



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

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

# MONTBRON

## MONTBRON

La carte géologique à 1/50 000  
MONTBRON est recouverte par la coupure  
ROCHECHOUART (N° 163)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Manse	La Rochefoucauld	Rochechouart
Angoulême	MONTBRON	Chalus
Montmoreau	Nontron	Thiviers

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
DES P et T ET DU TOURISME  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
MONTBRON A 1/50 000**

**par**

**G. LE POCHAT**

**avec la collaboration de  
J.-P. FLOC'H, J.-P. PLATEL, M. RECOING**

**1986**

## SOMMAIRE

<b>APERCU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</b>	<b>5</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>5</b>
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE</i>	<b>6</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>8</b>
<i>FORMATIONS CRISTALLINES</i>	<b>8</b>
Roches métamorphiques	<b>8</b>
Roches éruptives	<b>14</b>
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	<b>21</b>
Secondaire	<b>21</b>
Formations quaternaires et tertiaires	<b>28</b>
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	<b>30</b>
<i>MÉTAMORPHISME</i>	<b>30</b>
<i>MAGMATISME</i>	<b>32</b>
<i>TECTONIQUE</i>	<b>33</b>
<b>PRÉHISTOIRE</b>	<b>34</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>35</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<b>35</b>
<i>MATÉRIAUX DIVERS</i>	<b>36</b>
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	<b>37</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>40</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>40</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	<b>40</b>
<i>ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES TOTALES, ÉLÉMENTS MAJEURS</i>	<b>42</b>
<i>COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES</i>	<b>47</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>48</b>
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>48</b>

## APERCU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

La feuille Montbron recouvre une zone de transition située aux confins de deux régions naturelles : au Nord-Est de la feuille apparaissent les contreforts cristallins du Massif Central qui sont à rattacher au socle métamorphique et granitique limousin. A l'Ouest, un pays sédimentaire appartenant à la bordure est du Bassin aquitain constitue la partie nord du Périgord Blanc.

Le pays cristallin est vallonné, constitué par des collines culminant vers 300 m, entre lesquelles les vallées étroites et encaissées possèdent peu d'alluvions. C'est un paysage de pâturages et de forêts essentiellement peuplées de châtaigniers.

Le pays sédimentaire avec son substratum à dominante calcaire présente des paysages différents suivant la nature et l'importance de son recouvrement tertiaire :

- au Sud-Est, c'est un paysage de plateau où le calcaire est subaffleurant recoupé par des vallons secs, supportant quelques maigres bois de chênes et des genévriers ;
- au Nord-Ouest, sur une zone en contrebas constituée de calcaire plus altéré se développent quelques cultures ;
- enfin, au Sud du Bandiat, les calcaires sont amplement recouverts par des formations alluvionnaires d'âge tertiaire sur lesquelles sont établies des forêts où domine le pin sylvestre ; la plus importante, la forêt d'Horte, est implantée sur un substratum presque essentiellement graveleux.

Dans le pays à calcaire affleurant, les vallées sont encore étroites avec de nombreuses pertes et peu d'alluvions alors qu'elles s'élargissent dans les zones à recouvrement tertiaire en même temps que les alluvions se développent.

## INTRODUCTION

### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

#### Socle cristallin

En raison de l'importante couverture végétale de prairies et de forêts, l'analyse photogéologique du socle cristallin ne révèle que des informations ponctuelles permettant la localisation d'affleurements sans interprétation directe de leur nature pétrographique. Aussi, seule une exploration systématique des affleurements naturels et des anciennes exploitations permet une analyse fiable et détaillée de la lithologie et de la structure des terrains cristallins. Les levés demeurent cependant très discontinus, tributaires d'observations éphémères possibles à l'occasion de travaux temporaires ; la qualité et la densité des affleurements est fort variable suivant les secteurs, satisfaisante au niveau des vallées, mauvaise sur les interfluves fortement arénisés. Le tracé précis de bon nombre de limites lithologiques demeure très interprétatif et susceptible de modifications, révisable en fonction d'observations nouvelles.

## **Couverture sédimentaire**

Le Jurassique inférieur a été caractérisé sur quelques coupes ; la couverture végétale ne laissant que de rares affleurements visibles une exploration systématique a été nécessaire.

Le caractère essentiellement granulaire des formations calcaires du Jurassique moyen et supérieur, l'absence de marqueurs biostratigraphiques, les variations de faciès fréquentes, ont nécessité la mise en oeuvre d'une méthode particulière de cartographie. Avant de réaliser les levés géologiques, il a été effectué un levé des principales coupes lithologiques de façon à définir les unités cartographiables. Chaque coupe a fait l'objet d'une étude approfondie pour mettre en évidence la succession des variations lithologiques verticales. Chaque unité est définie par une lithoséquence ou une succession de lithoséquences. Les similitudes de lithologie et de superposition des lithofaciès et la position géométrique des couches ont permis d'établir des corrélations entre elles. Les corrélations mettent en évidence l'extension horizontale et verticale des unités. A ce stade de l'étude, les corrélations et les relations géométriques restent hypothétiques, elles sont ultérieurement confirmées ou infirmées au cours du levé de la carte.

Les formations tertiaires et quaternaires ont été délimitées à partir de l'observation stéréoscopique de la couverture photo aérienne puis vérifiées au sol.

## ***HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE***

### **Socle métamorphique et granitique**

Les roches métamorphiques rencontrées sur la feuille Montbron présentent des lithofaciès de gneiss plagioclasiques et micacés qui ont leur équivalent plus à l'Est en Limousin où s'observent des déformations et des conditions de métamorphisme comparables. C'est à une même histoire tectono-métamorphique polyphasée, dont on observe ici les stades tardifs, que se rapporte leur édification.

La structuration majeure de ces roches s'est effectuée au Dévonien moyen et supérieur, au cours de l'orogénèse éo-varisque, aux dépens de dépôts volcano-sédimentaires et sédimentaires d'âge précis inconnu, Précambrien terminal ou Paléozoïque inférieur.

L'histoire métamorphique débute au Dévonien moyen par un épisode de haute pression, dont on ne retrouve pas trace ici, qui s'accompagne d'une puissante tectonique tangentielle synschisteuse (phase de déformation P1). Elle se poursuit dans un climat de moyenne pression, moyenne température : métamorphisme général de type Barrow, accompagné d'une nouvelle phase plicative du domaine profond, avec transposition de la surface de schistosité antérieure (phase de déformation P2). Elle se prolonge et s'achève au Dévonien supérieur par une chute régulière de la pression et le maintien de températures élevées au niveau de dômes thermiques discordants. Ceci a pour effet de provoquer la fusion anatectique des roches et de produire des granites d'anatexis (granite de Roussines).

Au début du Carbonifère, une phase plicative de niveau structural moyen à supérieur ploie le bâti métamorphique folié en un dôme antiforme (phase P3, post-métamorphe).

Puis au Namuro-Westphalien se mettent en place des magmas granitiques intrusifs post-métamorphes qui développent dans leur encaissant une légère auréole de métamorphisme de contact (massifs de Saint-Mathieu et de Saint-Saud).

Les dernières venues magmatiques correspondent à des roches de semi-profondeur injectées au Carbonifère terminal (ou au Permien) dans des fractures sub-méridiennes du socle cratonisé, au cours d'un épisode distensif (microgranodiorites et microdiorites quartziques).

Dès la fin du Paléozoïque le socle est profondément érodé. Il sera par la suite l'objet d'une tectonique cassante avec réactivation d'accidents anciens et mouvements de panneaux en horsts et grabens. Des effondrements se produisent sur sa bordure par le jeu de failles normales au cours de distensions triasiques, puis il sera partiellement recouvert par les transgressions mésozoïques.

### Couverture sédimentaire

La série secondaire débute au Lias (190 millions d'années) par des grès plus ou moins grossiers, qui passent progressivement à des formations dolomitiques, grès dolomitiques, marnes dolomitiques, dolomies, calcaires dolomitiques traduisant un milieu confiné sur un socle pénéplanisé. Le milieu de mer ouverte est atteint au Lias supérieur avec des dépôts argilo-marneux qui dépassent largement les limites du Périgord.

Au Jurassique moyen, un axe récifal, régi par des directions structurales Nord-Sud, délimite deux domaines :

- un domaine occidental à sédimentation océanique de type pélagique (marno-calcaires riches en Ammonites),
- un domaine oriental, plate-forme interne, siège de dépôts néritiques carbonatés avec une faune benthique très pauvre en Ammonites.

C'est dans ce dernier domaine que se situe l'ensemble du Jurassique moyen et supérieur de la feuille Montbron. Il y alterne des dépôts de haute énergie (dunes oolithiques) avec des dépôts témoignant de périodes calmes. Des influences continentales se font sentir à la base du Bathonien.

La plate-forme nord et est-aquitaine reste émergée durant le Crétacé inférieur. La mer réapparaît timidement au Cénomaniens représenté par des sédiments détritiques et des calcaires à Huîtres et à Préalvéolines.

Le maximum de transgression est atteint au Turonien inférieur ; au Turonien supérieur apparaissent des calcaires à Rudistes traduisant une régression et un réchauffement des eaux. Un nouveau cycle se dessine durant le Coniacien et le Santonien. Aux faciès sableux terrigènes du Coniacien, succèdent des faciès carbonatés du Santonien.

La mer se retire de la région définitivement au Tertiaire ; elle subit une pédogénèse intense sous un climat subtropical. L'orogénèse pyrénéenne est à

l'origine d'un rajeunissement des reliefs. On assiste à une reprise de l'érosion conduisant au départ à des dépôts argilo-sableux auxquels succèdent des épandages beaucoup plus grossiers de galets.

Au Quaternaire, le paysage change totalement avec le creusement des vallées et le dépôt des terrasses alluviales.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### FORMATIONS CRISTALLINES

Les terrains cristallins de la feuille se rattachent à la bordure occidentale du Massif Central français. Ils forment des collines de moyenne altitude (200 à 300 m) constituées par des roches métamorphiques et par des roches éruptives plutoniques, qui affleurent dans le tiers nord-est de la carte. Ils constituent un môle dont l'altitude décroît vers l'Ouest et qui s'ennoie sous les terrains sédimentaires mésozoïques du Bassin aquitain qui le recouvrent, le bordent et le limitent.

