de sédiments exclusivement continentaux étalée sur toute l'Aquitaine orientale, à travers Périgord, Agenais, Bas-Quercy, Albigeois, Castrais et Lauragais. L'étude de ce complexe a été longtemps délaissée : jusqu'à ces dernières années, elle n'attirait guère les naturalistes, rebutés a priori par la monotonie apparente des faciès et des événements géologiques, et encore moins les géologues miniers, faute d'attraits économiques évidents.

Les formations tertiaires et quaternaires représentées sur la coupure Mazamet à 1/50000 offrent pourtant un intérêt théorique considérable. Placées au pied même de la faille-limite, elles renferment certains témoins des profondes modifications qui ont affecté le pays depuis la fin de l'Eocène inférieur (Ilerdien). Fait relativement rare dans les formations continentales, elles comportent des ensembles lithologiques bien différenciés : calcaires lacustres souvent caractéristiques, argiles à graviers bien ordonnées, grès molassiques conservant certaines des plus belles structures sédimentaires observables dans la région. Telle qu'elle est présentée ici, la cartographie de ces dépôts pourra paraître relativement fine. Cependant, un certain nombre de problèmes ne sont pas clarifiés de façon parfaite. Ainsi, les brèches de Rigautou ne sont peut-être pas entièrement du Lutétien inférieur. De même, dans la région d'Escoussens, la *brèche-mortadelle*, à microflore rissienne, est associée à des faciès analogues, mais ceux-là sans aucun doute lutétiens et bartoniens. Enfin, malgré l'apport des clichés ERTS et Skylab, colluvionnement et altérations superficielles masquent certains accidents tectoniques probables, mais dont la réalité est de ce fait difficile à démontrer sur le terrain.

HISTORIQUE SOMMAIRE DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES

Les plus anciennes réflexions connues sur des objets et phénomènes géologiques, observés dans la région, datent de la première moitié du XVII^e siècle. Nous devons à P. Borel (1641) la première description qui fut faite des formations stromatolitiques placées à la limite nord du territoire de cette carte. Cet auteur leur attribuait le nom suggestif de Priapolites, et nous renvoyons le lecteur à son ouvrage : il y trouvera une succulente interprétation de la genèse de ces branches ou racines momifiées dont les volumes ont été préservés, après leur disparition, par la succession de films algaires qui se développaient autour d'elles. Si ces premières remarques n'ont qu'un intérêt purement historique, les observations consignées par Monseigneur de Gensanne (1776-1779) présentent par contre un intérêt épistémolo-

gique certain. Ce naturaliste de l'École française méridionale imposa vers 1775-1780 la réalité du fluvialisme, concept repris ensuite par J. Hutton (1785) dans son ouvrage « Theory of the Earth ». Ayant parcouru tout le Languedoc, il en a inventorié bien des traits considérés comme essentiels à son époque : nous lui devons ainsi, dans la région de Mazamet, la description des lignites exploités par des mineurs allemands au pied du château d'en Gasc, dans des affleurements aujourd'hui noyés sous les eaux endiguées du Thoré. De même a-t-il signalé quelques-uns des nombreux filons métallifères des monts de Lacaune.

À partir de ces investigations très préliminaires, et dès la première moitié du XIX^e siècle, les recherches géologiques vont se développer de manière indépendante dans la Montagne Noire et en Aquitaine orientale.

La Montagne Noire va désormais intéresser vivement les géologues et les travaux la concernant seront extrêmement nombreux. Nous citerons les plus marquants, répartis en quatre périodes.

I — *La première phase est celle des explorations.*

Dès 1827, M. de Serres distingue dans la région des terrains successivement *primordiaux, de transition, et de sédiments inférieurs*. De 1828 à 1842, Dufrénoy établit la *structure anticlinale* de la Montagne Noire, à cœur de gneiss et de granite, flanqué de terrains de transition. De 1842 à 1870, A. Boisse discute l'attribution possible des schistes et calcaires des monts de Lacaune au Cambro-Silurien et envisage un âge carbonifère pour les plissements. Cette période s'achève avec la parution des cartes géologiques à 1/80 000 des départements de l'Hérault (P.-G. de Rouville, 1876) et de l'Aude (A. Leymerie, P.-G. de Rouville, M. Viguier, 1886).

II — *La deuxième période est celle des progrès liés aux travaux de l'École de Montpellier* (P.-G. de Rouville, J. Miquel et *al.*) et à l'œuvre importante de J. Bergeron, publiée de 1883 à 1913. La stratigraphie est alors largement élucidée, les principales phases de plissement sont reconnues ; métamorphisme et venues magmatiques sont étudiés ; une synthèse tectonique est proposée ; les coupures régulières à 1/80 000 Castres et Bédarieux sont publiées.

III — À partir de 1928, *la révision de ces feuilles détermine une nouvelle phase de recherches*. Les principaux résultats en sont exposés dans les travaux de R. Böhm (1935) sur le passage Dévonien—Carbonifère, de M. Thorat (1935) sur le Cambro-Ordovicien et la géologie des monts de Lacaune, de M.-C. Chaubet (1937) sur le Gothlandien du versant méridional, de M. Dreyfus (1939-47) sur l'Ordovicien du même versant, de M. Roques (1941) sur la série cristallophyllienne, et enfin de B. Gèze (1949) dont l'ouvrage synthétique fait toujours référence. La stratigraphie est affinée ; métamorphisme et migmatisation sont envisagés sous l'angle de la pétrographie et de la zonéographie, ainsi que dans leurs rapports avec la tectonique, elle-même étudiée méthodiquement.

IV — *La période récente* voit appliquer à la Montagne Noire les *idées et techniques modernes*, développées en géologie depuis 1945 : géochronologie, sédimentologie, paléogéographie, biostratigraphie nouvelle (pollens, Conodontes), analyse structurale... sont mises en œuvre, depuis 1960, dans de très nombreux travaux (thèses de 3^e cycle en particulier). Souvent assez localisées, ces études contribuent à l'élaboration, en cours, d'une nouvelle couverture géologique de la région par des cartes à 1/50 000.

Parmi celles-ci, la coupure Mazamet couvre une partie de la Montagne Noire occidentale, longtemps délaissée, même chez B. Gèze, probablement en raison de l'abondance des terrains cristallins, de l'absence de fossiles permettant une stratigraphie précise et du couvert végétal très important. L'étude stratigraphique, pétrographique et structurale consacrée à ce secteur par P. Debat (1974) est venue combler cette lacune.

De son côté, la partie orientale du Bassin d'Aquitaine faisait l'objet de recherches géologiques sérieuses à partir des années 1840. Les gisements de Vertébrés fossiles vont tout naturellement attirer surtout l'attention sur les terrains affleurant en Castrais et en Albigeois. Cependant, les raisons évoquées à l'introduction feront que les formations observables dans le cadre de la feuille Mazamet ne seront pas négligées. L'évolution des recherches faites ici admet cinq périodes principales :

I — La première, de 1840 à 1848, est celle de *l'établissement du canevas stratigraphique et d'une cartographie de reconnaissance* par Dufrénoy et Elie de Beaumont (1841), puis de Boucheporn (1848). Les terrains de cette région sont reconnus appartenir au Cénozoïque.

II — La deuxième voit *la collecte systématique des faunes malacologiques et mammalogiques*, de 1848 à 1874. Le causse de Labruguière a fourni à T. Noulet de très nombreux fossiles que l'on trouvera décrits dans son précieux mémoire sur les coquilles fossiles des terrains d'eau douce du Sud-Ouest de la France (1854-1857). Un peu plus à l'Ouest, sur la commune de Viviers-lès-Montagnes, les grès molassiques livraient des molaires et des mâchoires de *Lophiodon lautricense*, d'*Anchilophus*, de *Paleotherium castrense*, de *Plagiolophus nouleti* (Noulet, 1851) (Roux, 1860).

III — La troisième est une *phase de levés cartographiques coordonnés intégrant les efforts de tous les géologues français qui de 1874 à 1905, établissent la couverture générale de la France en cartes à 1/80 000*. En 1890, Vasseur et ses collaborateurs sont chargés des dix-huit feuilles intéressant la partie orientale de l'Aquitaine, vierges alors de tout contour. La région de Mazamet est parcourue dans les années 1895. Les observations correspondantes sont consignées dans la carte Castres (1896) : une partie du sillon de Mazamet y est notée comme dépourvue de terrains tertiaires et la faille-limite nord de la Montagne Noire (s.s.) n'est pas encore tracée. Le « *golfe du Castrais et de l'Albigeois* » apparaît comme un vaste bassin en cul-de-sac à la manière d'une avancée de la mer à l'intérieur des terres. Cette phase de recherches verra la naissance de vives polémiques, engagées en particulier entre G. Vasseur et A. Caraven-Cachin (1886-1889-1890). Elles se cristalliseront d'une part autour des problèmes posés par les poudingues de Puylaurens et d'autre part sur l'âge des divers faciès bréchiqes auxquels appartient la *brèche-mortadelle*.

Dans ces querelles A. Caraven-Cachin sera rapidement éliminé de la scène scientifique et G. Vasseur restera le géologue ayant fait œuvre exhaustive.

IV — Vient ensuite *une phase de désintérêt pour les formations continentales tertiaires*. Vasseur meurt en 1917 d'une crise cardiaque au soir d'une journée de terrain, au pied d'un des moulins plantés autrefois sur les buttes-témoins des calcaires de Cieurac, aux confins de l'Albigeois et du Bas-Quercy. Ses travaux sont considérés comme définitifs et toute observation minutieuse de ces formations paraît désormais accessoire. En 1930, J. Blayac publie le tableau synoptique des formations molassiques et des calcaires lacustres, placés au Nord et à l'Est de la Garonne. C'est alors le silence, L. Mengaud et G. Astre s'intéresseront aux formations bartoniennes et stampiennes placées plus à l'Ouest, mais le sillon de Mazamet et le causse de Labruguière n'intéressent plus personne. Cependant, les travaux de F. Ellenberger (1938), entre le dôme de la Grésigne et la Montagne Noire et ceux de B. Gèze sur la Montagne Noire (1949), apportent la preuve indirecte que les formations tertiaires du sillon de Mazamet se développaient au Sud des limites que nous leur voyons actuellement. Malgré cela, la 2^e édition de la feuille Castres à 1/80 000 reporte les contours et les découpages stratigraphiques de Vasseur en n'y apportant qu'une seule modification importante : les formations d'argiles à gravier sont enfin portées présentes jusqu'aux environs de Saint-Amans-Valtoret.

V — La dernière période correspond au *développement en France de la sédimentologie et de la géomorphologie climatique*. Au lendemain de la dernière guerre, le foisonnement des idées nouvelles et les exigences des besoins ont amené l'essor de la recherche fondamentale dans les sciences de la terre comme dans les autres domaines. Les terrains sédimentaires continentaux et les altérites de la carte Mazamet vont bénéficier des apports originaux de notre époque :

— le premier est l'introduction de la sédimentologie dans les études régionales. Elle est illustrée par A. Vatan, qui, en 1947, publie sa thèse sur la sédimentation continentale tertiaire dans le Bassin de Paris méridional, avant d'étudier certains aspects de la sédimentation en Aquitaine, en particulier dans le Castrais et l'Albigeois (1948). La thèse de G. Kulbicki sur le Sidérolithique du Nord de l'Aquitaine sort en 1956, celle de F. Crouzel sur le Miocène continental toulousain en 1957 ;

— le second est l'avènement, puis le triomphe de la géomorphologie climatique qui permet le rejet des dogmes davisiens et rénove l'étude des paysages et des formations quaternaires. H. Enjalbert (1961) va s'y illustrer dans son étude sur le modelé et les sols des pays aquitains.

C'est dans un tel contexte que la cartographie à 1/50 000 des terrains compris entre le dôme de la Grésigne et la Montagne Noire a été entreprise.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Fondamentalement dissemblables à tous égards, socle et couverture ont suscité des orientations de recherche spécifiques à l'un et à l'autre. Les connaissances acquises ne sont donc pas exactement du même ordre sur les deux domaines. Pour en tenir compte, la présente reconstitution historique envisagera les événements antéstéphanien surtout sous l'angle de la tectonique et du métamorphisme, et les phénomènes plus récents davantage sous l'angle de la paléogéographie.

L'étude régionale de l'extrémité occidentale de la Montagne Noire met en évidence une évolution structurale et métamorphique hercynienne complexe, correspondant à une succession de déformations accompagnées de recristallisations.

Les terrains les plus anciens sont représentés par des formations métamorphiques précambriennes, originellement arkosiques, pélitiques et calcaires, recoupées par de nombreux feuilletés éruptifs. Ces formations correspondent aux gneiss de Mazamet. Elles sont surmontées par une série finement détritique et calcaire que la découverte de microorganismes dans certains niveaux carbonatés et silico-carbonés (C. Fournier-Vinas, 1971) a permis de rapprocher des formations du Briovérien. Dans ces formations s'est mis en place un complexe éruptif représenté par les orthogneiss du Pas du Sant. Des formations volcano-sédimentaires, carbonatées et quartzitiques, attribuées au Cambrien inférieur et moyen, constituent les termes les plus récents affleurant dans cette région.

L'ensemble a subi une première déformation contemporaine d'un métamorphisme général mésozonal, avec cristallisation de phyllites et, dans les gneiss, transformations des feldspaths, souvent favorisées par les déformations. Dans la région de Mazamet, on observe le développement de sillimanite et un début d'anatexie. Les traits structuraux majeurs correspondants sont l'acquisition d'une foliation et d'une schistosité de flux, associée à des plis isoclinaux. Les caractères de cette déformation suggèrent une certaine correspondance avec la phase de mise en place des nappes du versant sud de la Montagne Noire (F. Arthaud, 1970) : elle serait donc hercynienne.

Ces structures de première génération sont reprises par une deuxième déformation déterminant des plis à plans axiaux subverticaux. Bien développée dans l'Ouest de la feuille et le Sorézois, cette phase de serrage y est responsable de la plupart

des grands plis observables sur le terrain et des mégastructures cartographiques. Elle s'accompagne de recristallisations limitées au voisinage des plans structuraux.

Ulérieurement, intervient un troisième événement tectonique, marqué par le développement de plis en chevrons à plans axiaux subhorizontaux accompagnant une schistosité de crénulation généralisée.

Enfin, un phénomène de serrage tardif se traduit exclusivement par des plis de type *kink bands* dont les plans axiaux, verticaux, sont perpendiculaires à l'allongement général des structures. C'est le dernier épisode de l'évolution structurale hercynienne de cette partie de la Montagne Noire.

Dans l'intervalle des deuxième et troisième déformations, et en prélude possible à cette dernière, intervient la mise en place des massifs granitiques de Brousses et d'Escoussens et granodioritiques des Martys et du Lampy, vers 300 M.A. (330 à 274 M.A. selon les auteurs). Parfois allongés parallèlement aux structures régionales (Escoussens), ces massifs sont entourés d'une auréole de contact à muscovite, biotite andalousite et staurotide.

Le développement d'une structure en dôme dans les gneiss de la zone axiale et la mise en place des massifs granodioritiques pourraient avoir été des facteurs déterminants dans la succession des déformations et les caractéristiques géométriques propres à chacune d'entre elles. Cette hypothèse concernant l'évolution de la partie axiale de la Montagne Noire occidentale s'intègre bien au schéma général de la chaîne et est notamment compatible avec la mise en place des nappes dans le versant sud.

En ce qui concerne les formations tertiaires, toutes les données recueillies sur le territoire de la feuille Mazamet relèvent soit de la sédimentation continentale, soit de la pédogenèse, soit de la morphogenèse des paysages. Pendant toute la durée de cette ère, l'histoire géologique locale se déroule donc en milieu continental, dans une région éloignée de toute influence marine, où lacs et cours d'eau sont les seuls éléments hydrauliques.

Au cours du Crétacé, il y a cent millions d'années environ, tout le pays est exondé et subit des actions de type pédologique sous climat chaud et humide, dont le principal résultat est de laisser les topographies couvertes d'altérites. Ces actions se poursuivent au cours de l'Eocène, même après la rupture des équilibres de tous ordres qui régnaient au Secondaire. Le Sud du Massif Central et la Montagne Noire occidentale ont presque partout subi les effets de ce climat et en présentent aujourd'hui de nombreux témoignages.

Vers 60 M.A., l'oro-hydrographie du Sud de la France va présenter de profondes modifications. Une zone dépressionnaire, d'orientation sub-équatoriale, se crée au Sud de la Montagne Noire. Elle est envahie d'Ouest en Est par un bras de mer épicontinentale dont le maximum d'extension atteint les Corbières à l'Ilerdien (entre 55 et 50 M.A.). En même temps, des reliefs continentaux se différencient sur l'emplacement du Massif Central. Des conditions de climat rhéxistatique aidant, les sols et altérites en place vont être entraînés par les eaux et redéposés dans les dépressions sous la forme d'argiles kaoliniques à graviers, observables dans la région de Mazamet et Saint-Amans-Soult. La migration de ces matériaux se fait du Nord vers le Sud : la partie occidentale de la Montagne Noire ne constitue pas, à cette époque, un obstacle à leur passage, même si elle est sans doute jalonnée de quelques reliefs, plus méridionaux que les points hauts actuels.

Au Lutétien, vers 49 M.A., les aires de sédimentation se déforment à nouveau d'une manière notable. Les rivages marins sont rejetés en gros à l'Ouest du méridien de Pau, dans le Sud de l'Aquitaine, et le paysage local va, lui aussi, changer : de grands lacs s'individualisent dans le Sud du Castrais comme au Sud de la Montagne Noire (s.s.), celle-ci paraissant alors réduite à un simple haut-fond. Dans les premiers,

se déposent les calcaires de Castres et de Labruguière, dans les seconds, ceux de Ventenac (Hérault). Les relations géographiques qui pouvaient exister entre ces deux systèmes lacustres ne sont pas exactement connues : on sait seulement que les rivages du lac de Castres se développaient de la région de Mazamet vers Graulhet, qui n'était pas atteint, et qu'ils se refermaient vers le Sud en passant à l'Est de Toulouse. L'histoire de ce lac est marquée par une subsidence permanente de ses fonds pendant tout le Lutétien (47 à 42 M.A.), avec une tendance transgressive vers l'Est et le Nord-Est, particulièrement nette sur la feuille à 1/50 000 Mazamet.

À la fin du Lutétien, les limites géographiques de la dépression lacustre ne se modifient guère mais sa profondeur diminue et les apports liquides et solides qu'elle reçoit évoluent en nature et en quantité. De lacustre, l'aire de sédimentation devient palustre.

C'est à ce moment que se dessinent peu à peu les traits d'une nouvelle tendance paléogéographique.