Les terrains cristallins sont représentés par :

- des roches métamorphiques : micaschistes, paragneiss plagioclasiques et migmatites passant à des granites d'anatexie ;
- des roches éruptives qui constituent deux massifs granitiques : massif de Saint- Mathieu au Nord, massif de Piégut-Pluviers au Sud ;
- des roches éruptives en essaims de filons qui recoupent les granites et les roches métamorphiques précédentes.

### Roches métamorphiques

En bordure nord-ouest du massif de Piégut-Pluviers affleurent des terrains métamorphiques qui occupent une aire triangulaire dont l'extension vers l'Ouest est masquée par les assises discordantes et transgressives du Lias inférieur qui constituent une frontière naturelle d'orientation NW — SE. Cachées par leur couverture sédimentaire, les assises métamorphiques ne s'observent plus que dans le fond des thalwegs ou affleurent au sein du sédimentaire dans des panneaux de socle soulevés en horsts par la tectonique (secteur d'Orgedeuil).

Deux formations métamorphiques affleurent, de part et d'autre de la puissante zone broyée d'allongement SW — NE, qui, du Nord de Montbron, s'étend vers Rouzède, en direction du Lindois (feuille la Rochefoucauld).

Au Nord de la faille, s'observent des micaschistes et des quartzo-micaschistes gris à biotite et grenat, au Sud, des paragneiss à sillimanite avec mobilisats anatectiques. Le contraste lithologique et la différence d'intensité du métamorphisme illustrent bien l'importance de l'accident Montbron — le Lindois.

### Série paradérivée

ΞS<sup>1-2</sup>. Micaschistes et quartzo-micaschistes gris à biotite et grenat. On les rencontre sous forme de petits affleurements altérés situés dans la partie amont

des thalwegs du ruisseau des Moulins et du ruisseau des Bonnettes, au Nord d'Orgedeuil. Ces micaschistes se prolongent plus au Nord sur la feuille la Rochefoucauld où ils constituent la formation micaschisteuse de Mazerolles. Ce sont des roches feuilletées de couleur gris verdâtre, dont le plan de schistosité tapissé de petits micas blancs présente un aspect satiné. Sur le plan de schistosité se détachent parfois de petits globules millimétriques de couleur brun-rouille, constitués par des grenats altérés ; la biotite en petites paillettes noires dessine parfois une fine linéation minérale. Observées sur leur tranche, les roches présentent un rubanement qui correspond à l'alternance de petits lits quartzeux gris-blanc, millimétriques, intercalés dans des niveaux phylliteux un peu plus épais, constitués d'un fin feutrage de micas blancs et de biotites d'aspect gris verdâtre. Ce rubanement apparaît parfois microplissé et recoupé par la surface d'anisotropie planaire que définit l'orientation régulière des phyllites.

Au microscope, la texture est lépidoblastique et la composition minéralogique de la roche comprend : quartz en petits cristaux engrenés constituant des lits concordants avec la schistosité, ou dessinant des micropolis ayant la schistosité pour plan axial ; muscovites très abondantes et de petite taille, réorientées dans la schistosité, avec parfois des charnières de micropolis synschisteux conservées ; biotite moins abondante que la muscovite, en petites paillettes isolées dans les lits quartzeux, ou associée au mica blanc ; petits grenats à inclusions sigmoïdes, parfois altérés et transformés en chlorites ; chlorite développée aux dépens de micas noirs. On remarque parfois la présence de quelques plagioclases séricitisés et quelques minéraux opaques.

Leur composition minéralogique et leur composition chimique (analyses 1, 2, 4 et 5, notice de la Rochefoucauld) placent les micaschistes de la formation de Mazerolles dans les roches métamorphiques dérivant de sédiments grésopélitiques de type *shales*.

Par l'expression de leurs faciès lithologiques, de leur composition et de leur degré de métamorphisme, ces quartzo-micaschistes gris peuvent être mis en parallèle avec les schistes de Semblat qui affleurent en Bas-Limousin dans la gouttière synclinale du Puy des Ages (feuilles Thiviers et Juillac à 1/50 000).

**ζ<sup>1-2</sup>. Gneiss plagioclasiques à biotite et sillimanite.** Ces roches sombres et feuilletées, bien souvent altérées et réduites à une arène micacée pulvérulente affleurent au Sud et à l'Est de Bussière-Badil ; elles forment une bande de terrains d'orientation SW - NE et à pendage nord-ouest qui, à hauteur de Busserolles, s'infléchit vers l'Est puis le Sud-Est, encapuchonnant la terminaison nord du massif de Piégut-Pluviers.

Ces gneiss constituent une formation où alternent deux types principaux, inégalement représentés et passant progressivement l'un à l'autre.

Le type dominant est une roche grisâtre à feuilletés micacés épais séparés par de minces lits quartzo-feldspathiques. Sur le plan de schistosité d'aspect plus sombre, car tapissé de micas noirs, s'observent des taches nacrées gris rosé, constituées de fines pellicules de sillimanite fibreuse développée sur les biotites.

Au microscope, la texture est lépidoblastique. La composition minéralogique comprend fondamentalement : du quartz disposé soit en cristaux millimétriques aplatis et dispersés dans la foliation, soit en minces lits ou amandes polycristallines intercalées entre les feuilletés micacés. La biotite de couleur

brun-rouge constitue l'essentiel des micas ; elle se dispose en paquets de feuillets bien orientés. De la muscovite, beaucoup moins abondante, s'associe parfois à la biotite. La sillimanite, sous forme de fibrolite en paquets flexueux de fines aiguilles, est assez régulièrement présente, parfois en quantité non négligeable ; elle se développe en épitaxie sur les micas noirs et peut être transformée en séricite. Des plagioclases (oligoclase — andésine) en quantité très variable, parfois abondants, parfois très rares, peuvent s'associer à la paragenèse précédente à laquelle s'ajoutent accessoirement du grenat, du zircon en inclusion dans les biotites, de l'apatite et parfois quelques minéraux opaques.

Alternant avec ces gneiss schisteux très micacés, des roches plus sombres, à texture anisotrope moins accusée et d'apparence plus compacte, se présentent sous forme d'intercalations décimétriques qui s'individualisent progressivement en bancs sans limites nettes. Ce deuxième type de roche est largement minoritaire en volume.

Au microscope, ce faciès a une texture granolépido-blastique ; il ne diffère pas fondamentalement du faciès précédent par sa minéralogie. On note cependant que le plagioclase y est toujours plus abondant, que la muscovite, la sillimanite et la biotite y sont plus rares et le grenat mieux représenté.

Cette alternance hétérogène de bancs plus plagioclasiques ou plus micacés reflète une origine sédimentaire. Les compositions chimiques de ces roches sont intermédiaires entre celles de grauwackes pour les bancs les plus massifs et les plus plagioclasiques (analyse n°1) et celle de *shales* dégradés pour les horizons les plus micacés.

L'ensemble évoque une série de pélites relativement dégradées et alumineuses, contaminées par des apports volcaniques et terrigènes continentaux (grauwackes).

### **Roches orthodérivées en petits corps**

**λ<sup>3-4</sup>. Gneiss clairs peu micacés, essentiellement quartzo-feldspathiques (leptynites).** Ce sont des gneiss finement rubanés et linéaires, de couleur beige grisâtre, qui se délitent en minces feuillets lorsqu'ils sont altérés. Ils constituent quelques affleurements couvrant une surface modeste et s'observent au Sud de Bussière-Badil, en rive gauche du thalweg du ruisseau de l'Etang Passat, au droit du hameau de la Bourgeade. Ces roches s'individualisent nettement du faciès commun de gneiss schisteux par leur teinte claire et leur pauvreté en micas, mais les conditions d'affleurement ne permettent pas de voir clairement leurs rapports avec les paragneiss. L'existence de cataclastes en limite des deux faciès, le long de la vallée, montre qu'une partie au moins du contact s'effectue par faille, ce que confirme l'intrusion dans ce secteur d'un puissant filon de microgranite.

Au microscope, les roches présentent une texture granoblastique isogranulaire et leur foliation est matérialisée par des alignements discontinus de petites paillettes de mica noir. Leur minéralogie cardinale comporte : quartz, plagioclase (oligoclase acide), feldspath potassique (microcline perthitique) et biotite brun-rouge. Accessoirement, s'ajoute un peu de muscovite, du zircon, de l'apatite et quelques minéraux opaques.

La minéralogie de ces gneiss clairs et peu micacés, qui renferment toujours du microcline, conduit à comparer ces roches à celles qui affleurent beaucoup

plus largement dans les "arcs leptyniques", en Bas-Limousin, où on les interprète comme des métagranites (J.-P. Floc'h, 1983). Ces gneiss clairs quartzo-feldspathiques doivent avoir ici aussi une origine orthodérivée acide et dériver par blastomylonitisation synmétamorphe d'un ancien granite.

### **Migmatites et granites d'anatexie**

Au voisinage de Bussière-Badil, dans les paragneiss micacés et plagioclasiques, s'observent de petites amandes leucocrates de composition granitique qui par leur couleur claire et leur texture aplitique ou pegmatitique tranchent nettement en intercalation dans la trame sombre et orientée des gneiss. Ces roches montrent les caractères des métatexites, et les lentilles claires représentent les mobilisats granitiques issus de la fusion partielle des gneiss par anatexie.

A proximité de Bussière-Badil, ces lentilles granitiques concordantes dans la foliation sont sporadiques et peu importantes en volume, mais au fur et à mesure que l'on s'éloigne de cette localité en direction du Nord-Ouest, elles deviennent de plus en plus abondantes et finissent par occuper un volume non négligeable des affleurements, si bien que la roche prend progressivement l'aspect d'un granite clair dans lequel la trame gneissique est conservée en inclusions sous forme d'enclaves et de minces traînées micacées discontinues et orientées qui constituent des "cloisons" à l'intérieur du granite.