Entre 39 et 35 M.A., du Bartonien au Stampien, la zone dépressionnaire du Castrais se déplace vers le N.NW. Elle va se remplir de matériaux dits *molassiques*, qui formeront la masse principale des sédiments où sont sculptés nos paysages tarnais actuels. Ces sédiments argileux, silteux, gréseux, parfois conglomératiques, arriveront, pour la plupart, du Sud. Certains, au sommet du mont de Saix, au Nord de Viviers-lès-Montagnes, contiennent des galets jurassiques et crétacés dont la provenance est indubitablement lointaine.

L'histoire géologique tertiaire de la région de Mazamet s'interrompt ici, pour reprendre seulement à l'orée du Quaternaire, après un vide de 35 millions d'années. Pendant le cours de cette lacune interviennent bien des événements non identifiables ici, parmi lesquels plusieurs étapes de la surrection de la Montagne Noire. Celles-ci interrompent, entre Aude et Tarn, la continuité des formations sédimentaires déposées précédemment, provoquent l'érosion des reliefs qu'elles créent et le transport des produits correspondants dont ne subsistent que des témoins indigents et ambigus.

Ce n'est que depuis 500 000 à 250 000 ans qu'à nouveau se déposent et se juxtaposent en s'emboîtant, ou en s'embrasant les uns dans les autres, des dépôts interprétables. Ce sont les formations quaternaires : formations de versant, formations de piedmont, formations fluviales, formations résiduelles, dont les genèses successives ou simultanées dépendent des variations climatiques entraînées par l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires. Les périodes froides favorisent les érosions éoliennes sur un sol dépourvu de végétation, l'élaboration de brèches de gélifraction, les dépôts de pentes non éliminés du fait d'un déficit des précipitations, donc de circulation des eaux dans le réseau hydrographique. Les périodes de réchauffement sont caractérisées par un déblaiement des matériaux précédemment préparés et l'effondrement de versants qui, brusquement, au redoux, perdent leur cohésion. Ces phénomènes de solifluxion modèlent le paysage en niches et glacis. La reprise des écoulements dans les vallées calibre celles-ci en fonction du débit des rivières qui s'y installent à nouveau, tandis que dans les interfluves tout ce qui est karstifiable subit une érosion de ce type. Les périodes chaudes apportent leur pédogenèse traditionnelle avec la réapparition de phénomènes de kaolinisation.

À ces faits d'ordre climatique, s'ajoutent ceux d'ordre tectonique. Pour la Montagne Noire, ces derniers rafraîchiront constamment l'abrupt qui, de Saint-Pons à la Pomarède, surplombe le *sillon de Mazamet* et la *dépression de Revel*, limite méridionale du bassin sédimentaire du Castrais et de l'Albigeois. Ces mouvements tectoniques auront aussi des effets secondaires dans la plaine, en particulier par la modification du cours du Thoré, jadis affluent du Sor, aujourd'hui tributaire direct de l'Agout, près de Castres.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS DU SOCLE HERCYNIEN

ζ. **Gneiss de la zone axiale.** Le massif gneissique de Mazamet — pic de Nore constitue l'essentiel des affleurements de la partie orientale de la feuille Mazamet. Il représente l'extrémité occidentale de la zone axiale gneissique de la Montagne Noire. Dans cette région l'abondance de la couverture végétale explique la médiocrité des affleurements, les seules coupes intéressantes étant fournies par la route Mazamet — Saint-Pons (bien que les affleurements soient isolés), la vallée de l'Arn et surtout la vallée de l'Arnette. Cette dernière permet d'observer les différents types de gneiss et leurs relations. On y reconnaît, recoupés par les nombreuses indentations granodioritiques du massif des Martyrs, des gneiss surmicacés à grain fin, des gneiss œillés riches en traînées leucosomiques et des gneiss à mégacristaux feldspathiques.

- **Gneiss surmicacés à grain fin.** Ils affleurent en alternance avec les autres types de gneiss au Sud de Mazamet, le long de la route de Mazamet aux Martyrs et de la route de Mazamet — Pradelles jusqu'à Canjelieu. On observe des affleurements dispersés dans la vallée de l'Arn au Sud du Vintrou.

Ces gneiss sont caractérisés par l'association quartz + albite (An 10), par l'abondance de grandes lamelles de biotite et muscovite sur lesquelles se développent des fibres de sillimanite et par la rareté du feldspath potassique. Ils contiennent fréquemment des lits leucosomiques centimétriques, parallèles à la foliation, constitués de quartz, albite et microcline.

En leur sein on trouve des passées de gneiss amphibolitiques et de calcaires cristallins à paragenèse à calcite, quartz et muscovite (une intercalation de 2 m de puissance s'observe sur la route Mazamet — Pradelles, 100 m au Sud du pont sur l'Arnette).

Les gneiss surmicacés représentent, très probablement, une ancienne série sédimentaire.

- **Gneiss œillés à traînées leucosomiques.** Ils constituent la plus grande partie des affleurements du massif. Dans une mésostase à grain fin de quartz, albite, microcline, biotite, muscovite, apparaissent des yeux développés autour de mégacristaux, parfois dispersés dans la roche, de microcline et de plagioclase et des yeux polycristallins. Ces derniers proviennent du boudinage de traînées leucosomiques quartzo-feldspathiques.

L'origine de ces gneiss est difficile à déterminer avec certitude. Leur lithologie actuelle, la dispersion des mégacristaux feldspathiques, la présence de traînées leucosomiques sont des arguments en faveur d'une origine para, la série originelle correspondant peut-être à d'anciennes arkoses. Cependant, d'autres observations comme la remarquable homogénéité d'ensemble et l'absence de silicates de métamorphisme conduisent à ne pas exclure la possibilité d'une nature orthogneissique.

- **Gneiss œillés à mégacristaux feldspathiques.** Dans la région de Mazamet on observe, au sein des séries gneissiques, des panneaux de 20 m à 100 m de puissance de gneiss œillés à grands cristaux de feldspaths dont les sections atteignent 7 cm sur 4 cm. Les plus beaux affleurements sont ceux de Pont-de-Larn, sur la route de Mazamet à Saint-Pons à l'Est de Mazamet, de Saint-Amans-Valtoret, de la route de la vallée de l'Arnette au croisement d'Hautpoul et de la bordure méridionale du massif au contact des micaschistes. Dans une mésostase à grain fin de quartz, albite,

microcline, biotite, muscovite, on trouve des mégacristaux de plagioclases (An 10 à 15) et de microcline perthitique maclé Carlsbad. Les caractères cristallographiques et chimiques du microcline, définis par J. Mergoil en 1970 (microcline maximum triclinique de composition Or 75 à Or 80 dérivant par inversion structurale de la forme monoclinique), conduisent à considérer ces mégacristaux comme d'anciens cristaux d'orthose granitique transformés par le métamorphisme. L'antériorité des grands feldspaths par rapport à la cristallisation métamorphique est également mise en évidence par les caractères structuraux ; en effet la foliation moule les mégacristaux développant à leurs extrémités une zone d'ombre de pression.

On peut considérer que ces gneiss dérivent d'anciens granites porphyroïdes.

Les gneiss à mégacristaux contiennent des filons décimétriques à métriques de gneiss à grain fin. Les contacts, visibles sur les affleurements de la route de Mazamet à Saint-Amans, à l'Est de Mazamet, sont brutaux et obliques par rapport à la foliation orientant l'ensemble des minéraux de la paragenèse (quartz, albite, microcline, rares micas avec muscovite prédominante).

L'ensemble des caractères structuraux, minéralogiques et cristallographiques met en évidence, dans les gneiss à traînées leucosomiques et dans les gneiss à mégacristaux, une paragenèse antéhercynienne marquée essentiellement par les grands cristaux feldspathiques. Ceci nous conduit à considérer le massif de Mazamet — pic de Nore comme un socle, les gneiss à mégacristaux correspondant à d'anciens granites intrusifs dans une série métamorphique antéhercynienne d'origine para (probablement grésopélimitique, arkosique et calcaire). Lors de l'orogénèse hercynienne, l'ensemble a subi un métamorphisme mésozonal avec anatexie très limitée. Les granites ont été gneissifiés, les feldspaths s'orientant parallèlement à la foliation, la roche acquérant une structure œillée. Les intercalations de gneiss à grain fin peuvent alors être interprétées comme d'anciens filons aplitiques métamorphisés.

En 1978, M. Demange et M. Perrin proposent une autre interprétation. Ils regroupent les différents faciès en deux séries : la série de l'Arnette, équivalant aux gneiss surmicacés et la série de Nore correspondant aux gneiss œillés. Des analogies lithostratigraphiques et microtectoniques avec la partie orientale du massif de l'Agout les conduisent à considérer que la série de Nore représente un socle pour la série de l'Arnette et que la disposition actuelle s'explique par une structure générale en plis couchés de type pennique.

ζ - $\xi\chi$. Zone de contact entre gneiss du massif Mazamet — Pic de Nore et micaschistes. Le passage entre les deux formations est visible sur la route des Martyrs à Miraval-Cabardès au Sud du Campmas et à l'Ouest et à l'Est du hameau de Castans. On observe une alternance d'assises métriques à décamétriques de micaschistes et de gneiss orientés N 140° E à N 90° E à faible plongement sud-est à sud. Les contacts entre gneiss et micaschistes sont toujours marqués par une zone très mylonitisée. Une telle disposition doit être, ici, interprétée comme des replis tectoniques ayant évolué en écaïlles (voir fig. 5 b) ; on peut la relier à la phase de tectonique tangentielle responsable de la formation des nappes du Sud de la Montagne Noire.

Dans la région de Campmas les micaschistes de la zone de contact contiennent deux intercalations métriques de calcaire métamorphique (C).

$a\xi\chi$, ζ_m^3 . Zone de passage des micaschistes aux orthogneiss. Le contact nord-est entre les séries micaschisteuses ($a\xi\chi$) et les gneiss du massif du Pas de Sant se fait par l'intermédiaire d'alternances métriques de micaschistes et de gneiss. En 1967, P. Debat interprétait les niveaux gneissiques intercalés comme d'anciens sills éruptifs métamorphisés. Il faut signaler que cette zone de passage (ζ_m^3 , $a\xi\chi$) en bordure du

massif du Pas du Sant se distingue nettement de la zone de passage de la partie méridionale du massif gneissique de Mazamet — pic de Nore (ζ - $\xi\chi$) où les alternances correspondent à des répétitions tectoniques.

La zone de passage peut être observée, pratiquement sans lacune d'affleurement, en bordure de la route de Massaguel au Pas du Sant, avec une disposition résumée dans la coupe de la figure 1.

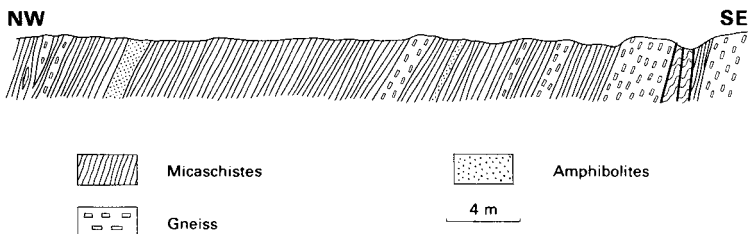


Fig. 1 - Coupe dans la "zone de passage" de la bordure nord-ouest du massif orthogneissique du Pas-du-Sant (route de Massaguel au Pas-du-Sant)

Les contacts entre les intercalations micaschisteuses et gneissiques sont en continuité structurale, la schistosité des unes étant parallèle à la foliation des autres. On observe cependant des perturbations locales comme celles liées au boudinage de niveaux gneissiques entraînant le développement de zones mylonitisées dans les micaschistes directement au contact.

Les intercalations gneissiques sont constituées par deux types de roches différant par la dimension des yeux : les gneiss à gros yeux, les plus abondants, et les gneiss à petits yeux. La structure œillée, caractéristique de ces roches, est soulignée par l'orientation générale des mégacristsaux centimétriques parallèlement à la foliation et par le développement de zones abritées à leurs extrémités, favorisé par l'isolement des grands cristaux dans la mésostase. La mésostase à grain très fin est constituée de quartz, de microcline quadrillé peu perthitique et d'albite ; elle est très riche en lits micarés où la biotite est nettement prédominante. Dans ces lits on observe une ségrégation préférentielle de l'épidote, de l'apatite, du sphène et du zircon.

Dans les gneiss à petits yeux la partie centrale de l'œil est fréquemment polycristalline avec des associations microcline + microcline, plagioclase + plagioclase en macles complexes, plagioclases + microcline.

Dans les gneiss à gros cristaux coexistent les mégacristsaux de microcline primaire maclés Carlsbad, de plagioclase, de feldspaths rapakiwis. Les grands cristaux de plagioclases (An 25 à 30) sont très riches en lattes de muscovite et en grains d'épidote dont la disposition en auréole traduit probablement une ancienne zonation. Les mégacristsaux de microcline primaire très perthitique (J. Mergoïl, 1970, attribuée à ce feldspath un triclinisme parfait) contiennent des inclusions de plagioclases en synneusis. Dans les feldspaths rapakiwis, le cœur des microclines souvent maclés Carlsbad avec des inclusions de plagioclase est en contact par une frange quartzreuse avec une auréole de plagioclase (An 25 à 30). Les mégacristsaux montrent un certain nombre de phénomènes de transformation. Dans les plagioclases on observe le développement de traînées quartzreuses, quartzo-albitiques ou de microcline secondaire.

Les déformations tectoniques sont très marquées surtout dans les gneiss à gros yeux avec notamment des fentes d'extension et des plans de cisaillement dans les mégacristsaux. Ces structures favorisent les phénomènes de transformation et notamment une métasomatose silico-alkaline limitée.

La zone de passage est également bien développée, avec des caractères très voisins, sur les bordures occidentale et orientale du massif des Cammazes (feuille à 1/50 000 Revel).

ζ_m^3 . **Massifs orthogneissiques.** Les massifs orthogneissiques représentés sur la feuille Mazamet (ζ_m^3) appartiennent au cortège des massifs orthogneissiques orientés SW—NE parallèlement à la structure générale, dans toute la partie occidentale de la Montagne Noire, avec le massif des Cammazes au Sud-Ouest (feuille Revel), le massif du Pas du Sant, la lentille orthogneissique de Vermels au Nord de Mazamet et enfin, dans le dôme de l'Agout, le massif de Plaisance. Ils sont constitués essentiellement par deux types de gneiss : gneiss à yeux moyens dans la partie nord-ouest, gneiss à gros yeux dans la partie sud-est. Dans la bordure nord-ouest, le contact avec les micaschistes se fait par l'intermédiaire d'alternances micaschisteuses et gneissiques constituant, selon la terminologie de B. Gèze (1949), la zone de passage ($a\xi\chi$, ζ_m^3).

● *Les gneiss à yeux moyens* affleurent dans la partie nord-occidentale du massif du Pas du Sant, près de la ferme le Sindic au Nord d'Escoussens, et en une étroite bande de 20 m de puissance environ allant du hameau de Vermels au hameau de Sarméger au Nord de Mazamet. Au Pas du Sant, ils sont en contact avec les micaschistes de la zone de passage et à Vermels avec les micaschistes ($a\xi\chi$). Le contact, brutal, parallèle à la schistosité des micaschistes et à la foliation des gneiss, s'observe sur les coupes des routes de Massaguel au Pas du Sant, d'Escoussens au Pas du Sant et à Vermels.

Les gneiss, à structure œillée bien développée, présentent une texture granolépido-blastique avec de grands cristaux (5 à 8 mm sur 3 mm de dimension moyenne) dans une mésostase à grain moyen (0,5 mm environ). Les parties centrales des yeux sont constituées par des mégacristaux de microcline perthitique, de plagioclase (An 15) et d'associations plus complexes microcline — albite. La mésostase est formée de quartz, albite, microcline non perthitique, biotite, muscovite.

● *Les gneiss à gros yeux*, de teinte rose, avec des yeux centimétriques, affleurent dans la partie sud-est du massif du Pas du Sant et sont en contact au Nord-Ouest avec les gneiss à yeux moyens et au Sud-Est avec les micaschistes ($a\xi\chi$). Ils montrent une structure œillée très nette avec une orientation quasi générale des yeux parallèlement à la foliation. Leur texture est lépidoblastique avec de grands cristaux (1,5 cm à 2 cm sur 1 cm de dimension moyenne, certains yeux atteignant 4 cm sur 2,5 cm) dans une mésostase à grain moyen (1,5 mm à 2 mm). Les caractères les plus intéressants concernent la composition des yeux dont la partie centrale est soit monocristalline (microcline ou oligoclase) soit polycristalline. Pour ces derniers on constate que certains yeux ont la composition de la mésostase mais la dimension des cristaux est nettement supérieure. D'autres sont constitués de cristaux équidimensionnels de microcline quadrillé non perthitique, cette disposition résultant probablement d'un phénomène de recristallisation d'un feldspath potassique primaire. Les déformations postmétamorphiques sont très développées avec une crénelation de la mésostase accompagnée de réorientation des grains de quartz et des cisaillements et des fractures dans les mégacristaux.

Les gneiss à gros yeux renferment quelques alternances métriques de gneiss à grains fins et de très nombreuses passées amphibolitiques (δ).

● *Origine et évolution des orthogneiss.* L'ensemble des caractères structuraux, texturaux, pétrographiques et chimiques (les gneiss à gros yeux ont une composition chimique très voisine de celle d'un granite), l'étude des rapports avec les micaschistes,

permettent de définir les gneiss du Pas du Sant comme des orthogneiss. Ils correspondent à un ancien édifice granitique hétérogène (J. Hamet et C. Allègre, 1972, lui attribuent un âge de 530M.A.), entouré par un cortège de sills microgranitiques dans sa bordure occidentale, l'ensemble ayant subi un métamorphisme mésozonal syntectonique. Les textures éruptives ont été, dans la majorité des cas, effacées par les textures métamorphiques avec notamment développement des structures œillées. On constate une recristallisation de biotite, muscovite, une transformation des feldspaths (orthose transformée en microcline, plagioclases homogénéisés dans le terme le plus sodique), remise en mouvement locale de la silice et des alcalins. Cette évolution est d'autant plus marquée que les déformations intracristallines sont plus développées.

δ. **Amphibolites.** Dans l'ensemble des formations métamorphiques du territoire de la feuille Mazamet on observe de nombreuses passées métriques de roches vertes riches en amphiboles. Sur la carte on a seulement signalé les zones où les amphibolites sont relativement abondantes, c'est-à-dire essentiellement la bordure orientale des gneiss du Pas du Sant, les micaschistes au contact de ces orthogneiss et les passées de Pont-de-Larn. L'épaisseur des bancs est variable et parfois très réduite (à Pont-de-Larn par exemple l'amphibolite signalée sur la feuille à 1/80 000 Castres a pratiquement disparu en affleurement) par les déformations. Les contacts avec les roches encaissantes sont très tranchés sans zone réactionnelle ; ils peuvent être obliques par rapport à la foliation qui réoriente l'ensemble des minéraux. Les amphibolites sont généralement formées par une hornblende verte et du plagioclase zoné (andésine An 30 à 45) en proportions variables. On trouve également un peu de quartz, de très nombreux grains de sphène, d'épidote, de clinozoïsite et des facules de minéraux opaques. Ces amphibolites correspondent probablement à d'anciens dykes basiques recoupant les micaschistes et surtout les orthogneiss, métamorphisés lors de l'orogénèse hercynienne.

γ³. **Granite calco-alcalin.** A l'Est d'Escoussens, le granite calco-alcalin se présente sous forme de feuillettes d'importance variable (métrique à hectométrique) s'allongeant parallèlement aux structures générales des micaschistes et des gneiss. Le granite à structure équante est formé de microcline perthitique, oligoclase (An 20), quartz, biotite, muscovite.

γ⁴. **Granodiorite.** Les roches granodioritiques largement représentées recoupent les formations micaschisteuses et gneissiques. Elles affleurent au Sud du lac artificiel du Lampy où elles sont en contact au Sud-Est avec le granite de Brousses. Dans le détroit de Lacombe, autour de la Loubatière, elles apparaissent dans les vallées. Autour du village des Martys la granodiorite recoupe normalement les micaschistes au Sud et les gneiss au Nord avec, notamment à Mazamet, des contacts indentés. Enfin, on retrouve un massif granodioritique à l'extrémité nord-est du territoire de la feuille autour du lac des Saints-Peyres ; il représente l'extrémité sud-occidentale du massif d'Anglès.

La granodiorite se présente comme une roche orientée avec une fluidalité planaire et parfois linéaire soulignée par la disposition des biotites et parfois de quelques mégacristaux feldspathiques. Sur cette structure primaire on observe le développement d'une structure secondaire cataclastique marquée par des lanières quartzieuses. Cette roche, dont la composition modale est celle d'une granodiorite typique dans la classification de A.-L. Streckeisen, se caractérise par un zonage constant des plagioclases (An 10 sur la bordure, An 45 au cœur), l'abondance de la biotite, la faible quantité de feldspath alcalin et la rareté sinon l'absence de la muscovite.

Les massifs granodioritiques contiennent très localement quelques enclaves centimétriques à métriques de quartzdiorite surmicacée à grain fin. Certaines enclaves renferment parfois des grenats, comme au hameau d'Hautpoul dans des indentations granodioritiques au sein des gneiss de Mazamet

Granite de Brouses. Au Sud-Est du massif granodioritique du Lamy affleure l'extrémité nord du granite à muscovite de Brouses qui s'étend largement sur le territoire de la feuille Carcassonne.

l'aξχ. Métamorphisme de contact. Le métamorphisme de contact autour des massifs granodioritiques du Lamy—les Martyrs, des granites de Brouses et d'Escoussens, a une extension régionale beaucoup plus importante que celle indiquée sur la feuille à 1/80 000 Castres. Ainsi la bordure orientale de l'auréole passe à l'Est de la Tourette-Cabardès. L'ensemble des formations micaschisteuses et carbonatées du détroit de Lacombe, de Laprade, de la forêt de Ramondens, de la forêt de Cayroulet est affecté. On doit remarquer que si, dans cette région, les affleurements éruptifs ne sont pas très étendus, les nombreux sondages autour des mines de la Loubatière ont retrouvé la granodiorite à quelques dizaines de mètres de profondeur. On peut donc considérer que cette zone correspond géologiquement à une pellicule micaschisteuse recouvrant un *substratum* éruptif. À l'Ouest, la limite de l'auréole est presque parallèle aux structures et passe au Sud d'Arfons.

Dans les micaschistes les moins transformés, le métamorphisme de contact se manifeste par le développement de muscovite secondaire et surtout de biotite brune et très pléochroïque, en lamelles automorphes, très poecilites et obliques sur la foliation. Lorsqu'on se rapproche du massif, les micaschistes renferment, en outre, des plages xénomorphes d'andalousite qui englobent la schistosité de flux conservée en inclusions. Dans certains affleurements comme dans la forêt de Ramondens, sur la route d'Arfons à la Galaube, à Font Bruno, l'andalousite très abondante forme des cristaux automorphes dont certains atteignent 10 cm de long, maclés et chiasolithésés. Contrairement aux nodules xénomorphes ils sont peu poecilites. L'andalousite est accompagnée de grandes lamelles losangiques (2 cm) de biotite, obliques sur la foliation. L'andalousite est parfois partiellement transformée en quartz et produits micacés. Enfin, essentiellement dans la forêt de Ramondens, sur les routes de Plo del May aux Escudiés, d'Arfons à la Galaube, on trouve, en plus, des cristaux centimétriques automorphes de staurotide.

Le métamorphisme de contact se caractérise donc par une cristallisation de muscovite et de biotite secondaires dans les micaschistes les moins affectés et par le développement de biotite, andalousite et staurotide pour les assises les plus transformées.

aξχ. Infracambien indifférencié. Micaschistes et quartzites. Les séries micaschisteuses et quartzitiques (aξ et χ), représentées sur les cartes antérieures sous le terme général de schistes X par B. Gèze (1949) et sur la feuille Castres à 1/80 000, affleurent très largement dans les parties occidentale et méridionale de la feuille Mazamet. Elles contiennent des intercalations carbonatées et silico-carbonées (b2). Les micaschistes et quartzites se caractérisent par leur rythmicité (alternances métriques et décamétriques), les grains très fins des minéraux détritiques (30 à 50 μ de moyenne), la relative abondance du feldspath détritique. Les quartzites peuvent former des assises relativement importantes (150 m dans la forêt d'Hautaniboul à l'Est du Pas du Sant); le quartz en cristaux fins équidimensionnels représente plus de 80 % de la roche.

Le métamorphisme général se traduit par le développement de phyllites (biotite, muscovite et parfois chlorite), de quelques feldspaths (albite) et par la recristallisation

du quartz. Le métamorphisme de contact des massifs granitiques et granodioritiques est bien développé.

b2. Briovérien moyen. Assises carbonatées et silico-carbonées. Les micaschistes renferment, au Sud-Est des orthogneiss du Pas-du Sant, des niveaux carbonatés et silico-carbonés visibles sur les coupes des routes d'Escoussens au Pas du Sant et de Massaguel au Pas du Sant. Les niveaux carbonatés sont constitués par une alternance de lits centimétriques de calcaire cristallin et de lits généralement moins épais de quartzites. Ces derniers sont formés d'un quartzite noir carboné et pyriteux. L'abondance des produits carbonés masque le fond de la roche où les grains de quartz très fins, engrenés, sont associés à des lamelles de biotite et muscovite. La stratification est soulignée par des alignements de produits sulfurés (pyrite, pyrrothite, chalcopyrite). Ces quartzites présentent des analogies nettes avec les phanites.

La présence en grande quantité de produits carbonés et de sulfures pouvant être interprétée comme la conséquence d'une activité biologique, des recherches de micro-organismes ont été entreprises par C. Fournier-Vinas en utilisant les méthodes palynologiques classiques. Malgré le degré de métamorphisme assez élevé (sommet de la mésozone) certains niveaux carbonatés et silico-carbonés ont fourni une quantité relativement importante de restes organiques dont les associations, décrites dans la note de C. Fournier-Vinas et P. Debat (1970), sont très comparables à celles retrouvées dans les terrains précambriens de l'Ouest de la France par G. Deflandre (1968) et M.-M. Roblot (1968).

b3. Briovérien supérieur. Porphyroïdes. Dans la bordure occidentale de la Montagne Noire, au sein des micaschistes ($a\xi\chi$), affleurent, immédiatement à l'Est des bandes calcaires Massaguel—Escoussens, deux niveaux, orientés SW—NE, d'une roche micaschisteuse riche en cristaux de quartz bleutés. Cette roche, fréquemment désignée sous le nom de *blaviérite*, correspond à un porphyroïde dans le sens donné par J. de Lapparent (1909) : « roche schisteuse à texture porphyrique contenant des cristaux de quartz et de feldspath ». Une coupe continue est fournie par les affleurements de la bande orientale, rive droite du Sant. On constate que cette assise (80 m de puissance à l'affleurement) est constituée par la succession de types différents par leur composition et la taille des minéraux mais qui contiennent tous des cristaux de quartz de teinte bleutée. Rompant brutalement avec la sédimentation fine et régulière des micaschistes ($a\xi\chi$) on observe un épisode détritique à grands cristaux de quartz, albite-oligoclase et microcline à la base, de quartz au sommet ; ces mégacristaux sont contenus dans une mésostase très fine micacée. La variation dans la composition est progressive, la teneur en grands cristaux de quartz augmentant régulièrement vers le sommet. À cette sédimentation grossière fait suite une sédimentation plus fine marquée par des alternances métriques régulières de porphyroïdes à grain moyen et de micaschistes porphyroïdes. Elle est seulement troublée par une récurrence de porphyroïdes quartzeux. Cette tendance de la sédimentation s'accroît au sommet de la série puisque l'on passe progressivement des micaschistes porphyroïdes aux micaschistes et quartzites par la diminution puis la disparition des grains de quartz automorphes, et aux calcaires dans le cas de la bande la plus occidentale.

Les porphyroïdes se présentent donc comme deux horizons détritiques à matériel volcanique au sommet des micaschistes ($a\xi\chi$) et à la base des calcaires (**Ck2**). Par leur position et leur composition ils montrent des analogies très grandes avec les porphyroïdes de l'Est de la Montagne Noire et du Lodévois (M. Brunel, 1972) et constituent un repère important dans l'évolution stratigraphique.

Ck2, k3-4. Série cambrienne. Calcaires, micaschistes et quartzites. Au-dessus des porphyroïdes affleure, dans la région de Massaguel et d'Escoussens, une série azoïque essentiellement calcaire et micaschisteuse. Elle a été levée par B. Gèze pour la feuille Castres à 1/80 000 et datée par analogie lithostratigraphique avec les termes des formations de Lacaune.

Elle débute par une assise finement détritique de quelques mètres de puissance qui pourrait représenter le Géorgien inférieur et passe, en continuité apparente, à un très puissant ensemble carbonaté. Le passage se fait parfois par l'intermédiaire de quelques alternances métriques micaschistes—calcaires. Les phénomènes de dolomitisation sont fréquents surtout au contact des micaschistes. Ces calcaires ont été assimilés par B. Gèze (1949) aux Calcaires à *Archaeocyathus* et donc attribués au Géorgien supérieur. Ils sont surmontés dans la bordure occidentale par une série détritique à grain fin qui représenterait les termes les plus récents des formations de cette région et seraient d'âge acadien.

Les niveaux carbonatés affleurant au Sud d'Arfons, dans la forêt d'Hautaniboul et à la Loubatière, ont été assimilés, toujours par analogie lithostratigraphique, aux Calcaires à *Archaeocyathus*.

Conclusion sur les séries micaschisteuses, quartzitiques et carbonatées de l'Ouest de la Montagne Noire. Avant de résumer la succession stratigraphique probable de cette partie occidentale de la Montagne Noire il convient de préciser que la rareté sinon l'absence de coupes continues rend très difficile une reconstitution tectonique rigoureuse. De la base au sommet nous trouvons (fig. 2) :

— une série rythmique probablement très puissante avec des alternances métriques de micaschistes et de quartzites à grain très fin; elle contient des intercalations lenticulaires carbonatées et silico-carbonées qui ont fourni des restes organiques dont les caractères présentent des analogies avec ceux du Briovérien de l'Ouest de la France;

— une série rythmique micaschisteuse, avec deux assises importantes de porphyroïdes, qui peut correspondre au Briovérien supérieur;

— une série calcaréo-dolomitique très puissante dans la partie occidentale et assimilable aux Calcaires à *Archaeocyathus* du Géorgien supérieur;

— une série grésopélitique, que l'on peut attribuer à l'Acadien et qui représente le terme le plus récent.

La sédimentation se caractérise par sa rythmicité, par le grain très fin de toutes les roches détritiques et par la proportion importante de feldspaths détritiques. Elle correspond à un dépôt marin très calme, probablement peu profond, avec quelques épisodes carbonatés, qui n'est troublé que lors de la formation des porphyroïdes. Ceux-ci traduisent une rupture brutale qui met en évidence leur rôle de niveaux repères important dans cette série.

L'ensemble a subi un métamorphisme mésozonal avec recristallisation de biotite et muscovite et une tectonique hercynienne complexe. Ces phénomènes rendent illusoire la recherche de toute discontinuité ou discordance dans cette région.

FORMATIONS PALÉOGÈNES

c-e5. Faciès à paléoaérites et paléosols. Les plus belles paléoaérites **c-e5(1)**, visibles en Castrais, se trouvent sur le territoire de la coupure voisine, Revel. Néanmoins, dans le cadre de la feuille Mazamet, elles sont observables à la base des argiles à gravier, d'abord dans la région de Saint-Amans-Valtoret dans les carrières de Cimou, en limite de feuille à l'Est des Estrabauts. Dans les environs de Lardorelle (au Sud d'Augmontel) et sur quelques hautes surfaces entourant le Sidobre, elles

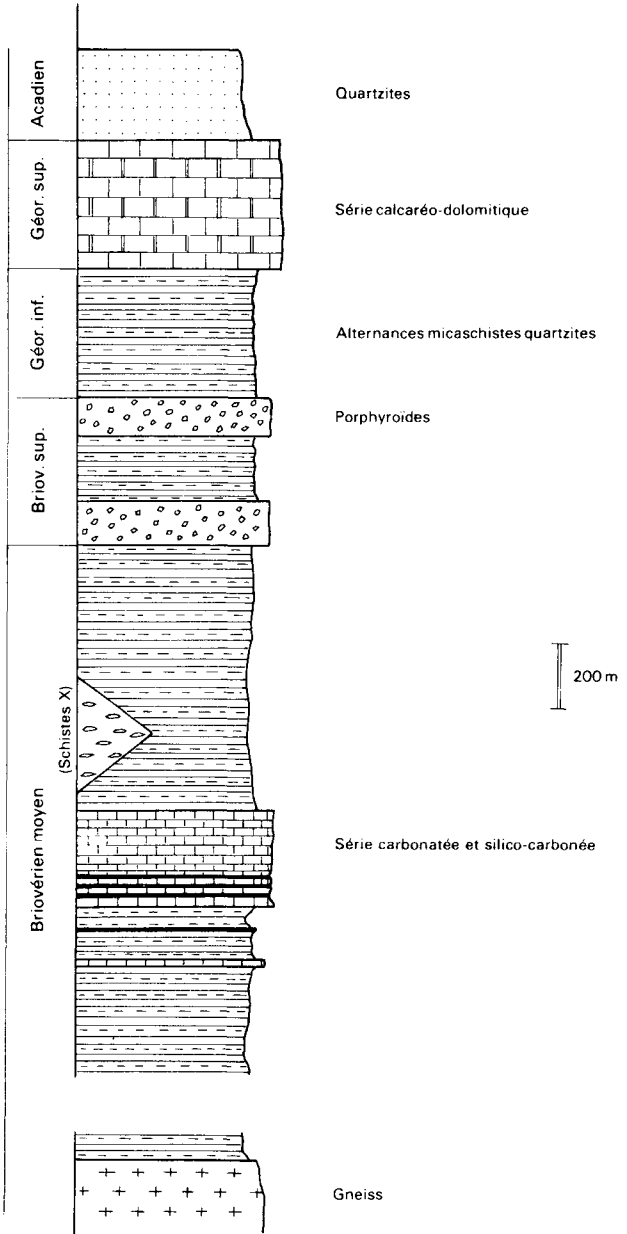


Fig. 2 - Série stratigraphique schématique et interprétative des formations cristallophylliennes de l'Ouest de la Montagne Noire

demeurent les témoins de l'altération et de la dénudation éogène. Ces paléaltérites se présentent en zone gneissique, dans les environs de Saint-Amans, sous forme d'horizons tachetés et d'horizons blanchis. Au Nord-Ouest, dans la région d'Augmontel, certains schistes ont subi une rubéfaction intense et profonde. À côté de ces paléaltérites de nombreux encroûtements, ferrugineux parfois, sont observables [c-e5(2)]. Ils emprisonnent des galets de quartz et forment parfois de véritables conglomérats à ciments ferrugineux, au Mazet par exemple. À Malacan, par contre, ces encroûtements se présentent en lames épaisses de 4 à 5 centimètres. Elles sont constituées de goëthite, d'hématite auxquelles sont amalgamées de la kaolinite et de la gibbsite. Ces formations ferrugineuses dont les gisements alternent avec les affleurements des paléaltérites sont considérées comme étant d'anciennes carapaces de nappe. Les unes et les autres sont accompagnées d'accumulations irrégulières d'argiles à graviers. L'âge de toutes ces formations n'est pas déterminé avec exactitude. Il est probable que ces lambeaux d'anciennes cuirasses de nappes soient anté-lutétiens, mais il existe des encroûtements ferrugineux assez comparables intercalés dans les calcaires de Castres. Enfin, il faut signaler que par ses divers vestiges pédogénétisés une surface-enveloppe sur laquelle ils reposent peut être virtuellement établie. Elle constitue dans la région de Castres et de Mazamet les seuls restes d'une surface d'érosion anté-éocène.

e3-5b. Poudingues et faciès argilo-sableux des Estrabauts. La formation dite des *argiles de Mazamet* débute par des accumulations de sable et de gravier où s'intercalent des conglomérats, le tout étant emballé dans un ciment argilo-sableux plus ou moins consolidé. Les principaux éléments des conglomérats sont des gneiss et des micaschistes mêlés à des quartz. Les galets de roches cristallophylliennes sont entourés d'un cortex d'altération rubéfiante qui les pénètre plus ou moins profondément. Les quartz associés sont soit filoniens avec un aspect de surface rappelant celui des gravats de *stoneline*, soit déjà usés patinés et cariés : ils sont, dans ce dernier cas, en général regroupés et surtout fréquents à l'extrême base de la formation. Ces matériaux ont été mis en place par des écoulements plus ou moins irréguliers dont la fluidité variait de la consistance de la coulée boueuse à la liquidité d'une eau simplement turbide.

e3-5bB. Brèches de Rigautou (partiellement anté-calcaires de Castres). Ces brèches, d'un point de vue pétrographique, ressemblent dans quelques affleurements, aux conglomérats visibles à la base de la coupe des Estrabauts. Les deux formations apparaissent analogues et seraient à considérer comme équivalentes si la première ne présentait des variations de faciès inconnues chez l'autre. Elle prend des aspects peu habituels aux formations tertiaires et emprunte aux produits soliflués quaternaires des caractères qui invitent le géologue, dans ses datations en absence de tout document paléontologique, à la plus grande prudence. C'est une formation polygénique et polyphasique. Une partie indubitablement tertiaire, comme pour les conglomérats des Estrabauts, provient d'altérites anté-tertiaires proches déstructurées par une rhexistasie d'origine à la fois climatique et tectonique. Une autre partie, distribuée plus particulièrement le long de la faille d'Augmontel, semble provenir de remaniements de la brèche elle-même, lors du rejeu de cet accident. Enfin, il semble que l'évidement de la vallée du Thoré ait été à l'origine d'un troisième remaniement de ces matériaux dans un Quaternaire plus ou moins ancien, en particulier en dessous du cimetière de Payrin-Augmontel, au pied de la butte du Nègre. L'état des affleurements observables ces dernières années n'a pas permis de proposer une interprétation claire des faits évoqués.

e4-5bB. Argiles kaoloniques de Rieusequel. Elles débutent par des séries sableuses kaoloniques de type fluviatile de faible puissance (1 à 2 m) qui passent à des argiles ligniteuses contenant des débris végétaux non identifiables et une riche microflore

(A. Combaz et M.-P. Mouline, 1967). À côté de pollens tels que : *Plicatopollis hungaricus*, *Triatriopollenites platycarioides*, *Nudopollis endangulatus*, *Bombacacidites* sp., *Plicatopollis pseudoexcelsus semiturgidus*, *Compositoipollenites rizophorus*, *Spinozonocolpites* sp., *Mediocolpopollis gallicus*, *Psilastephanocolporites mimosopsoides*, de spores telles que : *Polypodiaceosporites potonie*, *Cicatricosisporites dorogensis*, *Echinatisporis* sp., *Baculatisporites quintus*, cette microflore contient des organes millimétriques ovoïdes et creux rapportés au genre *Spermatites minor* décrits dans le Tertiaire marin du Canada et retrouvés dans le Crétacé supérieur d'Afrique de l'Ouest.