De véritables corps grenus et leucocrates, en forme de lentilles allongées d'extension hectométrique à kilométrique et de puissance décamétrique à hectométrique s'insèrent de manière sub-concordante dans les métatexites. Ces granites clairs finissent par constituer au Sud de la faille de Montbron un massif d'allongement SW — NE qui contient en enclaves des panneaux orientés du granite à cloisons précédent et de métatexites. L'orientation et le pendage des enclaves métamorphiques et des cloisons résiduelles sont concordants avec la foliation des paragneiss. Sur le terrain, le passage de l'un à l'autre des trois faciès principaux, métatexites, granites à cloisons et granites leucocrates à petites muscovites, est progressif et continu, avec récurrences de faciès.

**M $\zeta$ <sup>1-2</sup>. Gneiss à biotite et sillimanite avec mobilisats granitiques leucocrates (métatexites).** Les paragneiss situés au Nord-Ouest de Bussière-Badil se singularisent des lithofaciès gneissiques plus méridionaux par la présence de petites lentilles claires couchées dans la foliation ; elles ont un à dix centimètres de longueur et se présentent en rubans de quelques millimètres d'épaisseur posédant des zones renflées centimétriques de forme losangique. Ces lentilles sont constituées par une association grenue de cristaux plurimillimétriques de quartz grisâtre et de feldspaths blancs. La bordure des lentilles est soulignée, surtout dans les parties épaissies, par des traînées noires constituées de feuillettes de biotite de 3 à 5 mm d'épaisseur et de quelques centimètres de longueur. De minces filets de sillimanite gris nacré s'intercalent parfois dans ces bordures sombres. En dehors des lentilles quartzo-feldspathiques claires, la trame du gneiss apparaît régulièrement orientée, légèrement assombrie par des feuillettes discontinus et noirs de biotites en paquets flexueux. La proportion de lentilles claires varie d'un affleurement à l'autre ; elles peuvent occuper 15 à 40 % du volume rocheux et on remarque qu'elles se développent mieux dans les bancs les plus plagioclasiques.

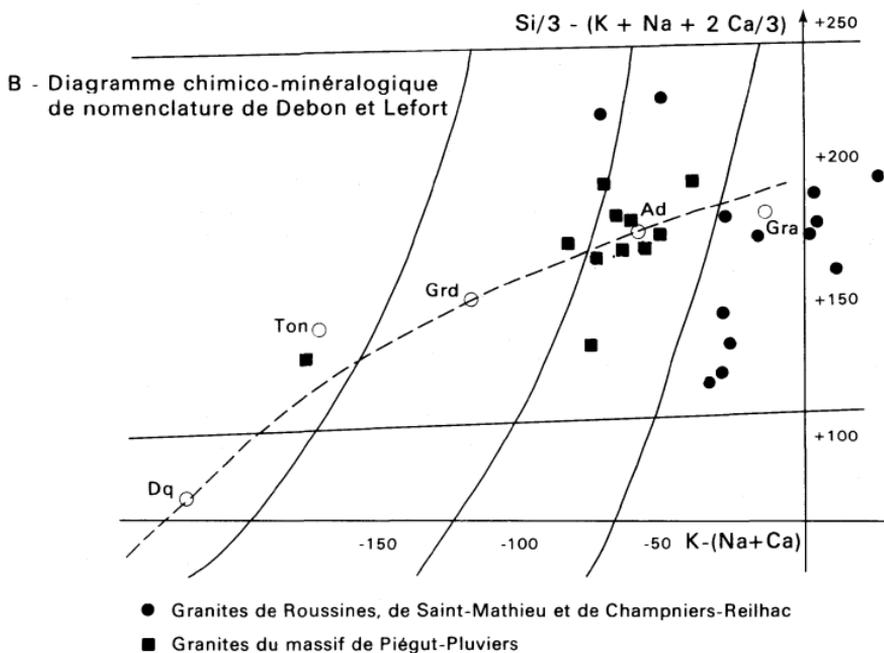
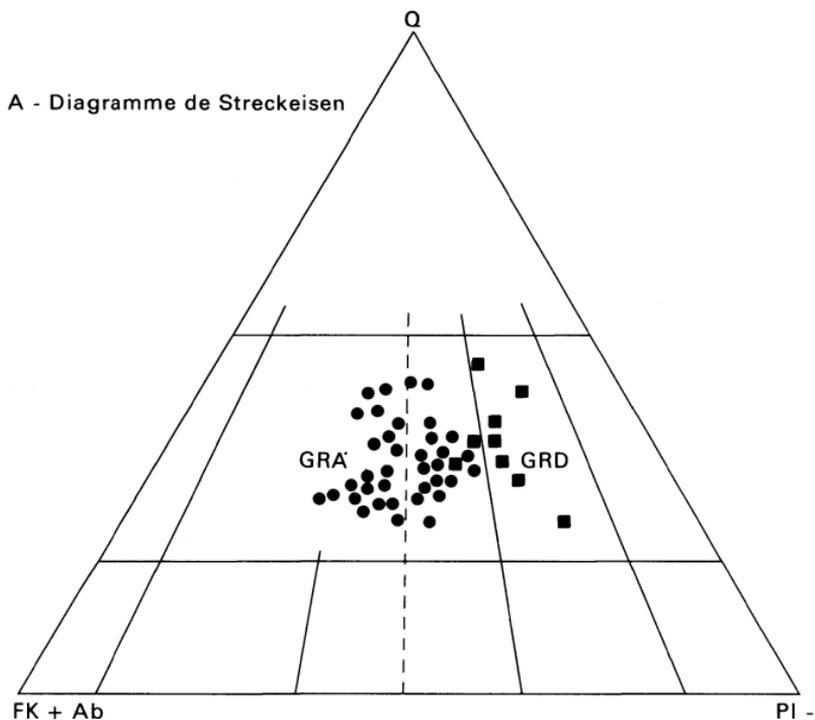


Figure 1

Au microscope, la trame orientée du gneiss est constituée par du quartz, de l'oligoclase, de la biotite brun-rouge avec nombreuses inclusions de zircons, de la sillimanite fibrolitique associée à la biotite.

● **Les lentilles claires** constituent une association grenue de quartz, oligoclase à coeur légèrement plus basique (17-19 % An) que la bordure (14-15 % An), feldspath potassique perthitique sous forme d'orthose (Or 90-85 % ; Ab 10-15 %).

● **Les bordures sombres** sont constituées par de grandes lamelles flexueuses de biotite rouge et par de la sillimanite fibreuse épitaxique sur les micas.

Par leur aspect macroscopique et leur composition minéralogique, ces roches composites correspondent à des migmatites développées par anatexie partielle des paragneiss. La trame orientée à valeur de paléosome, et le néosome, produit recristallisé de la fusion partielle, est constitué d'un leucosome granitique (coeur quartzo-feldspathique des lentilles) et d'un mélanosome enrichi en minéraux réfractaires (bordure de biotite – sillimanite).

$\gamma\zeta^{1-2}$ . **Granite leucocrate à texture planaire, à cloisons de biotite et sillimanite abondantes, muscovite rare (Granite de Roussines)**. Le granite "gneissique" de Roussines apparaît au Nord des métatexites précédentes par développement plus important du néosome granitique et diminution corrélative du paléosome gneissique. Ce dernier ne s'observe plus qu'à l'état de restites disposées en enclaves orientées isolées dans la matrice leucocrate grenue et sous forme de minces feuillets discontinus de biotite – sillimanite, constituant les cloisons du granite. Le passage transitionnel avec récurrences entre métatexites et granite s'observe aux environs des Limousines, entre cette localité et le Moulin de Roussines, à l'Ouest de la vallée de la Tardoire, ainsi que dans les thalwegs situés entre Ecuras et la Borderie.

Le granite de Roussines, blanc légèrement jaunâtre, a une texture planaire accusée soulignée par les cloisons grises et noires régulièrement alignées en minces filets discontinus intercalés dans la trame plurimillimétrique non orientée. Elles déterminent une surface d'anisotropie et constituent sur ce plan des taches noires lamelleuses tapissées de fibrolite d'aspect nacré et violacé, en placages fusiformes et linéaires. Des septa plus épais sont constitués par des restites de paragneiss micacé à texture lépidoblastique, constitués de quartz, oligoclase, biotite, sillimanite et d'un peu de muscovite amiboïde associée à la sillimanite.

Entre ces cloisons, le granite leucocrate est constitué par une association généralement isogranulaire et équante de quartz, plagioclases (oligoclase An 22 %), feldspath potassique perthitique maclé Carlsbad (orthose), un peu de biotite associée à de la sillimanite prismatique. De petites muscovites amiboïdes s'observent en associations symplectitiques avec du quartz et la sillimanite prismatique. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite.

Ce granite à cloisons constitue un bel exemple de granite d'anatexie développé *in situ* au sein d'une série gneissique par fusion anatectique de matériaux crustaux d'origine paradérivée. Les analyses chimiques (analyses 3 et 4) et les compositions modales de ces roches (C. Carré, 1973, J.-P. Dutreuil, 1978) sont celles d'un granite calco-alcalin monzonitique (figure 1).

**Y<sup>2</sup>. Granite leucocrate, équant, de grain moyen, à biotite, silicate d'alumine et/ou de petite muscovite (Granite de Champniers – Reilhac).** Ce faciès est bien représenté aux environs du hameau de Reilhac, au Nord-Est du massif de Piégut et il se poursuit sur la feuille voisine Châlus où C. Carré, 1973, y a défini le pétrotype. On le retrouve dans la partie nord-ouest du socle de la feuille Montbron, intimement associé au granite à cloisons de Roussines. Pour des raisons d'étroites analogies de faciès et de composition, les corps granitiques sub-concordants intercalés dans les métatexites ont été rattachés à ce type.

Il s'agit d'un granite leucocrate à grain moyen de 1 à 2 mm, parfois légèrement plus grossier, et à paillettes millimétriques de biotite et de muscovite. Les faciès les plus septentrionaux et les plus orientaux sont plus riches en muscovite que les petits corps méridionaux où elle demeure discrète et toujours subordonnée par rapport à la biotite. Une discrète orientation planaire par alignement des micas est visible en certains secteurs, les enclaves micacées sombres sont occasionnelles, peu nombreuses et dispersées.