L'étude séquentielle des divers corps sédimentaires placés d'une part dans la région de Mazamet, d'autre part dans la région de Saint-Papoul, près de Castelnaudary, montre que les couches ligniteuses que l'on y trouve occupent une même position et pourraient être latéralement équivalentes. Or, dans la région de Saint-Papoul, ces formations ligniteuses sont estuariennes et bien datées de l'Ilerdien avec la faune suivante, déterminée par P. Plaziat : *Tympanotonos* du groupe *jonquiere*, sensis Doncieux (T. N.), *Potamides (Tylochilus)* du groupe *brevis multi-granosus* Doncieux (A), *Benoista pentagonata* (A) Doncieux, *Melanatria almerae* Vidal, *Tympanotonos corbaricus* Doncieux. À cette faune sont mélangés des fragments de Mytilidés à ornementation identique à *Septifer serratus* Melleville, des petits *Teredo*, des pinces de Crabes, des Bryozoaires encroûtants et des Ostracodes correspondant à des milieux marins à salinité affaiblie ou variable. Nous attribuerons donc, par analogie, un âge ilerdien aux niveaux ligniteux placés à la base des argiles kaoliniques de Rieusequel proprement dites.

Ces argiles épaisses (8 m en moyenne) sont des dépôts de milieu calme. Elles ont subi pendant leur mise en place de discrètes exondations qui ont duré assez longtemps pour que des niveaux de concrétions calcaro-ferrugineuses se développent. Cette formation est partagée en deux séries superposées par un important banc de grès, par endroits conglomératique, alors riche en galets de quartz blanc, non patinés, accompagnés d'améthistes centimétriques.

Au-dessus des argiles se développent des niveaux finement gréseux et marneux plus ou moins carbonatés que l'on retrouve sous les calcaires de Castres dans les talwegs du causse de Labruguière.

e4-5b. Argiles à graviers placées sous les calcaires de Castres. Équivalent latéral des précédentes (**e4-5ba**), les argiles à graviers placées sous les calcaires de Castres sont plus graveleuses et plus irrégulièrement disposées que celles observables dans les environs de Saint-Amans. Leur clasticité augmente en se déplaçant vers le Nord-Ouest. De plus, sous le calcaire de Castres, elles ont subi des pédogenèses qui les entrelardent d'encroûtements ferrugineux.

e5c2. Niveaux finement gréseux à ciment siliceux et sables dolomitiques placés sous les calcaires de Castres. Les argiles de Mazamet, presque partout, sont couronnées par des niveaux finement gréseux ou sableux. Ces sables lorsqu'ils constituent les faciès détritiques de base des Calcaires de Castres et de Labruguière contiennent une phase carbonatée non négligeable à dolomite souvent dominante accompagnée d'attapulгите et parfois de sépiolite. La genèse d'un tel faciès fait appel à des mécanismes d'évaporation, sous climat semi-aride, qui affectent un rivage lacustre (M.-P. Mouline, 1971). Ces faciès sont bien connus ailleurs, en particulier sur le territoire des feuilles Revel et Castelnaudary à 1/50 000, où ils sont accompagnés de momies de racines en place. Ces niveaux finement gréseux, lorsqu'ils ne sont pas transgressés par le calcaire de Castres et restent exondés, sont soumis à des pédogenèses rubéfiantes. Ils apparaissent alors sous forme de sables argileux, enrichis en encroûtements scoriacés, entachés de marmorisations. Ce sont « les argiles ferrugineuses et caillouteuses placées à la base du causse de Labruguière,

qu'elles supportent... » (J.-P. Noulet, 1868), qui ont livré à Augmontel, sans doute au niveau du four à chaux : *Lophiodon isselense* et *Lophiaspis occitanicus* ; ces espèces caractéristiques du niveau d'Issel donnent à cette formation un âge « lutétien supérieur » (Cl. Cavelier, 1976 : zone d'Issel, L. Thaler, 1964 ; zone d'Argenton, L. Thaler, 1965, 1966).

e5c1. Brèches et niveaux sableux à ciment plus ou moins dolomitique placés sous le calcaire de Castres (région d'Escoussens). Les faciès bréchiens de la région d'Escoussens seront évoqués ultérieurement dans l'étude des formations quaternaires. Sous et dans les calcaires lutétiens de la région d'Escoussens s'intercalent des lits et des bancs riches en éléments schisteux, quartziteux et calcaires, ceux-ci étant dévoniens. Leur provenance méridionale est indubitable. Ils sont produits par le remaniement de matériaux provenant de l'érosion de topographies proches mais de faible importance.

e5c2C. Calcaires de Castres et de Labruguière. Ils comportaient jadis un ensemble plus vaste, aujourd'hui fragmenté en plusieurs compartiments et dont les trois plus importants sont, en reprenant les expressions de G. Baeckeroot : le Causse couvert de Saint-Hyppolite au Nord, le Causse nu de Labruguière-Augmontel qui nous intéresse ici et qui occupe une position médiane dans cet ensemble, et au Sud : le causse d'Aiguefonde-Lacalm dont le bord sud-ouest dessine près d'Escoussens un système complexe de petits éperons pointés vers le Sud en direction de la Montagne Noire, après s'être ennoyé au niveau du méridien de Labruguière, sous les séries dites *bartoniennes*.

Ces calcaires, d'une puissance de quelques 70 à 90 m, forment un ensemble constitué de bancs d'épaisseurs variées : entre le décimètre et le mètre, rarement plus. Ils sont placés au sein d'atterrissements d'argiles rouges où s'individualisent des horizons à marmorisations, à terriers, à croûtes et poupées carbonatées (observables surtout sur le territoire de la feuille Castres à 1/50 000). Malgré l'homogénéité apparente de sa nature chimique, cette série est hachée de discontinuités et toutes les phases de sédimentation qui s'y sont succédées révèlent des dynamiques épisodiques. L'analyse séquentielle de ces formations montre néanmoins que l'on peut distinguer quatre grandes périodes dans l'évolution des événements qui se sont déroulés ici il y a quelques 45 millions d'années :

— la première à la base, liée au remplissage progressif du lac et à la migration de ses rivages du Sud-Ouest vers le Nord-Est, voit se manifester un dépôt plus ou moins important de lignites et de matière sapropélienne intercalée dans les formations carbonatées ;

— la seconde montre l'approfondissement du lac. Les dépôts y acquièrent ainsi peu à peu une indépendance vis-à-vis des embouchures de ses affluents d'une part et des conditions atmosphériques d'autre part. Il reste, à ce dernier point de vue, sensible aux périodes de grande sécheresse ;

— la troisième débute par une phase d'instabilité de l'aire de sédimentation qui se déforme et a une tendance à s'exonder. Les reliefs du Paléo-Massif Central sont sans doute légèrement ravivés. Ils s'érodent à nouveau et libèrent les argiles de leur sol vers la plaine lacustre ;

— la quatrième est d'abord marquée par la remise en eau du lac, dont les dépôts transgressent avec une vitesse inhabituelle les argiles à graviers, repoussant ainsi vers l'Est et le Nord les limites de la dépression lacustre. Ultérieurement, se manifeste une tendance à l'exondation générale soulignée par le développement progressif des dépôts palustres. Ceux-ci deviennent dominants à la fin du Lutétien.

Cette histoire, quelle que soit la période considérée, est caractérisée par le retour répétitif de turbulence décroissante, de la base au sommet, de chaque séquence élémentaire. Ce phénomène pourrait correspondre à des successions de mises en

eau des dépressions lacustres, suivies d'une lente diminution de la profondeur du lac jusqu'à sa mise à sec partielle (M.-P. Mouline, 1973).

Le paysage que l'on imaginera à partir de ces données sera complété par le détail des fossiles récoltés. Les lignites d'en Gasc fournissent essentiellement une population de spores de Schizéacées (du type *Cicatricosisporites*).

Du point de vue malacologique les calcaires de Castres et de Labruguière sont remarquables par leur richesse. On trouve essentiellement : *Australorbis pseudoammonius*, *Galba michelini*, *Ischurostoma formosum*, *Mastigophallus viali*, *Bulimus rouxi*, *Hippeutis rouxi*, *Melanopsis castrensis*, *Unio rouxi*.

Quant aux Vertébrés, ceux-ci sont plus rares. On trouve parfois cependant des dents de Crocodile et des débris de carapace de Tortues. Les affleurements de la butte Saint-Jean, connue sous le nom de carrière de Roc de Lunel, appartiennent à la dernière période de l'histoire du calcaire de Castres et de Labruguière ; ils ont livré des dents de *Lophiodon tapiroides* (cf. Cl. Cavelier, 1976), zone de Castres (L. Thaler, 1964), ce qui permet de dater du Lutétien terminal le sommet de ces formations sur la carte Mazamet.

Les calcaires de Castres et de Labruguière contiennent en outre de nombreux Ostracodes, des Characées abondantes, des objets fossiles ovoïdes centimétriques, pouvant être de petits œufs de Reptiles, et d'autres de plus petite taille attribués par G. Astre (1927) à des fossilisations de graines de Césalpinées.

Il faut signaler aussi la présence de galets cariés par des *Microcodium* (coupe de l'Observatoire).

e6aM. Argiles palustres marmorisées, à niveau de grès molassiques (G) et à calcaires palustres : ceux de la ferme de Ganès (CG), ceux du Verdier (CV), ceux de Saix (CS). Ces argiles palustres marmorisées souvent dites *Molasses de Saix*, apparaissent dès la fin du Lutétien terminal. Elles sont la suite logique des dépôts précédents auxquels elles se substituent progressivement. Constituées d'illite et de smectites, elles sont riches en structures ayant une parenté avec celles des formations pédologiques ou à caractères protopédologiques (encroûtements carbonatés, niveaux à poupées, surface durcie, figure de dessiccation). De plus, sont intercalés dans cette masse d'argiles carbonatées : d'une part des niveaux détritiques de grès molassiques qui annoncent l'apparition du faciès deltaïque dans le bassin de sédimentation ici étudié, d'autre part, des niveaux de calcaire qui contiennent quelques Gastéropodes fossiles en particulier des *Ischurostoma formosum* pour celui de Ganès, *Australorbis castrensis*, *Melanopsis mansiana* pour le calcaire du Verdier, et *Galba castrensis* pour le calcaire de Saix.

Les marnes associées aux calcaires de Ganès ont livré de plus de nombreuses Characées : *Tectochara major* sp. *ganesensis*, *Raskyella peckii* sp. *ganesensis*, *Madleriella intermedia*, *Sphaenochara cathariensis*, nouvelles espèces déterminées par I. Märtsche (1970), associées à *Chara molassica* Staub et *Raskyella peckii*. Cette dernière espèce, dans le Bassin de Paris, semble strictement limitée à l'Auvervien. Pour leur part, les niveaux marneux associés aux calcaires de Saix contiennent, en dehors des espèces précédemment citées, des *Harrisichara caeciliana*, des *Raskyella caliciformis* et des *Gyrogona cœlata*.

e6aA. Argiles à graviers bartoniennes, avec niveaux de grès molassiques sans stratification marquée (G) et avec niveaux durs de grès molassique à stratifications obliques et entrecroisées (GM). Les faciès palustres définis précédemment reçoivent à la base de la série de notables apports quartzeux, schisteux et gneissiques, sous forme de petits débris centimétriques, dans la région d'Escoussens. Cet ensemble argileux riche en silicoclastiques (**e6aA**) est, par contre, plus pauvre que son équivalent latéral en niveaux de calcaire. Il est, de plus, dépourvu de fossiles, ce qui le différencie des faciès notés **e6aM**. Cette distinction très marquée à la base de la

série perd de la netteté à son sommet, mais l'ensemble **e6aA** est remarquable par ses bancs de grès molassiques riches en stratifications obliques et entrecroisées (**GM**) qui, apparus à cette époque au Sud, progresseront ensuite vers le Nord après le dépôt des calcaires de Saïx.

À leur sommet, ces deux types de faciès du Bartonien inférieur sont de plus parsemés de bancs de grès molassiques plus ou moins amygdalaires qui sont par contre à structure peu différenciée. Ils correspondent par la paléogéographie à des bancs de sables abandonnés au milieu d'une plaine palustre au front d'un delta.

e6aSi. Grès et argiles molassiques inférieures de Saïx, à niveaux de grès molassiques à stratifications obliques et entrecroisées abondantes, devenant micro-conglomératiques. Après que les calcaires de Saïx se soient déposés, les faciès palustres précédents continuent à se développer dans les couches plus récentes en devenant uniformes sur tout le territoire considéré. Ils présentent donc une alternance de couches silteuses et de couches argilo-calcaires souvent rougeâtres, enrichies çà et là d'encroûtements carbonatés et d'horizons de poupees. Cette formation se termine par des grès molassiques à stratifications entrecroisée et oblique dont l'affleurement le plus spectaculaire se trouve à l'extrémité orientale du village de Viviers-lès-Montagnes. Ce sont ces grès molassiques qui ont livré aux paléontologues une mâchoire supérieure et des molaires de *Lophiodon lautricense*, une mâchoire inférieure avec molaires et prémolaires d'un *Anchilopus* de grande taille, quelques molaires de *Paleotherium castrense* et un maxillaire gauche avec P2 - M3 de *Plagiolophus nouleti* (M. Richard, 1946).

e6aV. Complexe deltaïque de Viviers et argiles silto-calcaires associées. Ici les bancs gréseux et silteux se multiplient et les apports argileux deviennent de type limoneux. Les horizons à trace de protopédogenèse se raréfient et les fonds sableux contiennent de plus en plus souvent des restes de terriers d'Invertébrés fousseurs (striotubules).

e6aSm. Grès et argiles molassiques moyennes de Saïx. L'évolution sédimentaire amorcée depuis le Bartonien se poursuit par l'accroissement des apports détritiques qui restent cependant fins. Ces formations sont dépourvues de fossiles.

FORMATIONS FLUVIATILES QUATERNAIRES

Jp-IV. Dépôts en forme de cône de déjection corrélatifs des premiers évidements en berceau quaternaires de la surface tertiaire. Ces dépôts d'âge non exactement précisé recouvrent un certain nombre de surfaces modelées sur le Paléozoïque du Nord de Saint-Baudille (environs de Frègefond) et de Saint-Amans-Valtoret (environs de Cuzet); ce sont des épandages de galets de quartz, associés à quelques débris schisteux, cariés et patinés. Ces épandages constituent des glacis réentailés sur leur marge par les érosions plus récentes.

Fw, Pw, RPw. Alluvions des terrasses anciennes du Bernazobre et du Thoré. Quartz cariés et patinés des hauts niveaux. Leurs gisements sont parsemés sur toute l'étendue du sillon de Mazamet et de ses marges paléozoïques et métamorphiques septentrionales. Leur dispersion dans des cadres géomorphologiques différents, la mauvaise qualité des affleurements où leurs structures sédimentaires pourraient être observées, leur aspect parfois purement et simplement résiduel sont autant de faits qui rendent délicate leur étude.

Aussi, à leur sujet, certaines lacunes demeurent dans nos connaissances et leur existence se reflètera dans le choix de nos notations : la notation **Fw** est réservée aux alluvions dont les conditions de mise en place sont mal connues, la notation **Pw** échoit aux dépôts de piedmont épandus en glacis partant autrefois des reliefs méridionaux de cette coupure. Ce sont les quartz cariés et patinés qui nappent des

plans inclinés perpendiculairement au cours du Bernazobre et du Thoré et redressés lorsqu'ils se rapprochent de la Montagne Noire (s. s.). Ces formes au profil concave constituent souvent des surfaces trigones dont la pointe haute est orientée vers l'accident-limite de la Montagne Noire. Cette configuration, en plan, est moins due au modelé que prend naturellement un glacis qui s'étale dans une vallée, au débouché d'une gorge, qu'aux ablations des érosions remontantes plus récentes qui se rejoignent au pied de la Montagne Noire. Elles ont déblayé entièrement la base de cet abrupt développé de Revel à Saint-Pons et ont dégagé une dépression au relief irrégulier entre la montagne et ces glacis. Quant à la courbure de leur profil, celle-ci est probablement liée au jeu de la néotectonique.

La notation **RPw** désigne les zones *lapiézées* qui, sur le plateau du causse de Labruguière, contiennent dans leurs rainures de dissolution des galets semblables à ceux décrits ci-dessus.

Egp. « Brèche mortadelle » mindélienne ou rissienne. Faciès cryoclastique et éboulis cimentés. D'Aussillon, près de Mazamet, à Sorèze (carte Revel à 1/50 000), s'échelonnent, le long de l'abrupt septentrional qui domine la plaine de Castres, de très nombreux affleurements d'une brèche, généralement à ciment calcaire plus ou moins argileux. D'Aiguefonde aux Gaux, à l'Est d'Escoussens, les éléments de cette brèche sont constitués de fragments gneissiques, pratiquement jointifs, de petite taille. Des Gaux à Sorèze, ils sont noyés dans une pâte rosée, tels des lardons dans une mortadelle. Cette comparaison est également suggérée à J. Demangeot par une brèche quaternaire. Cette formation représentée pour la première fois sur une carte par G. Vasseur (1896) a toujours posé de nombreuses difficultés d'interprétation aux gens qui l'ont étudiée. Les principales données de ce problème sont les suivantes :

- Il existe des faciès bréchiques associés aux niveaux sableux plus ou moins dolomitiques placés sous le calcaire de Castres dans la région d'Escoussens (**e5c1**) mais ils sont de faible extension.

- D'autres faciès bréchiques semblables surmontent les formations lutéliennes et s'imbriquent aux faciès argilo-gréseux de la base du Bartonien toujours autour de ce point privilégié où l'abrupt qui borde au Nord la Montagne Noire (s.s.) se casse et change de direction ; mais là encore, ce sont des faciès très locaux.

- Une brèche mortadelle est régulièrement répartie tout le long de l'abrupt de la faille de Mazamet. Elle renferme une flore où *Pinus sylvestris* et *P. montana* sont dominants avec *Betula alba*, *Alnus*, *Salix*, *Corylus*, flore qui ne renferme aucun élément caractéristique du Tertiaire ou du Plio-Pléistocène et apparaît nettement quaternaire. Les analyses palynologiques ont fait apparaître un taux de boisement de 6 à 5 % au moment de la fossilisation de ces microflores (P. Birot, M. Gottis, M. Mouline, M. Paquereau, 1968).

- Cette dernière brèche surmonte, en discordance, les divers corps sédimentaires tertiaires avec lesquels elle est en contact. Ceux-ci sont répartis en fonction d'une paléogéographie, qui, du Lutétien au Stampien inférieur, ne s'accommode pas de la présence d'un relief aussi marqué que celui de l'actuelle Montagne Noire (s. s.). Ainsi, les faciès de lac profond du calcaire de Castres et de Labruguière jouxtent l'abrupt de la Montagne Noire (s. s.) comme si celle-ci n'existait pas.

Nous rappellerons cependant les opinions de nos prédécesseurs : pour G. Vasseur (1896), cette brèche est l'équivalent latéral des molasses de Saïx et de Lautrec ; pour A. Caraven-Cachin, elle est anté-lutétienne ; pour G. Baeckeroot (notes inédites), elle n'a rien de commun avec les deux faciès précédemment évoqués et elle doit être considérée comme un faciès cryoclastique quaternaire formant des tabliers et fossilisant une topographie variée.

Jx. Cônes de déjection rissiens provenant de la Montagne Noire (s. s.). Ces cônes de déjections provenant de la Montagne Noire (s. s.), riches en galets de gneiss et

quartz et en débris schisteux, se raccordent aux terrasses du même âge par l'intermédiaire de glacis faiblement pentés. Ils sont les témoignages de l'importante érosion qui entailla à nouveau, au Riss, l'abrupt de la faille-limite septentrionale de ce massif.

Fx. Lambeaux de terrasse d'âge rissien. Ces terrasses sont jonchées de galets de quartz, de gneiss et parfois de débris schisteux. Les quartz s'y retrouvent souvent débités en éléments extrêmement anguleux. Le tout est recouvert de limons hydro-éoliens, particulièrement beaux à la limite ouest du territoire de cette feuille. La présence de galets à facettes typiques est exceptionnelle dans le périmètre de la carte à 1/50 000 Mazamet; elle ne devient importante que dans la partie nord-ouest de la dépression de Revel (carte voisine).

Fy1. Alluvions du système de la basse plaine du Thoré et du Bernazobre (Würm).

— **Jy1. Cônes de déjection.** Les alluvions **Fy1** constituent la basse plaine du Thoré et du Bernazobre. Cette dernière vallée correspondait au passage du Thoré, avant que celui-ci ne dévie son cours, au niveau de Labruguière, pour passer au pied du flanc nord du mont de Saïx. La couche de sédiments détritiques, argileux et ligniteux qui repose dans ce couloir, parcouru par le maigre ruisseau du Bernazobre, est d'épaisseur variable, voisine cependant de 2 m à 2,50 m en moyenne. Se raccordent à cette basse plaine des cônes de déjection (**Jy1**) qui s'emboîtent, généralement, dans des glacis plus anciens. Par exemple, au niveau de Mazamet, le cône de déjection issu du débouché du ruisseau d'Aussillon, probablement d'âge rissien, est entaillé par celui issu de l'Arnette, plus récent.

G P. Grèze du causse de Labruguière. Le pied des falaises qui limitent le causse de Labruguière et le fond des vallées profondes qui l'entaillent sont enfouis presque partout sous d'épais manteaux de grèze. Ceux-ci étant d'une part partiellement recouverts par les alluvions **Fy**, d'autre part reposant sur une topographie creusée au Würm, cet âge est donné à l'ensemble des formations marquées **GP**. Cependant, il faut noter que la genèse de ces débris cryoclastiques s'est poursuivie jusqu'à notre époque et que leurs couches les plus superficielles sont subactuelles.

Fy2. Alluvions de la basse plaine du Thoré. — Jy2. Cônes de déjection. De Saint-Amans-Soult à Labruguière le plan inférieur de la basse plaine du Thoré s'emboîte dans les alluvions notées **Fy1** pour ensuite être l'unique terrasse wurmienne qui borde, de Labruguière à la Vivarié, cet affluent de l'Agout, dans la dernière partie de son cours. Ces alluvions sont constituées, comme pour toutes les autres formations fluviatiles de l'aire considérée, de galets de quartz, de gneiss, de micaschistes. Un certain nombre de petits cônes de déjection se raccordent à cette formation. Ils sont notés **Jy2**.

Ca. Brèches wurmiennes d'éléments géolifracés réglés en versant de Richter. Ces brèches se sont déposées de part et d'autre des profondes entailles qu'ont incisées les diverses rivières descendant de la Montagne Noire, comme les grèzes du causse de Labruguière; elles règlent le bas des versants leur donnant une allure caractéristique. Elles forment ici d'importants dépôts à l'échelle des reliefs qui les surmontent. Elles sont particulièrement spectaculaires à la sortie de la vallée montagnarde du Bernazobre dans les environs du moulin de l'Oule.

Fz. Dépôts actuels et remblaiements de fond de vallée. Ces formations, finiwurmiennes pour les plus anciennes, sont subactuelles en surface. Rarement faites de gros débris, elles sont constituées pour la plupart de sédiments sableux parfois graveleux et d'argiles. Elles sont parsemées de zones mal drainées (**m**), où se développent des sols hydromorphes.

C. Remaniement colluvionnaire wurmien et subactuel. - J. Cônes de dépôts soliflués. Les petites vallées et les diverses cuvettes d'évidement qui dissèquent le

paysage sont toujours encombrées de formations de pente et d'éboulis. Notées ici **C**, celles-ci peuvent être très abondantes et parfois, au débouché d'un talweg, constituer de véritables cônes de dépôts soliflués (**J**). Aucune trouvaille paléontologique, à l'inverse des colluvions de la feuille Lavaur, n'a permis ici de préciser leur âge. Si l'on excepte le premier mètre en partant de la surface topographique, on peut considérer le reste de ces éboulis et produits de solifluxion comme étant wurmiens.

ÉTUDE TECTONIQUE

TECTONIQUE DU SOCLE HERCYNIEN

Avant d'aborder l'étude tectonique il est nécessaire de rappeler les caractères structuraux majeurs de la Montagne Noire, la tectonique de cette région ayant fait l'objet de nombreux travaux (B. Gèze, 1949; F. Arthaud, 1970). On distingue trois zones allongées E.NE—W.SW :

— un versant septentrional effondré par rapport à la zone axiale par un grand accident subvertical et dont le trait dominant est la présence d'écaillés chevauchant vers le Sud-Est;

— une zone axiale correspondant au bombement d'un dôme gneissique;

— un versant sud dans lequel on observe un système de grands plis couchés.

Les formations métamorphiques de la feuille Mazamet correspondent à l'extrémité occidentale de la zone axiale. Leur structure complexe résulte de la superposition de plusieurs déformations d'importance inégale. Les caractères de ces déformations seront étudiés successivement en définissant pour chacune d'elles les éléments microtectoniques par lesquels elles se manifestent ainsi que les rapports avec les phénomènes de recristallisation. Enfin on terminera par l'étude structurale régionale replacée dans le cadre de l'évolution tectonique générale de la Montagne Noire.

Étude microtectonique

Caractères structuraux de la première déformation D1. La déformation D1, générale dans l'ensemble de la Montagne Noire et contemporaine du métamorphisme général, est la plus ancienne que l'on puisse reconnaître. Cependant, l'existence de structures antérieures ne doit pas être exclue; elles semblent se manifester, par exemple dans les orthogneiss de Mazamet (contacts granite — filon obliques par rapport à la foliation secondaire). Mais dans la plupart des cas elles sont effacées par l'intensité des déformations et des recristallisations.

Dans les micaschistes et quartzites ($\alpha\chi$), D1 se marque par une intense schistosité de flux donnant aux roches une structure planaire soulignée par les recristallisations de phyllites et par l'étirement des lits quartzeux et quartzofeldspathiques. La schistosité est plan axial de plis isoclinaux relativement rares à l'observation, à charnières épaissies et flancs aplatis. Les linéations d'intersection S_0S_1 sont seulement visibles dans les zones de charnières. Dans les roches carbonatées D1 se traduit par une schistosité de flux marquée par la disposition planaire des cristaux de calcite maclée et l'orientation des phyllites et de la trémolite.

Les manifestations de la déformation synmétamorphique sont très spectaculaires dans les formations gneissiques où elles entraînent l'acquisition de la foliation et de la structure œillée. Dans les gneiss surmicacés et les gneiss à traînées leucosomiques de la vallée de l'Arnette ou de l'Arn, la schistosité est plan axial de plis pygmatiques très contournés affectant les lits quartzofeldspathiques (on peut observer ces structures au Sud de Mazamet en amont de Saint-Sauveur). Sur les flancs des plis, les lits sont étirés et boudinés donnant aux gneiss une structure

œillée. Dans les feuillettes orthogneissiques, D1 se traduit par une réorientation générale des mégacristaux parallèlement au plan de schistosité et par le développement à leurs extrémités d'une zone abritée. L'ensemble mégacristal — zone abritée constitue un œil moulé par les lits phylliteux de la foliation.

Les orthogneiss du Pas du Sant contiennent des feldspaths dont la cristallisation est antérieure au métamorphisme et dont le comportement permet de préciser les caractères de la déformation synmétamorphique. D1 se manifeste par la formation d'une schistosité de flux, l'orientation des nodules quartzeux et des caractères particuliers liés à la nature du matériel : lorsque les mégacristaux de feldspaths sont isolés dans la mésostase ils demeurent automorphes avec, à leurs extrémités, des zones abritées, le feldspath ayant un comportement compétent à rigide par rapport à la déformation plastique de la mésostase ; lorsque les grands cristaux sont abondants (35 % du volume de la roche et plus), on observe des déformations sur les bordures accompagnées de recristallisation. L'orientation des mégacristaux par rapport au plan de schistosité a été étudiée statistiquement ; dans certains gneiss près de 90 % des feldspaths font un angle inférieur à 20° avec la foliation. Par ailleurs l'orientation des mégacristaux dans le plan de schistosité apparaît aléatoire. Ces caractères conduisent à définir l'ellipsoïde de déformation correspondant à D1 comme un ellipsoïde de révolution en galette, d'axe normal à la foliation. La comparaison des courbes statistiques d'orientation des mégacristaux avec des courbes théoriques permet, dans les limites d'hypothèses draconiennes, de chiffrer la déformation. Dans les gneiss à grands cristaux de la zone de passage de la route de Massaguel — Pas du Sant on a pu calculer une élongation linéaire dans la foliation de 110 % et un aplatissement normal à S de - 77 %

Caractères structuraux de la deuxième déformation D2. La déformation D2, qualifiée ainsi car elle replisse la schistosité de flux et la foliation, a une grande importance dans la structure générale, les mégastructures cartographiques correspondant à sa superposition à la déformation D1. Elle se traduit par des plis de toutes les dimensions, accompagnés d'une schistosité de crénulation passant localement dans les micaschistes à une schistosité de flux. Cette schistosité montre généralement un fort plongement. Dans les gneiss du Pas du Sant, matériel très compétent, D2 se manifeste par des cisaillements conjugués dans les gneiss et les mégacristaux feldspathiques. Cette déformation s'accompagne de recristallisations relativement importantes : biotite et muscovite dans les micaschistes, phyllites, quartz, microcline et albite secondaires dans les gneiss.

Caractères structuraux de la troisième déformation D3. La déformation D3 est générale et se marque par une schistosité subhorizontale ou à faible plongement, plan axial de très nombreux plis. On peut considérer que la grande majorité des plis et des linéations visibles sur les affleurements appartient à cette déformation. La schistosité est une crénulation passant fréquemment à une schistosité de pli-fracture. Ceci s'observe dans les formations micaschisteuses où les flancs des petits plis sont souvent laminés, les charnières restant seules, réunies par des plans de cisaillement. D3 s'accompagne de recristallisations parfois importantes, avec chlorite et quartz dans les micaschistes (formation de litages tectoniques), chlorite, quartz et albite dans les gneiss.

Caractères structuraux de la quatrième déformation D4. Bien que ses manifestations soient visibles dans tout l'Ouest de la Montagne Noire, D4 n'a qu'une importance très limitée et se traduit exclusivement par des plis de type *kink bands* dont les plans axiaux verticaux, N 140° E à N — S, sont perpendiculaires à la direction générale des structures. Elle ne s'accompagne d'aucune recristallisation et correspond à un serrage tardif.

Relations entre les déformations, la structure et la mise en place des massifs éruptifs. Les massifs éruptifs s'orientent, dans leur ensemble, parallèlement aux structures régionales. Dans le détail on retrouve souvent la même disposition ; c'est le cas, par exemple, des feuilletts de granite calco-alcalin d'Escoussens et des indentations granodioritiques dans les gneiss de la vallée de l'Arnette.

Par ailleurs on peut observer en certains points du massif Lampy — les Martys une orientation planaire et linéaire des biotites et des feldspaths et des phénomènes cataclastiques comme des déformations dans les felspaths (cisaillement, fentes d'extension et *kink bands* dans les plagioclases) et les micas (*kink bands*) et des structures en lanières dans les traînées quartzzeuses. L'étude des caractères géométriques de ces déformations permet de les attribuer à la troisième déformation. Cela apparaît notamment dans la granodiorite du Lampy à Ramondens, la Galaube et à l'Est des Escudiés, dans la granodiorite des Martys aux Montagnès. Ces relations sont confirmées par l'observation des minéraux de métamorphisme de contact comme dans les micaschistes du détroit de Lacombe et de Font Bruno. Les grandes lamelles de biotite et les andalousites incluent la schistosité de flux. Par ailleurs les cisaillements liés à D3 affectent les bordures des grandes biotites dont certaines sont crénelées. Enfin les mégacristaux de staurotide provoquent des perturbations dans la régularité du microplissement 3 et le développement de plis 3 de type *kink bands*.

Si la plupart du matériel éruptif s'est mis en place antérieurement à la troisième déformation, on doit cependant noter que certains filons granodioritiques se mettent en place postérieurement le long de fractures ; c'est le cas de certains filons recoupant les gneiss de la vallée de l'Arnette.

Tectonique régionale

L'analyse microtectonique montre que la structure de la Montagne Noire résulte de la superposition de plusieurs déformations d'importance inégale. Sur certains affleurements situés dans la partie occidentale, la région de Mazamet ou la partie méridionale du territoire de la feuille, ces déformations sont simultanément présentes et on peut définir leurs relations géométriques (schémas de la figure 3).

Dans les micaschistes de la partie occidentale (fig. 3A), sur les affleurements des routes Escoussens — le Pas du Sant et Massaguel — le Pas du Sant, les premiers plis isoclinaux sont repris par la déformation 2 dans des plis à plans axiaux subverticaux ; l'ensemble est affecté par la crénelation 3 avec des plis à plans axiaux subhorizontaux. La déformation 4 recoupe orthogonalement les structures par des plis de type *kink bands* à plans axiaux verticaux. Cette dernière déformation a une orientation constante dans la région. Dans cette superposition les directions des axes géométriques des plis ont la même orientation pour les trois premières déformations.

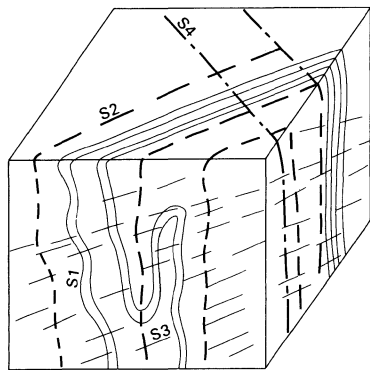
Dans les gneiss de la région de Mazamet (fig. 3B) on observe la même succession avec en outre des plis 2 à axes très redressés. On peut voir une belle structure de superposition dans les gneiss surmicacés de la route Mazamet — Pradelles, 200 m au Sud du pont sur l'Arnette.

Enfin, dans la bordure méridionale (fig. 3C), dans les gneiss et les micaschistes au contact, la schistosité de flux liée à la première déformation est affectée par les plis dissymétriques de la crénelation 3 à plan axial subhorizontal.

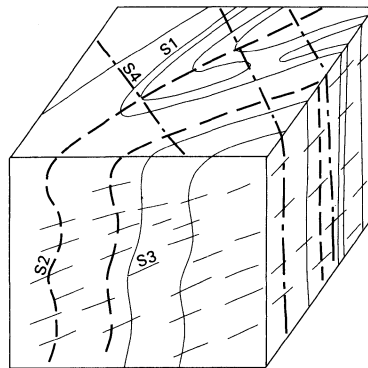
Les structures régionales résultent de la superposition des différentes déformations et se traduisent essentiellement par la variation spatiale de la schistosité de flux des micaschistes et la foliation des gneiss comme cela apparaît sur les coupes interprétatives des figures 4 et 5.