Au microscope, la minéralogie de ce granite comprend : du quartz, de l'orthose xénomorphe perthitique, des plagioclases le plus souvent xénomorphes, parfois automorphes, de la biotite en paillettes millimétriques, de la muscovite le plus souvent en cristaux interstitiels avec inclusion de quartz et de silicate d'alumine, plus rarement en lames bien formées. A ces minéraux, s'ajoutent des silicates d'alumine qui peuvent être :

- de la sillimanite en paquets de fines aiguilles de fibrolite épitaxique sur les biotites ou en prismes résiduels au coeur des petites muscovites,
- de l'andalousite en petites tablettes parfois gris rosé, que l'on retrouve frangées de séricite ou en inclusions résiduelles au coeur de lames de muscovite,
- enfin et beaucoup plus rarement, de la cordiérite, toujours largement pinitisée, a été observée dans certains petits corps granitiques méridionaux et occidentaux, par ailleurs enrichis en biotite et pratiquement dépourvus de muscovite.

Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite et on observe parfois des prismes de tourmaline.

Sur le terrain, ces granites sont intimement mêlés au granite à cloisons de Roussines, que l'on retrouve en panneaux enclavés, dans le secteur de Reilhac.

Les analyses chimiques (analyses 5 à 13) confirment une étroite parenté entre tous ces faciès calco-alcalins monzonitiques à caractère alumineux (figure 1).

## Roches éruptives

### En massifs ou petits corps intrusifs

#### *Leucogranites (massif de Saint-Mathieu)*

Dans l'angle nord-est de la feuille, aux environs de Maisonnais-sur-Tardoire, ainsi qu'en bordure méridionale de la faille de Montbron, affleurent des leucogranites à gros grain et grandes muscovites qui appartiennent à la bordure interne et occidentale du massif de Saint-Mathieu – Saint-Saud qui s'étend pour l'essentiel vers l'Est, sur le territoire de la feuille Châlus.

$\gamma^{2M}$ . **Leucogranite à grain moyen ou grossier, à muscovite abondante et biotite, sillimanite rare, texture généralement équante, parfois orientée.** C'est une roche claire, blanchâtre ou blanc jaunâtre lorsqu'elle est altérée, qui possède communément un grain grossier de 3 à 5 mm, mais passe parfois à un faciès plus fins (1 à 2 mm) ou peut présenter localement des tendances pegmatitiques. L'architecture est généralement équante, mais une légère orientation peut être marquée par une disposition en amandes aplaties des grains de quartz et une tendance à une organisation coplanaire des feuillettes de muscovite ; cette tendance planaire est accentuée au voisinage de l'accident de Montbron.

La composition minéralogique essentielle du granite comprend : quartz en globules xénomorphes polycristallins, grandes orthoses perthitiques riches en inclusions de quartz, plagioclase et biotite, oligoclase subautomorphe, parfois légèrement zoné, muscovites en grandes lamelles losangiques ou hexagonales avec inclusions de petits micas noirs, biotite peu abondante. Les minéraux accessoires sont des apatites globuleuses et réfringentes et des zircons parfois de grande taille.

La composition chimique de ce granite (analyse 14) est analogue à celle des granites à petite muscovite de Champniers — Reilhac. Sur le terrain, le passage entre granites à petite muscovite et leucogranite paraît correspondre à une augmentation progressive de la taille des muscovites et du grain de la roche, mais aucune observation continue n'a pu être effectuée en raison de la discontinuité et de la qualité médiocre des affleurements dans la zone de contact des deux faciès.

#### ***Granodiorites calco-alcalines (massif de Piégut-Pluviers)***

Le secteur sud-est de la feuille est occupé par la partie occidentale du massif granitique de Piégut-Pluviers (\*) qui se prolonge sur les feuilles voisines Châlus à l'Est et Nontron au Sud. Ce vaste batholite de forme losangique s'inscrit au Sud-Est dans la série paradérivée des gneiss schisteux de Savignac-de-Nontron et au Nord-Ouest dans les paragneiss anatectiques de Bussière-Badil et les migmatites de Roussines. Il développe dans la série paradérivée un léger métamorphisme de contact à biotite + muscovite + cordiérite, décrit par C. Carré, 1973, dans les gneiss à sillimanite de Savignac-de-Nontron (feuille Châlus à 1/50 000).

Le massif offre des affleurements naturels constitués par des blocs décimétriques à métriques à angles émoussés et par des boules sub-circulaires n'atteignant qu'exceptionnellement plusieurs mètres cubes, éparses dans les bois et les prairies. Localement, se rencontrent des amoncellements de type chaos granitique (Roc Branlant, Chapelet du Diable ...), notamment aux environs de Saint-Estèphe.

A la faveur de travaux (tranchées, talus de route, carrières), les boules observées en place dans leur manteau d'altérites, présentent une enveloppe de teinte brun clair tachetée de ponctuations blanchâtres (feldspath) et grisâtres (quartz). Elles sont insérées dans une arène brun jaunâtre à ocre, d'aspect rubéfié vers la surface.

(\*) Ce massif était autrefois désigné "massif granitique de Nontron", localité la plus importante, mais très excentrée par rapport au massif.

Quatre faciès ont été distingués sur la carte :

- *un faciès commun* à grain plurimillimétrique, de couleur gris-beige, très largement répandu et constituant l'essentiel du massif, ce type est bien représenté dans la carrière de Piégut-Pluviers ;
- *un faciès porphyroïde* à feldspaths automorphes centimétriques s'individualise en deux secteurs principaux : près de Puybégout, au Sud de Saint-Estèphe, et près de Lacaujamet, au Nord de Piégut ;
- *un faciès à grain fin*, observé dans certains secteurs de la bordure du batholite, ou sous forme d'enclaves internes dont la position altimétrique haute peut correspondre à la proximité du toit ;
- *un faciès microgrenu*, spatialement proche du massif, constitue au Nord de la feuille un laccolite dépendant du massif principal.

Des *enclaves microgrenues sombres*, sous forme de boules centimétriques à décimétriques, circulaires ou en blocs polygonaux à angles émoussés, ont été rencontrées en inclusions dans les quatre faciès. Elles sont plus nombreuses vers les bordures et abondantes dans le faciès microgrenu. Le contact entre enclaves et encaissant est soit très franc, soit transitionnel avec enrichissement en ferromagnésiens du granite au voisinage de l'enclave qui paraît alors partiellement assimilée.

**$\gamma^{3M}$ . Granite à biotite, structure équante, grain moyen à grossier.** La roche, de teinte beige sombre sur une cassure fraîche, est constituée d'une association de grains de 2 à 5 mm, d'architecture généralement équante. Une observation attentive permet de déceler parfois une discrète orientation dessinée par l'alignement de feldspaths subautomorphes de forme allongée (fluidalité magmatique). Les grains de quartz, abondants, dessinent des plages grises de forme globuleuse dont les plus importantes atteignent 1 à 3 cm de diamètre et se détachent en relief sur la surface grisâtre et patinée des affleurements. Les feldspaths, isogranulaires, se répartissent en taches blanches régulièrement distribuées à contours xénomorphes le plus souvent, mais parfois en individus automorphes en tablettes centimétriques peu allongées. Les biotites, en paillettes isolées ou en amas de quelques individus accolés forment des ponctuations noires intercalées et régulièrement dispersées entre les minéraux précédents. Malgré l'étendue du batholite, on n'observe pas de variation notable de texture et de minéralogie de cette roche très commune, ce qui confère au massif un caractère très homogène.

En lame mince, les cristaux de quartz en grains de 1 à 3 mm sont souvent accolés en plages circulaires polycristallines à extinction onduleuse. Les feldspaths potassiques sont des orthoses parfois maclées Carlsbad, corrodées par le quartz. Les plagioclases sont des oligoclases subautomorphes, parfois accolés par paires ou associés en rosettes de plusieurs individus ; ils présentent très fréquemment un zonage optique qui correspond à un coeur de composition plus basique (An 33-35 %) que la bordure (An 25 %). Les biotites fraîches, de couleur marron foncé, sont en tablettes isolées de forme trapue ou peuvent s'agglomérer en paquets de plusieurs individus. Les inclusions de zircon y sont fréquentes. Bien souvent le mica noir est altéré, décoloré, il prend une teinte marron clair ou vert clair et se trouve parfois transformé en chlorite. L'amphibole n'est rencontrée qu'exceptionnellement, c'est une hornblende verte qui apparaît résiduelle, en inclusion dans le quartz ou les plagioclases.

Les minéraux accessoires comprennent :

- du zircon de petite taille inclus dans les biotites ou en cristaux de plus grande taille isolés dans la trame grenue ;
- de l'apatite en cristaux globuleux parfois millimétriques ;
- des épidotes peu abondantes, zoïsites en petits grains et parfois allanite zonée ;
- de très rares minéraux opaques en cristaux isolés (pyrite).

$\gamma^{3M}$ . **Granite à biotite, structure équante, grain fin, tendance aplitique.** Des roches grenues à cristaux de dimension inférieure à 2 mm ont été rencontrées sur les bordures du massif, ou sous forme de corps hectométriques encaissés par le granite à grain moyen et sans limite cartographique nette avec celui-ci. L'observation des échantillons de roches fraîches et leur examen microscopique conduit à individualiser deux variétés de granite à grain fin que l'état d'altération des affleurements ne permet pas toujours de distinguer clairement sur le terrain.

Une première variété, de couleur sombre et d'aspect homogène, est constituée par une roche grise à grain de 0,5 à 2 mm et à petites biotites disséminées, présentant parfois une tendance légèrement orientée. Ce type de granite peut être observé dans les petites carrières situées au Sud-Est des Blancs, en bordure de la route D.92. Au microscope, la minéralogie, strictement analogue à celle du granite à grain moyen montre : quartz, feldspath potassique orthose, plagioclases zonés et biotites comme minéraux essentiels, ainsi que zircons et apatites comme minéraux accessoires.

Une deuxième variété, plus claire et de granulométrie millimétrique, offre un aspect plus hétérogène et se distingue par la présence de petites taches sombres globuleuses de quelques millimètres, ainsi que par de petites traînées biotitiques centimétriques. Au microscope cette variété se distingue de la précédente par le fait que ses plagioclases n'apparaissent pas zonés, par l'existence de petites paillettes de muscovite, et surtout par la présence en certains secteurs (près de Villefeix notamment) de cordiérite globuleuse altérée en pinite ou parfois totalement transformée en une association de quartz et de muscovites entrecroisées.

$\rho \gamma^{3M}$ . **Granite à biotite, gros grain, tendance porphyroïde.** Ce faciès granitique s'individualise sans contour net, au sein du faciès commun, par augmentation de taille de certains feldspaths qui constituent des phénocristaux. Il affleure sur de petites étendues en divers lieux et se développe sur deux aires d'importance cartographique, près de Puybégout dans la partie méridionale du batholite, ainsi que près de Lacaujamet, dans sa partie nord.

La roche hétérogranulaire comprend une mésostase dont la taille du grain est voisine de 5 mm, légèrement supérieure à celle du faciès commun. Sur ce fond grenu se détachent des mégacristaux automorphes d'orthose maclée Carlsbad dont la taille habituelle est de 1 à 4 cm, et exceptionnellement 6 cm. La minéralogie est la même que celle du granite commun à grain moyen.

La mésostase comprend : quartz, orthose, xénomorphe perthitique, oligoclase zoné, grains de biotite millimétrique à inclusions de zircon.

Les phénocristaux sont des orthoses maclées présentant des perthites en veines albitiques et de fines perthites film ; elles contiennent des inclusions dispersées de quartz et de plagioclases, et des inclusions en zone de petites biotites.

$\mu\gamma^{3M}$ . **Microgranites gris à biotite et microgranodiorites porphyriques.** Au Nord de Busserolles et en prolongement du massif de Piégut, des microgranites porphyriques gris forment un corps d'allongement Nord-Sud qui se prolonge et se termine sur la feuille voisine la Rochefoucauld. Ces microgranites ne sont séparés de la masse granitique principale que par un septum gneissique hectométrique, à hauteur de la vallée du Trieux.

Le corps microgranitique, dont le gisement est probablement laccolitique, recoupe les paragneiss anatectiques, les migmatites de Roussines, et se montre également intrusif dans les granites à deux micas.

Deux faciès qui n'ont pas été distingués sur la carte passent transitionnellement l'un à l'autre :

- *le faciès microgranitique le moins sombre* a une couleur et un aspect assez voisins du granite à biotite de Piégut dont il se distingue par la présence d'une mésostase microgrenue sur laquelle se détachent des phénocristaux de quartz gris, sub-circulaires, de feldspaths blanchâtres, en tablettes subautomorphes et des paillettes noires de biotite. Ce faciès paraît occuper le coeur du laccolite ;
- *le faciès microgranitique le plus sombre*, de couleur gris foncé, possède une mésostase plus abondante et plus fine sur laquelle tranchent les phénocristaux plus clairs, qui par leur nature, leur forme et leur dimension, sont analogues à ceux du microgranite clair. Cette deuxième variété semble former les parois du laccolite.

L'observation microscopique des phénocristaux montre :

- du quartz soit en individus isolés subautomorphes arrondis, de 2 à 4 mm, soit en amas polycristallins globuleux pouvant atteindre jusqu'à 12 mm de diamètre ;
- des plagioclases subautomorphes de 4 à 8 mm qui sont des oligoclases — andésines zonées, trapues ;
- de la biotite brun-rouge en paillettes isolées de quelques dixièmes de millimètre pour la plupart, dont la dimension atteint pour certains individus 1 à 2 mm. Elles se regroupent parfois en paquets de 3 ou 4 individus.

L'observation de la mésostase montre, en dehors des espèces précédentes qui s'y retrouvent, l'existence de petits feldspaths alcalins avec développement de nombreux bourgeons myrmékytiques constituant des fines associations graphiques micropegmatitiques. Dans certains faciès sombres apparemment dépourvus d'alcalins, on observe la présence d'une hornblende verte subautomorphe en petits cristaux fréquemment maclés.

Les minéraux accessoires sont la chlorite qui se développe aux dépens de la biotite, le zircon, et parfois quelques grains d'épidote ou de sphène.

#### **En filons sécants ou sub-concordants**

Recoupant les granites et leur environnement métamorphique proximal, des filons de roches microgrenues occupent des fractures d'orientation subméri-dienne constituant deux faisceaux croisés orientés N 160°E et N 20°E. Comme partout ailleurs en Limousin, il s'agit d'une association de filons de microgranites et de filons de roches plus basiques souvent désignées sous le terme de "lamprophyres".

$\mu\gamma$ . **Microgranites gris ou roses.** Des roches microgrenues claires à phénocristaux globuleux de quartz et de feldspaths subautomorphes noyés dans une pâte plus fine affleurant en gisements filoniens subverticaux de puissance métrique à décamétrique. On les observe principalement en deux secteurs :

— à l'Est de la feuille, où ils recoupent les granites de Piégut-Pluviers et de Saint-Mathieu ; leur extension a parfois été suivie sur plusieurs kilomètres ;  
— dans la partie nord-ouest du socle, où ils sont encaissés dans la série métamorphique et les granites d'anatexie ; leur extension est plus réduite et leur puissance plus grande ; ils s'organisent en essaims de petits corps à parois verticales.

Ce sont des roches de teinte gris rosé à beige ; à phénocristaux parfois relativement abondants, mais de dimension modeste, parfois pratiquement dépourvues de phénocristaux. Les phénocristaux sont constitués de globules de quartz gris de 1 à 5 mm de diamètre, de feldspaths subautomorphes rectangulaires de 1 cm au maximum et de petites paillettes sombres de biotite de 1 à 2 mm.

L'observation microscopique montre des phénocristaux subautomorphes de quartz à golfes de corrosion, ainsi que de quartz plus petits en gouttelettes arrondies, des plagioclases altérés souvent complètement séricitisés et de la biotite chloritisée.

Ces cristaux sont inclus dans une mésostase fine comprenant les mêmes espèces minérales, ainsi que parfois un peu de feldspath potassique.

$\mu\eta^{1-2}$ . **Microdiorites quartziques à texture lamprophyrique.** Elles se localisent préférentiellement dans la partie nord-ouest du socle cristallin, constituant un essaim de petits corps orientés N 20° à N 40°E, à l'exception du filon de Villautrange, dans la vallée de la Tardoire, orienté N 150°E.

Il s'agit de roches à cassure fraîche sombre gris verdâtre et prenant une patine plus claire à l'altération. On peut dans les zones très altérées les retrouver sous forme de boules noyées dans une arène marron foncé. Ces roches ont un aspect compact et homogène ; la texture est isogranulaire très fine ; pratiquement dépourvue de phénocristaux qui sont des feldspaths blanchâtres et des quartz globuleux gris de dimension millimétrique. A l'altération, la texture microgrenue est plus apparente et la roche apparaît piquetée de petites baguettes blanches de feldspaths de quelques dixièmes de millimètres de longueur, à disposition anarchique, d'aspect entrecroisé.

La structure microscopique est, selon les échantillons, microgrenue, porphyrique ou microgrenue aphanitique et la texture de la mésostase est de type doléritique, avec enchevêtrement de petites lattes de feldspaths en baguettes plus ou moins trapues ou allongées qui constituent l'essentiel des minéraux.

Les phénocristaux, lorsqu'ils existent, sont des plagioclases basiques fortement zonés, andésines à coeur enrichi en anorthite. Ces feldspaths peuvent s'accoler par paires ou se grouper en rosettes, avec zonation finale commune du cortex. Quelques phénocristaux subautomorphes et arrondis de quartz se rencontrent parfois.

Le fond microcristallin doléritique est constitué par un enchevêtrement de lattes d'andésine, par des baguettes automorphes de hornblende brune et parfois par des biotites en lamelles peu formées, mais peu nombreuses. Les baguet-

tes automorphes d'une hornblende brun foncé sont parfois abondantes, parfois peu représentées ou absentes ; elles se détachent sur la trame feldspathique. Quelques cristaux xénomorphes de quartz interstitiel s'observent parfois entre les lattes plagioclasiques.

### ***Amas siliceux de remplissage de fractures***

**Q. Quartz.** Des quartz filoniens affleurent en différents points du territoire de la feuille, dans le socle cristallin. Il s'agit d'amas purement siliceux constituant des lentilles de faible extension et de faible puissance, décimétrique à métrique, situées sur le trajet de fractures et imprégnant parfois des mylonites.

Les lentilles les plus importantes sont encaissées par les granites et se situent au Nord-Ouest de Piégut-Pluviers, près des hameaux de Lascaux et du Poirier, sur une fracture de direction N 20°E. Un autre amas quartzeux s'observe, encaissé par le leucogranite à deux micas de Saint-Mathieu, dans l'angle de la carte, au Nord-Est de Maisonnais-sur-Tardoire. Il n'a pas été observé de minéralisation associée à ce type de quartz.

### ***Roches métamorphiques et petits corps concordants***

**gra. Schistes graphiteux.** Ils sont représentés par de minces lits ou petits bancs altérés et pulvérulents qui se signalent par leur couleur très sombre, gris foncé ou noire, en intercalations dans les gneiss plagioclasiques micacés et les micaschistes de la série paradérivée. Leur puissance, réduite la plupart du temps à quelques centimètres, peut devenir métrique pour les niveaux les plus épais. Les mauvaises conditions d'affleurement n'ont pas permis d'évaluer l'extension latérale de ces niveaux qui paraît assez réduite, ni de les inventorier tous. Un des affleurements les plus remarquables de ce type de roche s'observe à la sortie sud du Bussière-Badil, dans le chemin encaissé qui débouche face au cimetière. A cet endroit, le niveau graphiteux atteint une puissance de deux mètres. Il est constitué par des roches régulièrement feuilletées, gris bleuté à noires, à granulométrie très fine et d'aspect rubané, avec minces intercalations de lentilles de quartz d'épaisseur millimétrique. La surface plane de la roche porte une fine linéation régulière ; l'échantillon est onctueux au toucher et sa manipulation tache les mains de traînées grises et luisantes.