La schistosité de flux a une disposition verticale ou très redressée dans la région occidentale de la Montagne Noire, subhorizontale dans la région méridionale et aux environs de Lacombe où les séries sont recoupées par des granodiorites. La foliation des gneiss est verticale dans la région de Mazamet au Nord d'une ligne (N 50° E)

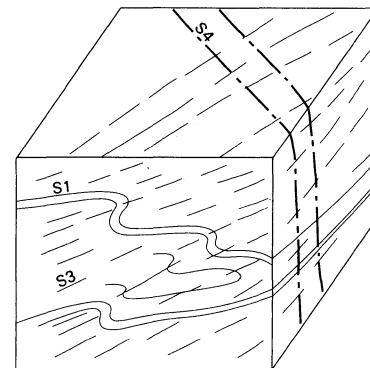
Fig. 3 - Rapports géométriques entre les différentes déformations superposées



Région occidentale

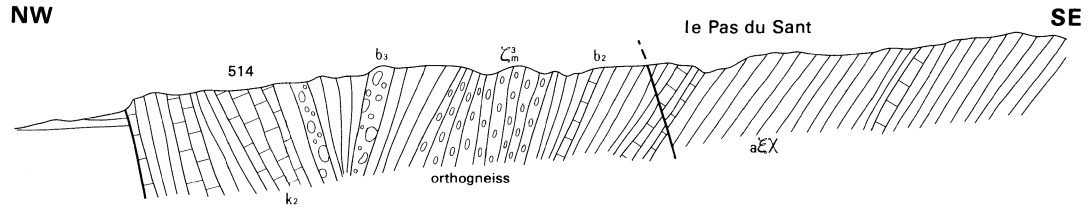
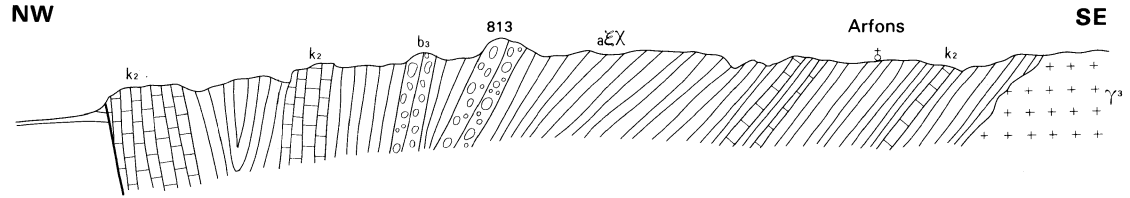


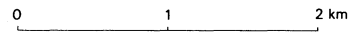
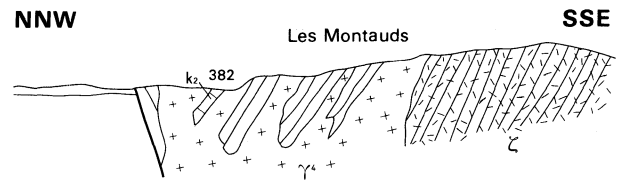
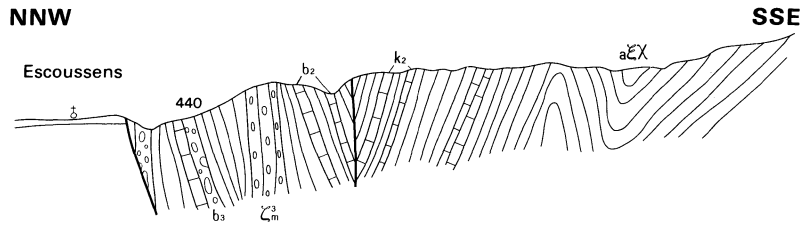
Région de Mazamet

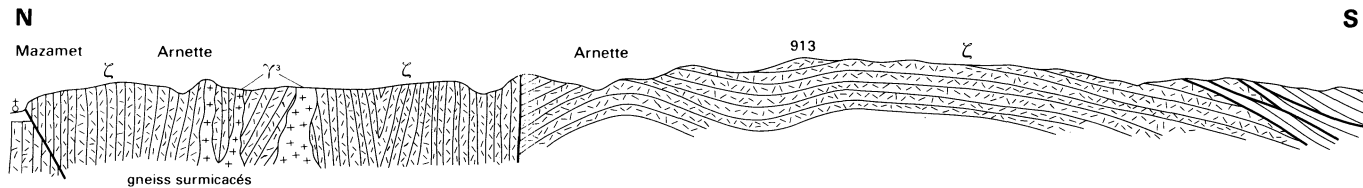


Bordure méridionale

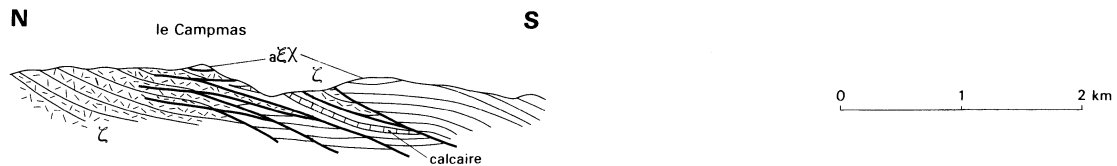
Fig. 4 - Coupes interprétatives de la Montagne Noire occidentale







5a - Coupe générale sur le méridien de Mazamet



5b - Coupe interprétative du contact sud, entre gneiss et micaschistes

Fig. 5 - Coupes interprétatives dans la région de Mazamet

Canjelieu — le Moulin-Lautier et présente une orientation subhorizontale avec de faibles ondulations liées à la crénulation dans la bordure méridionale. Cette variation brutale de plongement des gneiss (elle se fait en moins de 100 m) nous a conduit à situer un accident dans cette zone.

La succession des déformations peut être comparée avec celles décrites par différents auteurs dans d'autres zones de la Montagne Noire. Ainsi, dans la partie nord-orientale (région du Mendic), M. Brunel (1972) montre l'existence de deux phases majeures : une phase 1 avec plis isoclinaux et schistosité de flux et une phase 2 avec plis à plans axiaux redressés définissant des structures cartographiques. Ces phases correspondent probablement aux déformations 1 et 2 de la partie ouest. Les analogies sont moins nettes avec les parties centrale et orientale (F. Arthaud, 1966, 1970). Cependant, on peut proposer la corrélation de la déformation déterminant la foliation des gneiss et la schistosité de flux avec la phase de mise en place des nappes du versant sud, ainsi que les crénulations replissant ces structures.

En 1978, M. Demange et M. Perrin retrouvent dans la vallée de l'Arnette les mêmes déformations que dans l'extrémité orientale de la zone axiale (M. Demange, 1975). Ces analogies les conduisent à proposer pour la région de Mazamet une structure en nappes penniques, les gneiss de Nore (gneiss œillés) représentant un socle pour les gneiss de l'Arnette (gneiss surmicacés). L'étude des relations entre les deux séries et en particulier l'observation des contacts nous permet de considérer cette interprétation comme peu plausible, les auteurs reconnaissant par ailleurs ne disposer, dans cette région, d'aucun argument structural décisif pour supporter leur hypothèse.

La variation d'orientation de la schistosité de flux et de la foliation, progressive dans la partie sud-ouest, brutale dans le massif gneissique de Mazamet — pic de Nore, représente le trait structural majeur de cette partie de la Montagne Noire. Cette variation et sa localisation nous permettent d'envisager le rôle des massifs de gneiss et granitoïdes dans la structure d'ensemble dont l'évolution pourrait être expliquée par la double influence du développement d'une structure en dôme (*doming*) dans les gneiss de la zone axiale et de la mise en place des massifs granodioritiques.

TECTONIQUE DE LA COUVERTURE

Les divers problèmes tectoniques posés par la disposition actuelle des formations tertiaires et quaternaires, substratum de la dépression de Revel et du sillon de Mazamet, sont loin d'être résolus. Les matériaux quaternaires qui ennoient le pied septentrional de la Montagne Noire (s. s.) sont si abondants qu'ils occultent la plupart des terrains plus anciens et ne laissent souvent aux observateurs que ce minimum d'affleurements qui éveille la curiosité et permet de soupçonner des manifestations tectoniques importantes. Parmi ceux-ci, il faut citer la petite carrière des Martinels : on y voit des grès molassiques bartoniens faillés, avec un compartiment sud ployé et un compartiment septentrional redressé, pendant de 45° vers le Nord. Les mêmes, dans la carrière de l'aérodrome de Castres et Mazamet, présentent des traces nettes de jeux horizontaux avec stries de frottement. Mais le seul accident observable à une certaine échelle est la *flexure de Labruguière* marquée dans le causse par un *léger pli anticlinal (de Foncaude)*. Elle permet aux calcaires de Castres de plonger brusquement sous les formations bartoniennes. L'axe de cet accident est placé dans le prolongement de la vallée du Bernazobre, d'Escoussens à la Lande-Basse. Il correspond à une ligne qui partage la région en deux types de paysages structurés très différemment. À l'Ouest les cuestas de Saint-Affrique — Puech-Peyrade pendent régulièrement vers le Nord. À l'Est, l'ensemble orographique se montre très diversifié,

des Auriols à Aussillon— Village. Ces reliefs, accrochés au flanc du versant nord de la montagne, constituent dans la partie médiane de cette carte le causse suspendu d'Aiguefonde et sont souvent armés par un substratum au pendage variable. Faute de sondages profonds carottés on ne peut préciser la nature de l'accident qui constitue cette ligne de partage. De même, il est tout à fait probable que de nombreuses failles et fractures existent dans d'autres secteurs, enfouies sous les matériaux quaternaires. Cette hypothèse vient à l'esprit lorsque l'on observe entre autres les très nombreuses zones où les calcaires de Castres, intensément fracturés, jalonnent le lit du Thoré : les diverses sections du tracé anguleux de ce cours d'eau sont alignées sur des linéaments visibles sur les clichés ERTS et Skylab.

À propos des principales phases tectoniques ayant affecté le Tertiaire et le Quaternaire du sillon de Mazamet et de la dépression de Revel nous rappellerons brièvement :

— qu'à l'Illerdien les écoulements des cours d'eau sont orientés du Nord vers le Sud et que les reliefs de la Montagne Noire (*s. s.*) ne semblent pas exister ;

— qu'au Lutétien, sauf dans la région d'Escoussens où le lac de Castres est le siège de quelques atterrissements, les faciès profonds éloignés du rivage sont centrés sur le causse d'Aiguefonde et la région de Caucalières ;

— qu'au Bartonien en exceptant toujours la région d'Escoussens, les reliefs de la Montagne Noire (*s. s.*), s'ils existent, n'influent pas sur la sédimentation dans le Castrais ;

— que ce phénomène se poursuit jusqu'à la fin du Stampien. À ce moment-là, de profondes modifications apparaissent dans le mode de répartition des sédiments dans cette partie orientale de l'Aquitaine. Elles ont pour origine une modification des aires de sédimentation et d'érosion en Castrais et en Albigeois.

Contrairement à l'hypothèse émise par B. Gèze (1949) nous ne pensons pas qu'une surrection importante de la partie occidentale de la Montagne Noire ait eu lieu entre le Lutétien et le Bartonien ; par contre, il est plus que probable qu'elle se soit manifestée entre la fin de l'Oligocène et le Mindel. Des rejeux importants ont eu lieu après les dépôts du Quaternaire ancien notés **Jp-IV** ; d'autres, moins importants, doivent être placés à la limite du Mindel et du Riss si l'on considère la *brèche-mortadelle* comme une formation quaternaire.

Un fait troublant est à ajouter à ce dossier : jusqu'à ce jour les cavités karstiques du versant de rive gauche du Thoré (le Plo del May, la grotte du Castellas) n'ont livré que des faunes wurmiennes, datées pour l'une, en âge absolu, de — 28 400 ans B.P. ± 700, tandis que les karsts du Quercy piègent les cadavres d'animaux qui vivaient dans leurs parages de l'Eocène à l'Oligocène. Le premier système de circulation d'eaux souterraines a donc toutes les chances de n'être que post-rissien, et tout porte à croire que la Montagne Noire (*s. s.*) n'acquiert qu'à cette époque la position topographique nécessaire pour l'élaboration de tels réseaux.

Enfin, la part de la néotectonique dans l'abandon de la vallée wurmienne du Bernazobre par le Thoré n'est pas, dans l'état actuel de nos études, parfaitement démontrée.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA RÉGION PLACÉE AU NORD DE LA MONTAGNE NOIRE (*s. s.*)

Il faut bien avouer que, là encore, nos connaissances sur la genèse du modelé actuel sont limitées aux phases finales de son évolution morphologique. Cependant, un certain nombre de données permettent de cerner quelques faits précis :

— la rareté des témoins de la *surface d'altération et de dénudation éogène* affectant le Cristallin et le Paléozoïque de la région s'étendant au Nord et à l'Est des formations tertiaires. Celle-ci condamne l'emploi abusif de cette expression géomorphologique pour caractériser les surfaces les plus élevées et les dorsales qui culminent vers le Rialet, le Vintrou et au Nord de Saint-Amans-Valtoret ;

— la nette position emboîtée de ces surfaces les plus élevées et des dorsales sans doute proches de l'ancienne *surface d'altération et de dénudation éogène* mais qui ne sont pas cette ancienne *surface* fossilisée, elle, par des paléoaérites et d'anciennes cuirasses de nappes tertiaires et anté-tertiaires (M.-P. Mouline, 1974). Ces surfaces les plus élevées et dorsales sont postlutéliennes ;

— la presque totale évacuation des argiles à graviers qui devaient recouvrir ici comme ailleurs les terrains anté-tertiaires. Il ne reste après cette élimination que deux faibles témoins, l'un placé près de la Molle d'Audibert et l'autre près d'en Conte au Nord de Saint-Amans-Valtoret. Cette phase d'érosion appartient au Mio-Pliocène ou à un Quaternaire très ancien ;

— l'indubitable rôle du découpage tectonique profond de la masse calcaire lutélienne, en blocs distincts dénivelés les uns par rapport aux autres, dans l'instauration du tracé définitif des cours d'eau. Ce qui est illustré par l'existence de trois causses différents, chaque panneau ayant, en plus de son altitude moyenne propre, son pendage particulier, modulant ainsi la répartition et l'importance des bassins versants de chaque écoulement fluvial. La vallée du Thoré emprunte pour son cours, en amont de Labruguière, une zone où les calcaires affleurants sont particulièrement fracturés ;

— la présence notable d'actions karstiques qui, avec leurs points d'absorption et leurs résurgences, constituent un des traits saillants du paysage de la région (voir chapitre Hydrogéologie) ;

— la discrète mais réelle existence de formes d'érosion éoliennes. Ainsi, dans les environs des Bels et de la Massale, il existe plusieurs dépressions décamétriques, aujourd'hui bien drainées après les travaux de remembrement faits sur la commune de Viviers-lès-Montagnes, autrefois petites cuvettes fermées qui ne devaient leur existence ni à l'exploitation de grès molassique, ni à la présence en profondeur de dissolutions souterraines des calcaires de Castres, ici trop éloignés de la surface topographique ;

— la vigueur des entailles de diverses vallées : l'Arn pour la rive droite du Thoré, et surtout les affluents de la rive gauche qui descendent de la Montagne Noire (*s. s.*) dans des saignées profondes et des ravins dont la genèse est certes antérieure aux dépôts wurmiens (**Fy**), mais qui ne sont guère plus vieux que les facettes trapézoïdales qui se sont dégagées le long de l'abrupt de la faille de Mazamet, escarpement bien peu dégradé si on estime qu'il est ancien ;

— l'intéressant basculement d'une partie du drainage du causse de Labruguière qui après avoir été en ses débuts orienté vers le Thoré au Sud a basculé vers le Nord-Est, postérieurement à la mise en place des galets (**RPw**) dans les lapiez du causse.

Mais l'établissement du canevas complet des événements, image des interactions successives des agents qui ont mis ici en place formes et formations, est loin d'être parfaitement établi. Son ébauche se trouve résumée dans la légende de cette carte dont la présentation a été conçue à cet effet.

Ces interactions modulées par les variations climatiques et les diverses contraintes tectoniques nous donnent aujourd'hui ce paysage qui peut être décomposé en régions naturelles : le sillon de Mazamet avec ses argiles à graviers et ses glacis appuyés contre la montagne, le cirque d'Escoussens avec ses reliefs en cuesta, le causse nu de Labruguière qui fait pendant à celui d'Aigüefonde, les contreforts molassiques du mont de Saix, pointe avancée des pays de terreforts.

GÉOLOGIE ET VÉGÉTATION

Deux facteurs modulent la végétation naturelle de la région. Le premier est topographique : la disposition en versant face au Nord des terrains placés en rive gauche du Thoré les différencie profondément de ceux placés en rive droite. Le second est lié à la variété des divers substrats : dans les zones recouvertes essentiellement de matériaux quaternaires décalcifiés, toujours alimentés par des nappes phréatiques descendant de la Montagne Noire, la végétation est essentiellement bocagère (avec de nombreux chênes rouvres, *Quercus sessiliflora*). Sur les causses calcaires se développent une garrigue au Sud et une lande-garrigue au Nord. La première est riche en chêne aux kermès, genévrier et romarin, la seconde en lavande, en thym et en buis. Les fonds de vallées présentent la flore courante des prairies de pâturage. Les terreforts sur molasses sont couverts de quelques bosquets de chênes en limite de champs aux cultures habituelles : blé, sorgho, maïs.

DONNÉES GÉOTECHNIQUES CONCERNANT LE SILLON DE MAZAME F

Au point de vue génie civil, on distinguera schématiquement (fig. 6) cinq zones aux caractères géotechniques différents en rappelant que chaque site doit être l'objet d'études précises, exécutées par des spécialistes, dont les résultats peuvent être localement en contradiction avec les généralités ici énoncées.

La zone A, où tous les reliefs sont constitués ou supportés par des argiles à graviers et des brèches mal consolidées, est caractérisée par la relative fragilité de ses pentes, devenant instables sous l'effet de la gravité lorsqu'elles s'imbibent d'eau ou qu'on les retouche brutalement. Régulièrement, des loupes de glissement y apparaissent çà et là. Dans les zones sableuses où des circulations d'eau sont semi-permanentes, il est à redouter une certaine agressivité électrolytique vis-à-vis des canalisations.

La zone B, avec ses pentes, peut être affectée d'un certain nombre de phénomènes de glissement, mais la plupart des sites, du fait même de la complexité de répartition des matériaux, sont des cas d'espèce.

La zone C, avec ses calcaires, est caractérisée par sa stabilité. Les falaises du causse de Labruguière, qui se délitent peu à peu par gélifraction, donnent rarement lieu à des éboulements dévalant les talus développés à leurs pieds. Il est cependant déconseillé, sans études géotechniques sérieuses, d'y établir la moindre surcharge sans mettre en péril les habitations pouvant être placées en contrebas.

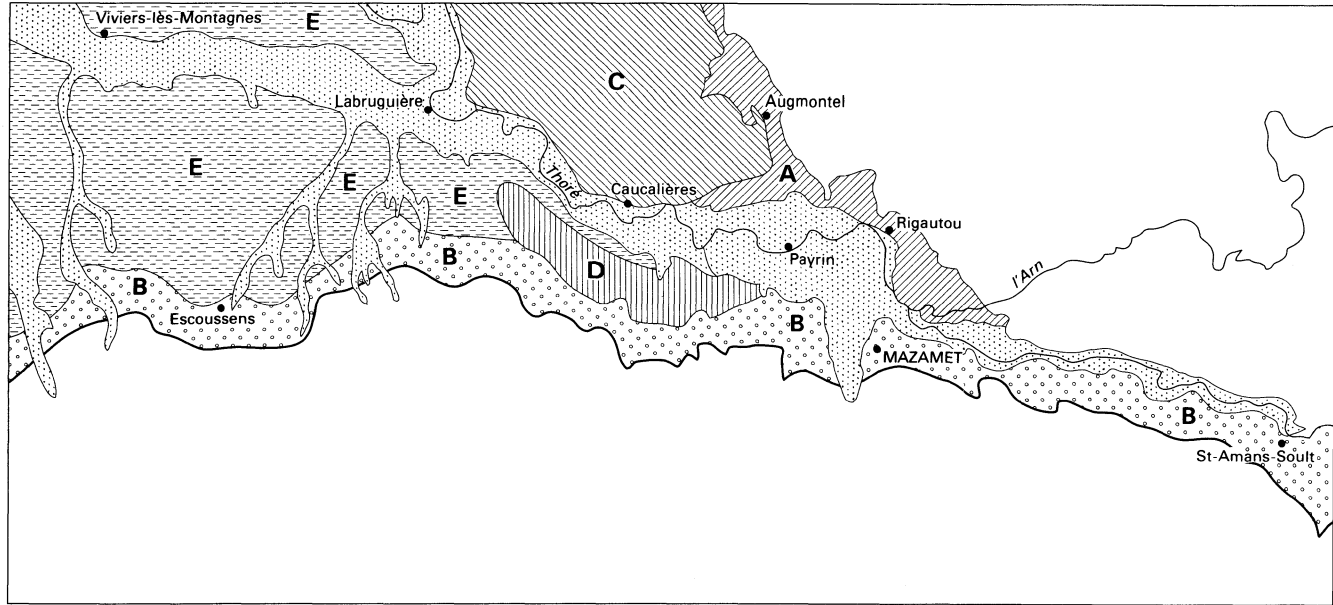
La zone D, avec la présence fréquente de dolines, demande une reconnaissance critique des sites à bâtir. En effet, les parcours souterrains des réseaux karstiques y sont jalonnés d'effondrements.