Les bancs métamorphiques qui portent les traces graphiteuses sont de nature quartzitique. L'observation de sections perpendiculaires à la foliation montre de fines particules opaques de quelques centièmes de millimètre, ayant une forme allongée et une disposition plus ou moins alignée. Ces particules noires sont disséminées dans une trame granoblastique orientée constituée de grains de quartz et de quelques rares paillettes de biotite. Des lits polycristallins de quartz en rubans s'intercalent dans cette trame parallèlement à la foliation granoblastique et aux minéraux opaques ; ils sont limpides et représentent des exsudats sans inclusions.

La roche antémétamorphe dont dérivent les horizons graphiteux pourrait correspondre à un ancien sable siliceux chargé de matière organique.

## TERRAINS SÉDIMENTAIRES

### Secondaire

#### Jurassique inférieur (Lias)

Le Lias se dispose au pourtour des terrains cristallins ; il est souvent masqué par des colluvions de plateau, parfois minéralisé dans sa partie supérieure. Il a fait l'objet de travaux miniers, sondages et galeries (les coupes de ces sondages ont été étudiées par J.-B. Chaussier, thèse de 3e cycle, 1961). Cet ensemble est souvent réduit sur le territoire de la feuille Montbron et présente de nombreuses variations latérales de faciès ; seules deux unités cartographiques ont été distinguées.

11-4. **Hettangien à Sinémurien. Grès grossier, dolomie, calcaire oolithique (7 à 20 m).** Dans cet ensemble alternent des séries gréseuses et dolomitiques avec très localement des passées de marnes vertes.

Il débute généralement par une assise gréseuse de un à trois mètres d'épaisseur dont les éléments sont directement hérités des granites plus ou moins altérés qu'ils surmontent. Ces grès sont généralement grossiers, brun-roux, souvent feldspathiques. Ils occupent des surfaces importantes dans le secteur de la Tuilière. Ils sont surmontés par des formations où s'interpénètrent grès ou dolomies et par des horizons franchement dolomitiques plus massifs, localement des microbrèches se substituent à des grès.

De façon relativement constante, on trouve dans cette série, des grès arkosiques à stratification entrecroisée dont les éléments sont emballés dans un ciment dolomitique.

Cet horizon repose soit directement sur les grès grossiers de base où se substitue à la série alternante grès — dolomie ; dans quelques coupes, il surmonte la série dolomitique.

L'attribution stratigraphique de cet ensemble grésodolomitique en l'absence de marqueur paléontologique ne peut se faire que par analogie avec d'autres séries liasiques de la bordure du Massif Central.

Les études palynologiques effectuées plus au Sud (J.-J. Châteauneuf, A. Lefavrais-Raymond, 1974) concluent à l'absence de Rhétien. Dans le secteur Nontron — Montbron où l'épaisseur du Lias basal se réduit, il est admis par la plupart des auteurs (R. Séronie-Vivien, J. Magne et G. Malmoustier) que le Sinémurien est absent. La série décrite ci-dessus ne représenterait que l'Hettangien.

15-9. **Plienbaschien à Aalénien. Argiles et marnes grises (3 à 10 m).** Cet ensemble paraît transgressif par rapport au précédent. Il débute par une brèche à éléments dolomitiques et à ciment gréseux ou par des grès purs. Ils sont surmontés par des marnes gris-bleu à altération jaunâtre et présentent des tendances psammitiques ; ils renferment localement des petits lits sableux ou dolomitiques ; ils ont fourni un *Dactyloceras* (Chaussier, 1961) qui a permis de les rapporter au Toarcien. Cet ensemble se termine par un horizon de dolomie massive brune, ferrugineuse, qui peut atteindre 5 m d'épaisseur au Nord de la feuille. D'après les observations effectuées plus au Nord (J.-M. Marionnaud,

1965), ces niveaux dolomitiques pourraient être rapportés à la partie terminale du Toarcien et à l'Aalénien.

### **Jurassique moyen et supérieur.**

Le caractère essentiellement granulaire de ces formations calcaires, l'absence de marqueurs biostratigraphiques, les nombreuses variations de faciès et d'épaisseur, l'enchevêtrement des faciès, ont impliqué d'établir les limites cartographiques à partir de l'analyse séquentielle de ces séries.

**j<sub>1a</sub>. Bajocien inférieur. Calcaire à bioclastes, Stromatolithes et ciment cryptocristallin.** Cet ensemble est bien représenté par la coupe de Rochebertier. Il est caractérisé par la répétition d'une séquence à deux termes :

- un calcaire beige à structure isotrope à fins pelletoides, à bioclastes, Stromatolithes et à ciment cryptocristallin,
- un calcaire gris, à structure isotrope à fins pelletoides, à rares bioclastes, à laminites algaires et alternances de ciment microcristallin et cryptocristallin.

Les deux termes de cet ensemble sont localement silicifiés à la base.

Au Nord de la zone cartographiée, apparaissent des intercalations décimétriques d'un calcaire beige à oolithes rougeâtres et à ciment cryptocristallin.

Cette formation apparaît le long de la vallée de la Tardoire au droit de Rochebertier avec une épaisseur de 15 mètres.

**j<sub>1b</sub>. Bajocien moyen. Calcaire brun à oolithes.** Au Sud-Est de la feuille, le Bajocien moyen est représenté par des calcaires bruns à oolithes. A l'Ouest de Javerlhac, cette formation passe à des calcaires blancs légèrement crayeux présentant localement des stratifications obliques, à oolithes et à bioclastes (Lamellibranches, Gastéropodes, rares Polypiers), à ciment microcristallin. Ces calcaires blancs sont surmontés par des calcaires à structure isotrope, à nombreux bioclastes (Lamellibranches) et à ciment cryptocristallin à microcristallin.

Dans la zone de transition entre les calcaires bruns à oolithes et les calcaires blancs (région de Saint-Martin-du-Pin), les faciès granulaires deviennent plus fins associés à des niveaux à Polypiers.

L'épaisseur de cette formation varie de 20 m vers le Sud-Est à 60 m vers l'Ouest (région de Marthon).

**j<sub>1c</sub>. Bajocien supérieur. Calcaires blancs à deux populations d'oolithes et calcaires beiges à pelletoides à ciment micro- à cryptocristallin.** La formation attribuée au Bajocien supérieur comprend trois ensembles :

- à la base, des calcaires blancs à pelletoides, à bioclastes (Lamellibranches, Gastéropodes, Algues) et à ciment cryptocristallin ; quelques niveaux argileux y ont été observés ;
- un ensemble formé de la répétition d'une séquence binaire constituée par :
  - un calcaire blanc, à structure laminaire plane, à oolithes, à oncolithes, à pelletoides, à bioclastes et à ciment microcristallin. Les variations de granulométrie et le classement des oolithes définissent des variations séquentielles d'ordre inférieur : alternance de niveaux calcaires à oolithes

finies bien classées et de niveaux calcaires à oolithes plus grossières mal classées ;

. des calcaires beiges grumeleux à structure isotrope à très fins pellesoïdes et à ciment cryptocristallin ;

— un ensemble de calcaire blanc, crayeux à oolithes fines, à rares oncolithes, à bioclastes et à ciment microcristallin. De rares niveaux décimétriques de calcaires à oolithes plus ou moins grossières s'intercalent dans cet ensemble.

**j<sub>2a</sub>. Bathonien inférieur. Calcaires bruns à lithoclastes à ciment micro- ou cryptocristallin à niveaux argileux.** Dans cette formation, à teinte plus sombre que les ensembles précédents, alternent :

— des niveaux centimétriques d'argile grise,

— des calcaires cryptocristallins ou microcristallins gris-beige à bioclastes (Lamellibranches),

— des calcaires bruns à structure laminaire plane à nombreux lithoclastes, à pellesoïdes et à ciment cryptocristallin ou microcristallin,

— des calcaires bruns à structure isotrope, à nombreux pellesoïdes et à ciment cryptocristallin ou microcristallin,

— des calcaires bruns à structure isotrope, à nombreuses oolithes brunes, à oncolithes, à pellesoïdes et à ciment crypto- ou microcristallin.

Les grains de ces calcaires présentent des couleurs caractéristiques, noir ou brun rougeâtre, en particulier au Nord du Bandiat.

A l'Est, cette formation a une épaisseur de 20 m, sa puissance diminue régulièrement vers l'Ouest.

**j<sub>2b</sub>. Bathonien supérieur. Calcaire crayeux à pellesoïdes à ciment cryptocristallin et calcaires blancs.** De bas en haut, cette formation est composée des trois ensembles suivants :

— un calcaire blanc crayeux à structure isotrope à fins pellesoïdes, à oolithes et à ciment cryptocristallin ;

— un ensemble où se répète une séquence binaire à terme décimétrique constituée par un calcaire blanc compact à structure laminaire plane et oblique, à nombreuses oncolithes de grande taille, à rares oolithes dans un ciment microcristallin et par un calcaire blanc à structure laminaire oblique à très nombreux Foraminifères (Textulariidés) dans un ciment microcristallin. De nombreuses discontinuités entre les bancs sont soulignées par des accumulations de Lamellibranches et de Gastéropodes (Rhynchonelles) ;

— un calcaire blanc, crayeux, à oolithes, à grosses oncolithes dans un ciment cryptocristallin.

A l'Ouest de Feuillade, existe dans toute la série des passages de calcaires compacts à nombreux pellesoïdes très fins sans Foraminifère.

Dans la région de Feuillade, de la Croix et de la Chapelle-Saint-Robert, le Bathonien supérieur présente, dans les ensembles distingués plus haut, des passages de calcaires bruns à structure isotrope, à pellesoïdes, à oncolithes de forme très régulière dans un ciment cryptocristallin.

L'épaisseur du Bathonien supérieur passe de 25 m au Sud-Est, dans la région de Chantegros, à 35 m au Sud-Ouest, près de la Chapelle-Saint-Robert.

**j3. Callovien. Calcaire crayeux à pellesoïdes, oncolithes, Foraminifères et calcaires à Stromatolithes.** Le Callovien est caractérisé par la répétition d'une séquence binaire formée par :

- un calcaire crayeux, blanc, ou beige, à structure laminaire plane oblique, ou horizontale, à pellesoïdes, à nombreux oncolithes, à bioclastes (niveaux à Néridées), à Foraminifères (Trocholines) et à ciment microcristallin ou cryptocristallin ;
- un calcaire beige à structure laminaire ondulée (laminations algaires de type stromatolithique), à structure vacuolaire, à oncolithes, à pellesoïdes et à ciment cristallin.

Dans la zone de Mainzac, le Callovien atteint une épaisseur de 25 m ; elle augmente vers l'Ouest pour atteindre 30 m dans la région de Charras.

**j1c-3a. Bajocien supérieur à Callovien inférieur. Calcaires à Polypiers, Trocholines, à ciment cryptocristallin et calcaires blancs à stratification oblique.** Vers le Nord-Ouest de la feuille, les formations précédemment décrites du Bajocien supérieur, du Bathonien et du Callovien basal, passent latéralement au droit d'une ligne joignant Marthon à Villonneur à un ensemble caractérisé par la répétition d'une séquence à quatre termes :

- un calcaire à structure laminaire, plane, oblique et entrecroisée, à abondants pellesoïdes, à nombreuses oolithes, à rares bioclastes, Polypiers, Trocholines et à alternance de ciment microcristallin ou cryptocristallin. Les éléments sont généralement fins ; l'ensemble présente une forte hétérométrie ;
- un calcaire à structure isotrope, à gros oncolithes abondants, à bioclastes fréquents, à rares oolithes, pellesoïdes, Lamellibranches, Echinides, Gastéropodes, Polypiers et à ciment microcristallin ;
- un calcaire à structure laminaire oblique et entrecroisée, à pellesoïdes abondants, à bioclastes fréquents, à gros Polypiers roulés abondants, à Lamellibranches, Gastéropodes et à ciment microcristallin. Les éléments sont grossiers et présentent une forte hétérométrie ;
- un calcaire beige à rares bioclastes et éléments biologiques (Polypiers, Gastéropodes, Lamellibranches) et à ciment cryptocristallin.

Au Sud du Bandiat, la formation a une vingtaine de mètres d'épaisseur ; au Nord, sa puissance atteint 30 mètres.

**j4-6(a). Oxfordien inférieur. Calcaire crayeux à pellesoïdes, Echinides, à ciment micro- ou cryptocristallin, calcaire à pellesoïdes, bioclastes, Polypiers lamellaires, à ciment cryptocristallin.** Cette formation apparaît dans le coin nord-ouest de la feuille. La base est caractérisée par la répétition d'une séquence binaire constituée :

- de calcaire blanc, crayeux, à structure isotrope, à abondants pellesoïdes, à bioclastes, à très nombreux débris d'Echinides et de Crinoïdes, à rares Lamellibranches, oncolithes, à ciment cryptocristallin ou microcristallin ;
- de calcaire blanc ou beige, grumeleux, à structure isotrope à nombreux pellesoïdes, à fréquents bioclastes (Echinides) et à ciment cryptocristallin.

Cette séquence s'enrichit progressivement en Echinides et en éléments biologiques ; elle est alors caractérisée par l'association de deux faciès :

- calcaire gris, en bancs décimétriques à structure isotrope à nombreux bioclastes (Echinides, Lamellibranches), à Polypiers lamellaires abondants à ciment cryptocristallin ;
- calcaire blanc crayeux, à Polypiers en boule, à Polypiers rameux en position de vie, à Chaetétidés, à Echinides, à Gastéropodes, à Lamellibranches et ciment cryptocristallin.

Ces organismes constituent des biohermes lenticulaires de 4 à 5 m d'épaisseur, ayant une extension d'une dizaine à une centaine de mètres carrés. Cette unité atteint 15 à 20 m d'épaisseur.

j4-6(b). **Oxfordien supérieur. Calcaire à oolithes, pellesoïdes, oncolithes, bioclastes à ciment cryptocristallin.** Dans cette formation très peu représentée sur la feuille Montbron, se répète une séquence à trois termes constitués par :

- des calcaires à structure laminaire plane, oblique et entrecroisée à abondants pellesoïdes, à nombreuses oolithes, à rares bioclastes, à Echinides, à Polypiers et à Trocholines, à alternance de ciment microcristallin et cryptocristallin ;
- des calcaires à structure laminaire oblique, entrecroisée en biseau, à pellesoïdes abondants, à fréquents oncolithes et bioclastes à très gros Polypiers roulés, à Lamellibranches et Gastéropodes et à ciment microcristallin.

jC. **Faciès recristallisé carbonaté du Jurassique.** On a regroupé sous le terme jC un ensemble de faciès carbonatés dont la recristallisation masque entièrement la structure originelle, interdisant le rattachement à l'une des formations définies précédemment.

La recristallisation transforme le calcaire initial en calcaire cristallin à gros cristaux généralement sombres avec, dans certaines zones, des nodules de calcite fibroradiée (rosette).

Ces recristallisations semblent avoir trois origines :

- *fluctuation de la nappe phréatique* : les recristallisations sont parfois dues à des circulations d'eau au contact d'un imperméable. Ainsi, au contact des marnes du Lias, les calcaires sont fortement recristallisés sur une épaisseur variable ;
- *action pédogénétique* : une recristallisation superficielle des calcaires se produit souvent au contact du recouvrement des sols actuels. Cette altération serait en relation avec le ruissellement et la percolation des eaux de surface ;
- *actions tectoniques* : certaines zones recristallisées sont étroitement liées aux déformations de tectonique cassante. La recristallisation est, dans ce cas, toujours accompagnée de rosettes.

### **Crétacé supérieur**

Bien qu'ils n'affleurent que relativement peu, les terrains crétacés constituent l'armature des plateaux boisés de la forêt d'Horte, située dans le coin sud-ouest de la carte entre Charras, Grassac et Vouzan. C'est une région qui s'élève nettement au-dessus des plaines jurassiques et qui est recouverte par les épandages détritiques continentaux du Tertiaire dont les colluvions masquent le plus souvent les dépôts crétacés. Ces derniers sont seulement visibles sur le pourtour du massif forestier et à la faveur de la vallée de la Manore à l'extrême Sud. La série stratigraphique reconnue comprend les terrains du Cénomaniens au Santonien inférieur, mais il est très difficile d'en faire une description

complète à partir des seules données visibles localement. Aussi, des compléments d'informations et les estimations d'épaisseur ont-ils empruntés aux séries mieux représentées sur les cartes voisines Nontron et Angoulême. était en relation avec le ruissellement et la percolation des eaux de surface.

**C1-2. Cénomaniens. Calcaires gréseux à Préalvéolines, grès et sables, marnes vertes à Huîtres (12 à 20 m).** Le début de la transgression crétacée est caractérisée par les fréquents faciès détritiques du Cénomaniens qui attestent des importantes érosions sur le continent très proche. A l'échelle régionale, les sédiments cénomaniens reposent en discordance sur les différents étages du Jurassique ; ils sont surtout visibles au Nord de la forêt d'Horte où la zone d'affleurement s'étale un peu. Malgré les rapides variations de faciès et les fréquentes lacunes de sédimentation, il est possible de reconstituer l'évolution lithostratigraphique générale des terrains de cette période.

Trois ensembles peuvent s'y reconnaître : deux formations détritiques à la base et au sommet, encadrant une formation plus carbonatée ; cette subdivision correspond approximativement aux trois niveaux stratigraphiques de l'étage Cénomaniens reconnus dans les Charentes (P. Moreau, 1976 ; P. Fleuriot de Langle, 1964).

Dans la *série détritique du Cénomaniens inférieur*, épaisse de 5 à 7 m, se sont surtout déposés des argiles vertes à Huîtres, des sables et des grès glauconieux à rares *Prealveolina simplex* (la Rochette, le Mas, Chez Tève).

Ensuite, la *série carbonatée du Cénomaniens moyen* est constituée généralement par des calcaires jaunâtres à gris, plus ou moins gréseux ou marneux, quelquefois glauconieux à faune de Rudistes (*Ichtyosarcolithes triangularis*), d'Huîtres et parfois riches en *Prealveolina cretacea* (l'Agneau, la Paillerie).

Durant le *Cénomaniens supérieur*, la sédimentation redevient détritique avec principalement des argiles gris-vert silteuses, assez nettement plastiques, épaisses de 7 à 10 m, à passées ligniteuses et cristaux de gypse. Ces argiles riches en Huîtres (*Exogyra flabellata*, *E. columba minor* et *Pycnodonta biauriculata*) ont été exploitées autrefois par des petites tuileries à la limite de la forêt (la Tuilerie, Nord de chez Matignon, la Bréchinie par exemple). Injectées dans la faille NE — SW qui longe la Manore près de Boiboureau, elles témoignent de l'ampleur de la tectonique dans ce secteur.

Le Cénomaniens peut se terminer localement par des niveaux de sables moyens à grossiers ou par des grès.

### C3. Turonien (60 m environ).

**C3a. Ligérien auct. à Angoumien auct. basal. Calcaires crayeux blancs (15 à 20 m).** Constitués par la formation des Calcaires crayeux de la Couronne blancs à grisâtres, au faciès cryptocristallin homogène, ces dépôts affleurent assez bien près de Grassac (RD 34 par exemple). Ils sont nettement plus marneux à la base où abonde *Exogyra columba major*. En plus de cette Huître, la faune assez pauvre est principalement représentée par des Gastéropodes (*Pleurotomaria galliennei*), des Lamellibranches (*Cardium productum*, *Arca*) et des Hexacoralliaires, associés à de fréquents Bryozoaires et des Annélides au sommet de la formation. Certains niveaux ont livré des Céphalopodes (*Mammites revelieri*). Les petits Foraminifères benthiques (*Tritaxia*, *Marsonella*, *Dorothia*, etc.) sont

associés à quelques espèces pélagiques (*Heterohelix*, *Hedbergella delrioensis*) et à des Ostracodes dans les marnes.