La zone E est caractérisée par des comportements contrastés :

— d'une part, stabilité des reliefs armés de grès molassiques, assez consistants pour avoir permis le creusement d'habitations troglodites (Viviers-lès-Montagnes) ou de cluzeaux (refuges souterrains servant de caches pour les provisions et les gens aux temps troublés des guerres de Religion),

— d'autre part, fragilité des versants taillés dans la masse des limons argilo-silteux souvent appelés *molasse*. Ceux-ci ont une tendance à solifluer en présence de nappes phréatiques.

Fig. 6 - Données géotechniques



RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS RESSOURCES EN EAU

Hydrogéologie du sillon de Mazamet et de la région d'Escoussens

Le sillon de Mazamet et la région qui s'étend entre Viviers-lès-Montagnes et Escoussens montrent, d'un point de vue général, une certaine unité hydrogéologique : ce pays est une des aires importantes de l'alimentation de la nappe des sables sous-molassiques. Il présente cependant, pour l'utilisateur, des ressources en eau dont les conditions d'exploitation sont souvent fort différentes d'un point à un autre, selon la lithologie des formations concernées et la position topographique du site considéré.

En premier lieu, les formations de ce secteur peuvent être classées selon leur degré de perméabilité, conformément au tableau ci-dessous :

Degré de perméabilité Position stratigraphique	Terrains imperméables	Terrains semi-perméables	Terrains perméables
Quaternaire		Colluvions Brèche-mortadelle d'Escoussens	Alluvions et cailloutis divers des vallées et terrasses
Tertiaire	Limons et argiles molassiques	Grès molassiques bartoniens Argiles à graviers	Calcaire de Castres Sables dolomitiques compris entre le calcaire de Castres et les argiles à graviers
Anté-Lutétien	Paléosols de la région de Vermels près de Payrin-Augmontel		Paléosols placés sous les argiles à graviers de la région des Estrabauts.

Il s'ensuit que plusieurs régions doivent être considérées (figure 7).

A - Dans la région d'Augmontel — Pont-de-l'Arn sur la rive droite du Thoré, il n'existe guère que des nappes superficielles directement alimentées par l'infiltration verticale ou subverticale des eaux météoriques. Elles donnent lieu à une exploitation par puits et à quelques points d'eau, émergences diffuses souvent asséchées dès le mois de mai. Elles sont de peu d'importance et leur répartition est aussi irrégulière que la distribution des sables et graviers dans le corps sédimentaire que constituent les argiles à graviers.

B — Dans la région de Viviers-lès-Montagnes, cette indigence des nappes phréatiques est d'autant plus marquée que l'on s'éloigne des lieux colluvionnés. Dans le passé, la satisfaction de besoins peu importants en eau domestique a pu être assurée, de façon plus ou moins précaire, par les ressources du substratum molassique : cette masse de terrains apparemment compacts est en effet parsemée

Fig. 7 - Répartition des différents types de ressources en eau du sillon de Mazamet et de la région d'Escoussens

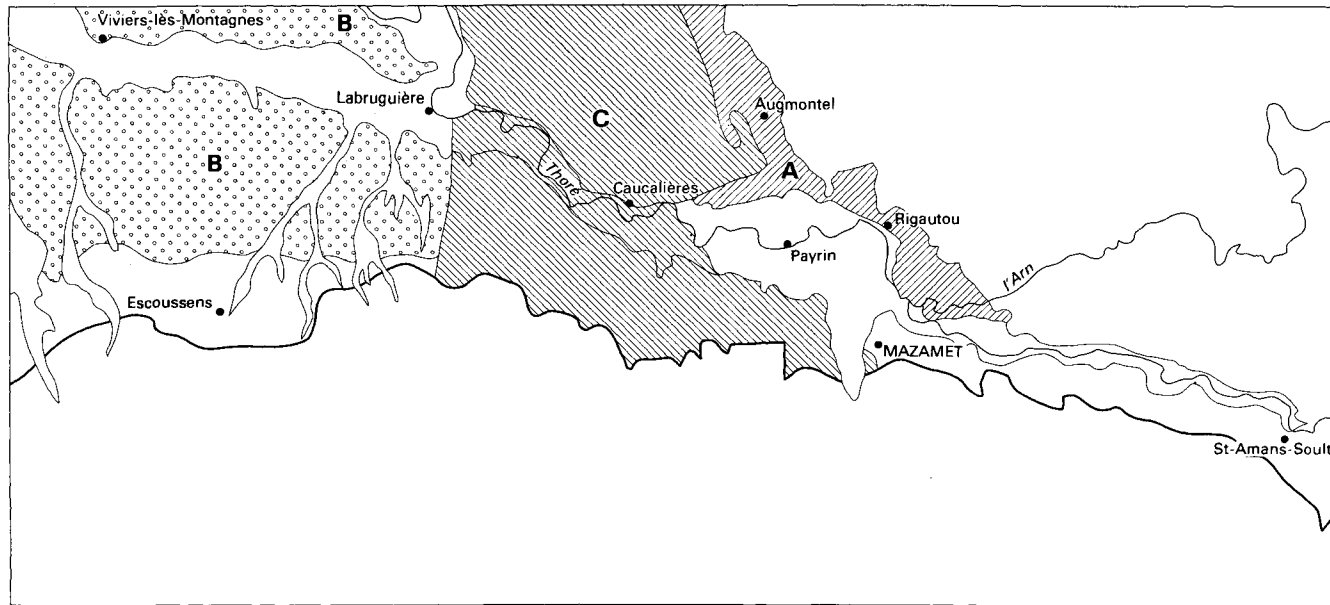
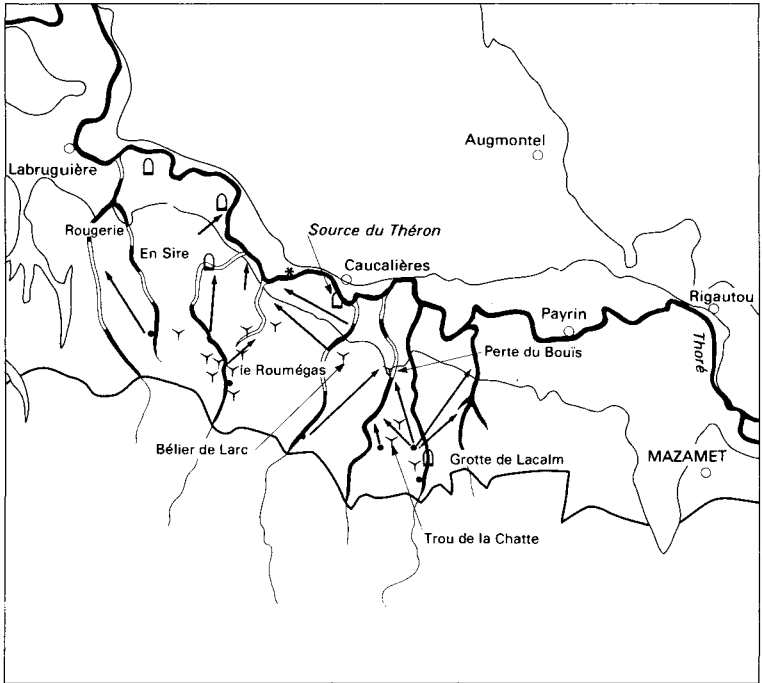


Fig. 8 - Circulations karstiques, de la Montagne Noire (s.s.) vers le Thoré, entre Labruguière et Mazamet, d'après Y. Faugère



de quelques mouillères, résurgences toujours temporaires de petites nappes suspendues liées, ici encore, aux faciès sablo-graveleux que peuvent renfermer les limons et grès molassiques.

C — Dans les régions où affleurent les formations lutétiennes (cause de Labruguière, cause d'Aiguefonde), comme en tout pays de calcaire fissuré, la circulation karstique est intense mais localisée. Elle a pour conséquence une répartition très hétérogène en zones dépourvues de tout point d'eau et en zones qui, au contraire, voient jaillir des sources abondantes, en raison de la proximité du niveau de base local, constitué par le plan d'eau du Thoré.

Les réseaux karstiques de la rive gauche du Thoré sont bien connus : ils ont été l'objet d'études précises de la part de J. et M. Magné (1953) et de Y. Faugère (1970) que l'on trouvera résumées sur la figure 8.

Sous les calcaires de Castres, existe un second ensemble aquifère, captif celui-là, lié aux niveaux sablo-graveleux inclus dans les argiles à graviers. Il est connu et exploité, de façon très inégale, par quatre forages artésiens remontants implantés dans la région : Bernazobre (985 - 8 - 100), Rambouillet (986 - 6 - 4), Bonnery (1012 - 2 - 14) et la Bernussarié (1012 - 2 - 19).

Ces deux systèmes aquifères sont des tributaires importants de la nappe des sables sous-mollassiques qui s'étend largement en Aquitaine centrale et occidentale.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Gîtes minéraux

La partie Montagne Noire, hercynienne, du territoire de la feuille Mazamet renferme l'important gisement de plomb, zinc, argent de la Loubatière (Aude) et divers indices de moindre importance, auxquels se rattache cependant un long passé minier, comme en témoigne le tas de scories des Martyrs, évalué à plus de deux millions de tonnes et qui a livré des objets préhistoriques.

Cuivre

À Massaguel, un filon de quartz N40°E, encaissé dans des calcaires dolomitiques, a été reconnu par une amorce de galerie et un petit puits (1012-1-4002). Le quartz est accompagné d'ankérite, calcite, sidérite, limonite, avec chalcopryrite, pyrite et malachite accessoires.

À Escoussens, le filon de quartz de la Prune (1012-1-4001) a été concédé en 1928 pour cuivre et métaux connexes à la Société des mines d'Escoussens. Il a été tracé par cinq niveaux de galerie (cotes 670, 654, 629, 618, 602) avec un travers-bancs à la cote 590. Une tentative de reprise a eu lieu en 1942, sans succès. Le quartz est minéralisé en chalcopryrite et malachite abondantes, avec azurite, chalcocite, covellite, digénite et limonite accessoires, et des traces de bornite microscopique. Dans le lit du ruisseau du Viviez on trouve encore de beaux échantillons de minerai.

À Arfons, les niveaux calcaires et dolomitiques du Cambrien présentent, près du cimetière, des cassures de quelques millimètres d'ouverture, à quartz, calcite plus ou moins ferrugineuse et chalcopryrite (1012-5-4003). Aux carrières du Sor, l'excavation la plus proche de la route Saissac—Arfons, après le pont sur le Sor, présente une zone broyée E—W subverticale dans ces calcaires, quartzifiée sur 2,5 m de largeur, avec un filonnet de quartz à chalcopryrite, pyrite et rare galène, accompagné d'un chapeau de fer à limonite et malachite (1012-5-4004).

Au Griffoul (Nord-Ouest de la Tourette-Cabardès), une galerie a été ouverte au début du siècle, 15 m en contrebas de la route N 118, dans un filon de quartz de 1 m de puissance avec chalcopryrite (30 cm au toit du filon), pyrite, calcite, galène (1012-6-4003). Une descenderie de 5 m a été également creusée 30 m au-dessus de la route, dans du quartz.

Fluorite, bismuth, arsenic, or

Immédiatement au Nord du village de Labastide-Esparbairénque (1012-7-4005), deux galeries d'environ 30 et 100 m (actuellement effondrées) ont reconnu un filon de fluorite N80°E. L'affleurement présente du quartz et de la fluorite, avec barytine, calcite, chalcopryrite accessoires et, en traces, bismuthinite, bismuth natif, pyrite, mispickel.

À 600 m au Nord du même village, plusieurs petits filons N—S de quartz à mispickel, pyrite et ankérite ont fait l'objet de tranchées et galeries (actuellement effondrées). Plusieurs tas de minerai sont accessibles au fond du ravin (1012-7-4004). La teneur en or du concentré calculé avoisine 32 g/t (F. Tollon, 1970).

Près du hameau de Cubserviès, une tranchée a été ouverte vers 1940 sur un petit filon de quartz à mispickel, avec inclusions de pyrrhotite et pyrite (1012-7-4003).

Ces minéralisations se sont mises en place en différents stades et jalonnent la zonalité définie par F. Tollon (1970) dans le district aurifère qui auréole la mine de Salsigne (feuille Carcassonne) au Sud.

Ces paragenèses à bismuth semblent également prendre un relief particulier si on les considère dans un cadre plus régional (M. Soulié et coll., 1971).

Plomb, zinc, tungstène, barytine

Dans la partie S.SW du territoire de la feuille, la lentille schisto-calcaire de la Loubatière, qui s'individualise au sein des micaschistes et quartzites, renferme une minéralisation plombo-zincifère du type B.G.P., exploitée anciennement par la Société minière de la Loubatière puis la S.M.M. Peñarroya, et des minéralisations filoniennes de type départ-acide (S. Oksengorn, 1956, 1958), dans la zone de métamorphisme qui s'est développée au contact de la granodiorite intrusive voisine (1012-6-4001).

• **Type B.G.P.** Dès le Moyen-Âge, des exploitations pour plomb et cuivre auraient été conduites par les moines de l'abbaye dont on retrouve les ruines 200 m au Sud-Ouest de la maison forestière. De Gensanne en 1776 parle d'une mine de plomb à la *Louvetière*. Tous les anciens travaux étaient localisés sur des filons. À l'époque moderne, grâce au traitement par flottation, une minéralisation à faible teneur, plus étendue, a pu être mise en valeur. Les travaux de recherche, commencés en 1911, ont été menés activement de 1937 à 1945, avec exploitation en carrière et en souterrain et construction d'une usine de flottation (environ 400 000 t de tout-venant à 6 % Pb extraites). Après la fin de la deuxième guerre mondiale, l'exploitation s'est intensifiée et des extensions ont été mises en évidence par une campagne de sondages du B.R.G.M. en 1955-1956. L'exploitation en a été entamée en 1957 par la S.M.M. Peñarroya, mais arrêtée en octobre 1962 par suite de la chute des cours. La production totale s'est élevée à 48 000 t de plomb, 7 700 t de zinc et 65 t d'argent; les réserves seraient de 50 à 100 000 t de plomb et 10 à 20 000 t de zinc.

La minéralisation comprend galène argentifère, blende brune, pyrite, pyrrhotite. Elle est interstratifiée dans un faciès calcaréo-schisteux situé à la partie inférieure du niveau carbonaté et y constitue des filets et des « couches » d'épaisseur variable associés à des glissements et à des broyages, la puissance minéralisée moyenne oscillant autour de 0,70 mètre. Le métamorphisme de contact y a favorisé le développement de phlogopite, biotite, clinocllore, tourmaline, trémoilite. Des fractures tardives à calcite, galène, blende, pyrite recoupent l'ensemble.

• **Tactites à scheelite et filons de type départ-acide.** La scheelite se présente en mouches dispersées dans les tactites rubanées et en remplissage de cassures dans les tactites à faciès *cornéennes* situées dans le calcaire schisteux en-dessous de l'horizon minéralisé en plomb-zinc.

Un sondage implanté à 900 m au Nord-Ouest de la mine a traversé à 191 m de

profondeur un filon de quartz à pyrite, chalcopryrite, wolframite, tourmaline, dans les grès arkosiques situés à la partie supérieure du calcaire, au voisinage du granite.

H. Vincienne a également signalé du wolfram microscopique dans les couches inférieures de la série calcaire (galerie de la Poudrière) avec pyrrotite, pyrite, chalcopryrite, marcassite, blende et sphène, au voisinage de veinules quartzieuses à scheelite.

Enfin, au niveau 664, des filonnets de quartz et calcite en réseau anastomosé sécant sur la stratification du calcaire ont livré des mouches de nickélite et gersdorffite.

Au Sud-Ouest de la mine, le travers-banc de Cals (1012-5-4002) a recoupé en 1921 deux filons de quartz avec zone broyée, minéralisés en barytine, galène, blende, chalcopryrite, avec calamine, césusite et malachite. À 1500 m à l'Ouest de la mine, un sondage a recoupé à 30 m de profondeur un filon de quartz, barytine, galène et blende. À 800 m au Nord de la mine, un autre sondage a traversé, à 127 m de profondeur, un filon de quartz de 1,70 m avec blende, galène, pyrite. Un autre sondage à 800 m au Nord-Ouest de la mine a également recoupé un filon de quartz à B.G.P. À 2 km au S.SW de la mine enfin, aux Houstalous, une galerie (effondrée) a reconnu dans les micaschistes à andalousite situés au voisinage immédiat du granite un filon NW—SE de quartz et barytine (1012-5-4001).

À la bordure septentrionale de la Montagne Noire (*s. s.*), 4 km au Sud de Labruguière, une lentille de dolomie du Cambrien moyen en contact avec un petit pointement de granite (développement de skarns) a livré de la scheelite (indice des Cadets, 1012-2-4001).

Fer

Au Nord de Mazamet, le filon de Saint-Auzart (1012-3-4001) dirigé N 150° E présente une association d'hématite, goethite et oxydés de plomb dans les schistes $\alpha\chi$. Plus à l'Est, le filon de Sarméger (1012-3-4002) dirigé N40°E, présente la même association, avec blende.

Matériaux de carrière

Dans la partie Montagne Noire du territoire de la feuille Mazamet, les matériaux exploités en carrières sont relativement peu nombreux :

— au Nord du Thoré, sur la commune de Pont-de-l'Arn, les carrières de la Jonquière ont exploité des *gneiss* appartenant au massif de l'Agout. Cette production de pierres de taille était arrêtée en 1974 ;

— au sein ou à la bordure du massif gneissique de Mazamet—pic de Nore, certains *gneiss à grain fin* présentent une texture planaire marquée et sont susceptibles d'un débit en dalles minces. Depuis 1960 environ, au lieu-dit la Coste, en Miraval-Cabardès, une carrière emploie 3 à 4 ouvriers qui en extraient des dalles rustiques, à usage surtout de pas japonais ou escaliers de jardin ;

— la *granodiorite* des Martys est également exploitée, mais de façon plus modeste encore, pour le même usage et celui de pierres de taille, au lieu-dit les Pradelles Basses, en Cuxac—Cabardès ;

— dans le même contexte granodioritique des Martys, et dans le même secteur, on aurait reconnu vers 1930 un gisement de *feldspath* évalué à 300 000 tonnes ;

— les *calcaires* attribués au Cambrien inférieur (niveau dit à *Archaeocyathus*, Géorgien supérieur) fournissent des pierres marbrières à usage ornemental (parement, dalles, cheminées, piliers...). Les carrières sont concentrées sur la commune de Verdalle, à ses confins avec celle d'Escoussens, en forêt domaniale. En exploitation depuis 1967, les carrières d'Hautaniboul et Cayroulet produisent des pierres ouvrées : de 1000 à 1200 m³/an en 1970-71, le volume de cette production s'est réduit à 500 m³/an en 1973-74 et à 350 m³ (?) seulement en 1974.

Le secteur tertiaire de la feuille ne porte que de rares et modestes exploitations.

Il a été autrefois constellé de points d'extractions de petite taille, touchant à peu près toutes les formations et en particulier :

- les *grèzes quaternaires (GP)* encore utilisées de nos jours, en tout venant, pour l'empierrement des chemins ;
- les *alluvions de la basse plaine du Thoré (Fy1)* avec des exploitations de sables et graviers disparues depuis 1960 ;
- les *sédiments des cônes de déjection (Jx)* pour leurs galets ; exploitations abandonnées depuis 1950 ;
- les *formations molassiques bartoniennes* pour leurs niveaux de grès, en lentilles de plus ou moins grande taille. Cette pierre qui se taillait facilement a été le principal matériau de construction des fermes et maisons jusqu'à la fin du XIX^e siècle. Certaines carrières ont maintenu une vive activité jusqu'en 1914. La pierre était connue sous l'appellation de *grès de Naves*, du nom d'une localité placée légèrement au Nord de la limite de la coupure Mazamet.

Les faciès argileux du même ensemble ont été exploités dans quelques « terriers » pour des usages céramiques très locaux, à des dates indéterminées ;

— les *calcaires de Castres et de Labruguière*. Les calcaires de Castres ont été exploités comme pierre à chaux et alimentaient deux fours dont l'un, celui de Labruguière, est fermé depuis les années 1950. En 1975, 330 tonnes de chaux agricole ont été produites au lieu-dit Marcarène, sur la commune de Payrin-Augmontel ;

— les *lignites*, dont la présence est signalée dès 1779 par de Gensanne, ont été l'objet d'extractions épisodiques depuis le XVIII^e siècle, en particulier en 1914 et de 1940 à 1945. Les lignites se présentaient à Labruguière en deux couches distinctes de faible épaisseur ; ce combustible de mauvaise qualité avait cependant un pouvoir calorifique suffisant pour que, mélangé aux calcaires, il les transformât en chaux vive dans le four situé autrefois à côté du cimetière sur l'ancienne route allant de Labruguière à Mazamet. Certains habitants de Castres en firent même un usage domestique pendant la seconde guerre mondiale ;

— les *complexes argilo-graveleux anté-lutéliens* pour leurs argiles kaoliniques extraites des carrières des environs de Saint-Amans-Soult, en particulier aux lieux-dits Cimou et Estrabauts. Ces carrières sont en voie d'épuisement et celle des Établissements Guiraud est en train de disparaître sous les débris divers que l'on y jette pour la combler.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Le Tertiaire de cette carte est au centre de deux excursions thématiques :

- la première porte sur les paléooltérites anté-lutéliennes du Castrais et de l'Albigeois ;
- la seconde sur la sédimentation lacustre du calcaire de Castres et de Labruguière.

On trouvera la description de la première dans la notice de la feuille Revel à 1/50 000, celle de la seconde dans la notice de la feuille Castres. L'ouvrage « Du cône torrentiel aux grands fleuves », édité à l'occasion du Congrès international de sédimentologie de 1976 par l'Institut de géodynamique de Bordeaux, peut être utile aux divers excursionnistes. Pour pénétrer dans la zone militaire du causse de Labruguière, fort intéressante du point de vue géologique, une autorisation doit être obligatoirement obtenue du commandant de la Place de Castres.

Les gisements de fossiles n'ont pas été indiqués sur cette édition, leur éventuel pillage pouvant être très dommageable pour les recherches scientifiques ultérieures.

Des renseignements géologiques complémentaires et deux itinéraires sont donnés par le *Guide géologique régional : Aquitaine orientale*, par B. Gèze et A. Cavaillé, 1977, Masson.

COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES

<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 45%; text-align: center;">Lithostratigraphie</div> <div style="width: 50%; text-align: center;">Sondage</div> </div>		Nom	Trégas	Bonnery	La Bernussarié			
		Commune	Labruguière	Caucalières	Caucalières			
		Année du forage	1972	1934	1971			
		N° d'archivage						
		SGN	1012-1-3	1012-2-14	1012-2-19			
		Coordonnées Lambert	x y z	592,17 136,75 185 m	596,80 136,73 187 m	597,25 135,95 198 m		
Quaternaire		Alluvions	Limons, sables et graviers	0	0	0		
	Bartonien	Molasses de Saix	Marnes à intercalations de calcaires et de molasses	6	lc	lc		
Tertiaire continental	Lutétien supérieur	Calcaires de Castres et de	Calcaire blanc massif Calcaire rose fissuré Calcaire grossier	}	intercalations marneuses à Trégas	113	3,80	2,70
		Labruguière	Séquence argilo-calcaire			lc	31	38,25
	Lutétien moyen à inférieur	Argiles à graviers de Mazamet	Argiles rouges à passées sablo-graveleuses aquifères	235*	59*	48,50*		
Profondeur finale				238	70,30	103,25		

Tableau établi par J. Cosson à partir de documents archivés au SGR/MPY du B.R.G.M.
 31 Profondeur au toit de la formation considérée, comptée en mètres à partir de la surface du sol.

- Formation dans laquelle le forage a été arrêté.

lc Lacune

Nota : Les coupes des sondages du Reclot (1012-2-15, 107 m) et de Mirabel (1012-2-16, 35 m), forés respectivement vers 1930 et en 1950, sur la commune de Labruguière, ne semblent pas avoir été conservées.

BIBLIOGRAPHIE

- ARTHAUD F., MATTAUER M., PROUST F. (1966) - La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne Noire. Étages tectoniques. Colloque de Neuchâtel, avril 1966, p. 229-241.
- ARTHAUD F. (1970) - Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse USTELA, géol. struct., n° 1, 175 p., 92 fig.
- ASTRE G. (1927) - Graines de Césalpinées dans les calcaires lacustres de Castres. A.F.A.S., Constantine, p. 197-200.
- BÉZIAT P. (1973) - Style des déformations et figures d'interférences sur la bordure sud-est du Sidobre (versant nord de la Montagne Noire). *Bull. B.R.G.M.*, 2^{ème} série, sect. IV, n° 3, p. 161-183, 6 fig., 6 pl.
- BIROT P., GOTTIS M., MOULINE M.-P. et PAQUEREAU M. (1968) - Néotectonique sur le versant sud de la Montagne Noire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, p. 1815-1816.
- BLAYAC J. (1930) - Aperçu de la répartition des faciès et du synchronisme des terrains de l'Aquitaine au Nord de la Garonne. Livre jub. Soc. géol. Fr., 1, p. 151-170.
- BOREL P. (1641) - Les Antiquitez, raretez, plantes, minéraux et autres choses considérables de la ville et comté de Castres d'Albigeois. Castres, Arnaud Colomiez.
- BOUCHEPORN de (1848) - Carte géologique du Tarn avec explication. Paris, Imprimerie nationale.
- BRUNEL M. (1972) - Étude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique préhercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire : versant nord de la Montagne Noire (Massif Central français). Thèse 3^{ème} cycle, Montpellier, 88 p., 40 fig.
- CARAVEN - CACHIN A. (1889) - Le Poudingue de Palassou sur le versant sud-ouest du Plateau Central. A.F.A.S., 18^e sect., 2^{ème} part., p. 476-478, Paris.
- CARAVEN - CACHIN A. (1890) - Étude sur les argiles rutilantes lutéliennes du Tarn. A.F.A.S., 18^e sect., 2^{ème} part. p. 346, Paris.
- CAVELIER Cl. (1976) - La limite Eocène - Oligocène en Europe occidentale. Thèse Sc., Paris, t. I et II, 353 p., 40 tbl., 6 fig.
- COMBAZ A. et MOULINE M.-P. (1967) - Premier inventaire d'un microbios d'une série continentale anté-lutétienne du Castrais. Act. Soc. linn. Bx, vol. spécial A.F.A.S., p. 111-114, 2 pl.

- COMBES P.-J., CROUZEL F., FREYTET P., GOTTIS M., LENGUIN M., MOULINE M.-P. et PLAZIAT J.-C. (1975) - Du cône torrentiel au grand fleuve. Institut de géodynamique, Bordeaux, 108 p., 113 fig.
- DEBAT P. (1967) - Étude pétrographique des gneiss œillés intercalés dans la série micaschisteuse du Sorézois (Montagne Noire). *Bull. Soc. fr. Min. Crist.*, t. XC, p. 236-240, 2 fig.
- DEBAT P. (1974) - Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire occidentale. Thèse, Toulouse, 468 p., 221 fig., 2 cartes.
- DEBAT P., SIRIEYS P., DERAMOND J., SOULA J.-C. (1975) - Paléodéformations d'un massif orthogneissique. *Tectonophysics*, vol. 28, p. 159-183, 17 fig.
- DEFLANDRE G. (1968) - Sur l'existence, dès le Précambrien, d'Acritarches du type *Acanthomorphytes* : *Eomicrhystridium* Defl. 1955. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 266, n° 26, p. 2385-2389, 1 pl., 3 fig.
- DELPONT G. (1973) - Les séries métamorphiques de l'Albigeois à l'Est de Réalmont (Tarn). Étude microtectonique. Thèse 3^{ème} cycle, géol. structurale, Toulouse, 86 p., 46 fig.
- DEMANGE M. (1975) - Style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire entre St.-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif Central). *Bull. B.R.G.M.*, 2^{ème} série, sect. I, n° 2, p. 91-139.
- DEMANGE M. et PERRIN M. (1978) - Distinction d'unités lithostratigraphiques au sein des gneiss du massif de Nore (zone axiale de la Montagne Noire, Massif Central). Conséquences tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 286, p. 571-573.
- DUFRENOY et Elie de BEAUMONT (1841) - Explication de la Carte géologique de la France. Paris, imprimerie royale.
- DEUTZMANN W. (1958) - Über die Verezungen im kristallinen Albigeois (SW-Frankreichs). These Doct. Hohen Mathem. Naturw. Fakultät der Rheinischen Friedrich Wilhelms-Universität, Bonn., p. 14 (inédit).
- ELLENBERGER F. (1938) - Problèmes de tectonique et de morphologie tertiaire : Grésigne et Montagne Noire. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXXII, p. 327-364.
- ENJALBERT H. (1961) - Les pays aquitains. Le modelé et les sols. Imp. Brière, 618 p., 102 fig., 2 cartes, 47 pl.
- FAUGÈRE Y. (1970). - Les conditions de l'alimentation de la nappe des sables sous-molassiques en Castrais et en Albigeois. Thèse 3^e cycle, Bordeaux, 105 p., 28 fig., 4 pl. h.-t.
- FOURNIER - VINAS C., DEBAT P. (1970) - Présence de microorganismes dans les terrains métamorphiques précambriens (schistes X) de l'Ouest de la Montagne Noire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1970, 7^{ème} série, t. XII, n° 2, p. 351-355, 2 pl.

- FOURNIER - VINAS C. (1971) - Recherche de microorganismes dans le Précambien métamorphique du Sorézois (Tarn). Thèse de 3^{ème} cycle, géol. structurale, Toulouse, 66 p., 10 fig., 3 tabl., 2 + XXXI pl.
- GENSANNE de (1776-1779) - Histoire naturelle de la province du Languedoc. Rigaud, Montpellier, 5 vol.
- GÈZE B. (1949) - Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. XXIX, n° 62, 215 p., VII pl., 110 fig.
- HAMET J., ALLÈGRE C. (1972) - Age des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire (France) par la méthode ⁸⁷Rb - ⁸⁷Sr. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 34, n° 3, p. 251-257.
- HAMET J. (1975) - Étude systématique par la méthode ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. Thèse Sc. physiques, Paris VII, 248 p., fig., tabl.
- KULBICKI G. (1956) - Constitution et genèse des sédiments argileux sidérolithiques et lacustres dans le Nord et le Nord-Est de l'Aquitaine. *Sciences de la Terre*, 4, 1-2, p. 5-101.
- LHÉGU J., MÉGNIEN C., PROUHET J.-P. (1956) - Notes géologiques d'ensemble sur le gisement de la Loubatière. Rapport BRGM A 1053, faisant le point des rapports précédents de L. BURNOL, C. MÉGNIEN, J. LHÉGU, J.-P. PROUHET (1955 à 1956, inédits).
- MÄRSCH I. (1970) - Contribution à l'étude des Charophytes éocènes en Aquitaine orientale. Thèse, Toulouse, 248 p.
- MERGOIL - DANIEL J. (1970) - Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central français. *Ann. Fac. Sc. Clermont*, 1970, n° 42, 304 p., 7 pl.
- MOULINE M.-P. (1973) - La sédimentation calcaire dans les complexes fluvio-lacustres entre le dôme de la Grésigne et la Montagne Noire. *Bull. Centre rech. Pau, S.N.P.A.*, 7-1, p. 207-238, 7 fig., 5 pl.
- MOULINE M.-P. (1974) - Les problèmes posés par la présence de dolomite dans les calcaires lacustres du Languedoc albigéique. 96^{ème} Congrès nat. Soc. sav., Toulouse, 1971, t. II, p. 95-107.
- MOULINE M.-P. (1974) - Environnement géologique et paléogéographique des complexes fluvio-lacustres développés entre le dôme de la Grésigne et la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 278, p. 1329-1332.
- MOULINE M.-P. (1974) - Carte géologique détaillée des formations quaternaires et tertiaires du Languedoc albigéique et esquisse de la carte géomorphologique des régions voisines (région de Mazamet et Saint-Amans-Soult). Institut de géodynamique, Bordeaux.
- NOULET J.-P. (1854-1857) - Mémoires sur les coquilles fossiles des terrains d'eau douce du Sud-Ouest de la France. Delboy, Toulouse, 103 p.

- OKSENGORN S. (1956) - Étude géologique et métallogénique de la région de la Loubatière (Aude) et d'Arfons (Tarn). Thèse doct. géol. app., fac. sc. Paris, 115 p., 32 pl., inédit.
- OKSENGORN S. (1958) - Métallogénie du gisement de la Loubatière (Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VIII, p. 281-287.
- PÉLISSONIER H., in GEFROY J., LENFANT M. (1963) - *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 86, p. 201-203.
- PIERROT R., PICOT P., FORTUNE J.-P., TOLLON F. (1976) - Inventaire minéralogique de la France n° 6 Tarn, p. 38-39, B.R.G.M. éd.
- RAGUIN E., VINCENNE H. (1949) - Le gisement de plomb de la Loubatière. *Annales des Mines*, 138^e année, 1^{er} Mars 1949, p. 3-4.
- ROBLOT M.-M. (1968) - Les roches silicocarbonées du Précambrien armoricain. Thèse, C.N.R.S., Paris, t. 1, chap. XXVI, 531 p., X pl.
- ROQUES M. (1941) - Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central Français. *Mém. Carte géol. Fr.*, 530 p., 74 fig., 3 pl. et 1 carte h.t.
- ROUTHIER P. (1963) - Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherches. Deux vol., Masson et cie éd., p. 787.
- SCHUILLING R.-D. (1960) - Le dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault). *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 91, 59 p., 14 fig., 12 tabl., 4 pl. h. t.
- SOULIÉ M., GRAMONT X. de, TOLLON F. (1971) - Le bismuth dans les gisements fluorés du Tarn. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 273, D, p. 1-2.
- STRECKEISEN A. (1967) - Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neu. Jah. Min. Abh.*, 107, bd. 2-3.
- TOLLON F. (1968) - Minéralisations filoniennes cuprifères dans les schistes X du Cabardès au Nord de Salsigne (Aude). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 104, fasc. 3-4, p. 435-440.
- TOLLON F. (1970) - Le district aurifère de Salsigne, Aude. Un vol., Sté Mines et Produits chimiques de Salsigne, Ed., 11 - Conques-sur-Orbiel, France, Thèse sc. nat., Toulouse, 1969.
- VASSEUR G. (1893-94) - Observation au sujet d'une note de M. Caraven - Cachin intitulée : « Le Poudingue de Palassou sur le versant SW du Plateau Central ». *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, V, fasc. 37, p. 365-368.
- VASSEUR G. (1893-94) - Note préliminaire sur les terrains tertiaires de l'Albigeois. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, V, fasc. 38, p. 75-80.
- VASSEUR G. (1896) - Carte géologique de Castres au 1/80 000. Notice. Serv. Carte géol. Fr.

VATAN A. (1945) - Étude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5^e série, t. 15, p. 657-670.

VATAN A. (1947) - La sédimentation continentale tertiaire dans le Bassin de Paris méridional. Thèse, Paris, 215 p., 7 pl..

VATAN A. (1948) - Rythmes de sédimentation en Aquitaine. Proc. 18th Int. géol. Cong. Londres, p. 74-82.

VINCIENNE H. (1949) - Découverte de wolfram microscopique dans les assises minéralisées de la Loubatière (Montagne Noire). Sa signification pour la métallogénie du gisement plombéux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 228, p. 2043-2045.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Castres* : 1^{ère} édition (1896). par Bergeron, Vasseur, Repelin et Blayac.
2^{ème} édition (1954), par B. Gèze et J. Mattei.

Cartes des gîtes minéraux.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000. Feuille *Toulouse* (1962), coordination par F. Permingeat.

Carte des gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif Central et de sa bordure languedocienne à 1/200 000 (1977), par A. Aubague et *al.*

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- pour le département de l'Aude, au S.G.R. Languedoc - Roussillon, Mas Jausserand, rue de Jausserand, La Pompignane, 34000 Montpellier ;
- pour le département du Tarn, au S.G.R. Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse ;
- ou encore au B.R.G.M., 6-8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par :

- P. DEBAT, pour les terrains du socle hercynien et leur tectonique,
- M.-P. MOULINE, pour les terrains tertiaires et quaternaires, leur tectonique, leur morphologie, leur hydrogéologie, leurs caractéristiques géotechniques et de végétation,
- J. FÉRAUD, pour les gîtes minéraux,
- J. COSSON, pour les autres rubriques et la coordination des textes.