Bien que faisant déjà partie de l'Angoumien sur quelques mètres, le sommet de cette formation crayeuse a été cartographié dans la même unité car sa lithologie est très semblable à l'affleurement ; cependant, l'observation des microfaciès révèle la présence de *pellets* plus ou moins gros, une plus grande abondance des Annélides et la disparition progressive de la microfaune pélagique (M. Cassoudebat, J.-P. Platel, 1976).

**C3b. Angoumien inférieur. Calcaires graveleux et calcaires crayeux à Rudistes** (10 à 15 m environ). Il y a peu d'endroit où affleure convenablement la formation des Calcaires crayeux à *Biradiolites lumbricalis* d'Angoulême. On peut cependant la voir sous les colluvions sablo-argileuses tertiaires le long de la RD 109 au Nord de Charras.

Après quelques mètres de calcaires bioclastiques blanc-ocre à Miliolites et Textulariidés, où apparaissent déjà quelques Rudistes dont *Sphaerulites patera*, s'est déposée une assise de calcaires crayeux blancs massifs constitués d'un amoncellement de débris de Rudistes dont l'association est très largement dominée par les *Biradiolites (Distefanella) lumbricalis*, petit Rudiste tubulaire dont on peut souvent retrouver des biostromes non démantelés. Ils sont associés à des formes isolées plus grosses tels *Durania cornupastoris*, *Hippurites requieni*, *Praeradiolites peroni*, etc. C'est près des carrières de la Rochebeaucourt exploitant autrefois cette formation (à quelques kilomètres au Sud de la limite de la carte), que H. Arnaud (1892) a pu recueillir *Prionotropis fleuriauxi* et *Romaniceras deveriari*, Ammonites du Turonien moyen à supérieur.

La formation se termine par le dépôt de quelques bancs de calcaire microcristallin bioclastique et graveleux jaunâtre à fréquents débris de Lamelli-branches et d'Echinodermes.

**C3c. Angoumien supérieur. Calcaires cryptocristallins à Rudistes et calcaires graveleux** (20 à 25 m environ). La puissante formation des Calcaires micritiques de Bourg-des-Maisons termine la série turonienne. Ce sont des calcaires micritiques gris à beiges, à débit nodulaire, interstratifiés de bancs de calcaires microcristallins graveleux et bioclastiques. Quelques affleurements en sont visibles dans la petite vallée au Nord de Boiboureau autour de la Fontaine de l'Hermite. Les Rudistes sont généralement abondants dans ces dépôts avec, entre autres : *D. cornupastoris*, *Praeradiolites ponsi*, *Radiolites radiosus*, *Vaccinites petrocoriensis*, etc., accompagnés de Gastéropodes (*Nerinea*, *Acteonella*).

**C4. Coniacien. Calcaires gréseux et calcaires durs microcristallins** (30 à 40 m environ). Après un arrêt de sédimentation à la fin du Turonien, la mer coniacienne transgresse sur toute la région avec une discordance parfois notable sur les calcaires précédents ; les seuls affleurements intéressants du Coniacien sont ceux de la vallée de la Manore entre la Verrerie et le Repaire. Au premier lieu-dit, existe la formation basale de l'étage, épaisse de quelques mètres et constituée de calcaires gréseux gris jaunâtre plus ou moins glauconieux admettant quelques niveaux plus sableux. La partie supérieure du Coniacien est visible en progressant vers le Sud. Il s'agit de calcaires microcristallins très bioclastiques qui se débitent en plaques ou en nodules.

La faune est bien diversifiée et, outre les Bryozoaires (Cyclostomes et Cheilostomes) fréquents à certains niveaux, on peut y observer de nombreux Echinodermes (*Micraster*, *Cyphosoma*, *Catopygus*, etc.), des Lamellibranches (*Pecten*, *Trigonia*, *Exogyra plicifera* v. *auricularis*), des Brachiopodes (*Rhynchonella petrocoriensis*, *R. vespertilio* v. *baugasi*), des Annélides, etc.

**C5a. Santonien inférieur. Calcaires crayeux et glauconieux en plaquettes (20 à 30 m).** Après un changement de faciès très progressif à partir des dépôts coniaciens, se sont sédimentés des calcaires crayeux blanc grisâtre, fréquemment glauconieux et riches en *silts* et micas blancs. Ce sont des dépôts massifs mais tendres s'altérant en petites plaquettes, mais s'y interstratifient quelques bancs de calcaires bioclastiques plus durs. Les rognons de silex gris-noir alignés par niveaux sont typiques de cette formation.

La faune, assez semblable à celle du Coniacien, est composée de Lamellibranches (*Exogyra plicifera*, *Ostrea proboscidea*, *Neithea*, *Pecten*, *Trigonia*, etc.), de Brachiopodes (*Rhynchonella vespertilio*, *R. difformis*), d'Echinodermes (*Salenia*, *Hemiaster nasutulus*, *Micraster brevis*, *M. laxoporus*), de Gastéropodes et d'abondants Bryozoaires. A part quelques espèces pélagiques, tels les *Hedbergella* sp., la microfaune est surtout composée de Foraminifères benthiques dont les plus caractéristiques sont *Rosalina parasupracretacea*, *Gouplaudina ostrowskyi*, *Pararotalia tuberculifera*, *Rotalia saxorum*, *Sirtina orbitiformis*, etc.

## Formations quaternaires et tertiaires

### Formations fluviatiles

#### ● Eocène à Pliocène

**H-F. Alluvions anciennes où alternent sables et galets.** C'est la formation fluviatile la plus ancienne du Cénozoïque, on la retrouve aussi bien sur les terrains cristallins que sur les terrains sédimentaires. Dans cette formation, deux ensembles peuvent être distingués :

- un ensemble inférieur où dominent les sédiments fins, argiles et sables fins ; cette formation est localement indurée et présente quelquefois des colorations vives qui rappellent le Sidérolithique. Cet ensemble peut être observé dans de bonnes conditions sur la partie est de la feuille ; à l'Ouest, il est rarement visible car masqué par les colluvions de l'ensemble supérieur ;
- un ensemble supérieur, beaucoup plus grossier, à galets et graviers dans une matrice sableuse souvent feldspathique ; peu épais sur le Lias et le Cristallin, il se développe considérablement sur le Jurassique et le Crétacé.

#### ● Pléistocène

Toutes les formations fluviatiles attribuées au Pléistocène (à l'exclusion des alluvions de fond de vallée) sont inexistantes sur les terrains cristallins et n'apparaissent que sur les formations secondaires.

**Fv. Alluvions des hautes terrasses.** C'est la terrasse la plus haute encaissée dans la topographie actuelle. Elle est bien développée le long de la vallée de la Tardoire, alors que, dans la vallée du Bandiat, elle se réduit à des lambeaux

plus ou moins résiduels. Elle est constituée par des galets et des graviers essentiellement quartzeux, emballés dans une matrice sablo-argileuse rougeâtre.

**FW. Moyenne terrasse.** Comme la précédente, elle est plus épaisse le long du cours de la Tardoire que de celui du Bandiat. Les éléments sont généralement de petite taille, graviers et galets de quartz et de roche cristalline, enrobés dans une matrice brun-rouge sableuse.

**FX. Basse terrasse.** Elle n'a été reconnue que le long de la vallée de la Tardoire. Les éléments sont plus grossiers que dans la moyenne terrasse, toujours constitués de galets de quartz et de roches éruptives avec de très rares éléments calcaires ; la matrice est de couleur grisâtre ou jaunâtre sablo-argileuse.

**Fy-z. Alluvions de fond de vallée.** Elles constituent le lit majeur des cours d'eau. Ces alluvions, peu développées dans les vallées du socle cristallin, se développent dans la zone sédimentaire où elles forment de véritables terrasses atteignant une dizaine de mètres de puissance. Elles sont constituées par une argile plastique rouge-brique emballant des galets de quartz, de quartzite, de jaspe, de granite et des petits gravillons de calcaire.

#### **Formations mixtes**

Il a été regroupé sous ce terme des formations où il n'est pas possible de faire la distinction entre la formation en place et la partie colluvionnée.

**HC. Complexe des plateaux plus ou moins colluvionnés.** On a pris le parti de regrouper sous ce terme des formations généralement situées sur des topographies planes élevées dont il est souvent visible qu'elles constituent des colluvions de la formation H-F, mais très souvent la formation fluviatile H-F n'est plus identifiable ; il ne subsiste plus alors qu'un complexe sablo-graveleux, il est impossible de faire la distinction entre le fluviatile et ses colluvions.

Ce complexe des plateaux est constitué par de nombreux galets dans une matrice sablo-argileuse. Les galets sont presque essentiellement des quartz. La matrice peut passer des sables francs à des argiles franches. On observe parfois des colorations traduisant des pédogenèses anciennes.

**AC. Argiles à galets plus ou moins colluvionnés.** Ces formations n'apparaissent que dans la partie septentrionale de la feuille sur la rive droite de la vallée de la Tardoire. Elle semble recouvrir uniquement les horizons carbonatés de la base du Dogger. Ce complexe est constitué par des éléments remaniés : silex, sables et graviers, produits du socle (quartz, quartzite, roches éruptives) ou de la couverture secondaire (éléments calcaires), emballés dans des argiles sableuses plus ou moins rubéfiées.

Ces formations d'altération n'ont pu être datées.

#### **Formations de versant**

**C. Colluvions sur les versants : sables plus ou moins argileux.** On a rassemblé sous ce terme des colluvions qui n'étaient pas directement alimentées par des formations fluviatiles tertiaires. Elles sont constituées d'argile, de sable, de sable argileux, toujours localisés sur les versants.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### MÉTAMORPHISME

Trois faits remarquables s'observent dans le domaine métamorphique de la feuille Montbron :

- l'opposition d'intensité du métamorphisme général entre micaschistes à biotite — almandin au Nord et paragneiss de la zone à sillimanite plus feldspath potassique au Sud ;
- le développement prograde *in situ* dans la série paradérivée de migmatites et de granites d'anatexie décrit précédemment ;
- la disposition inverse des zones de métamorphisme dans les paragneiss, les granites d'anatexie ayant une position géométrique apparente au-dessus des gneiss à sillimanite plus muscovite de Bussière-Badil.

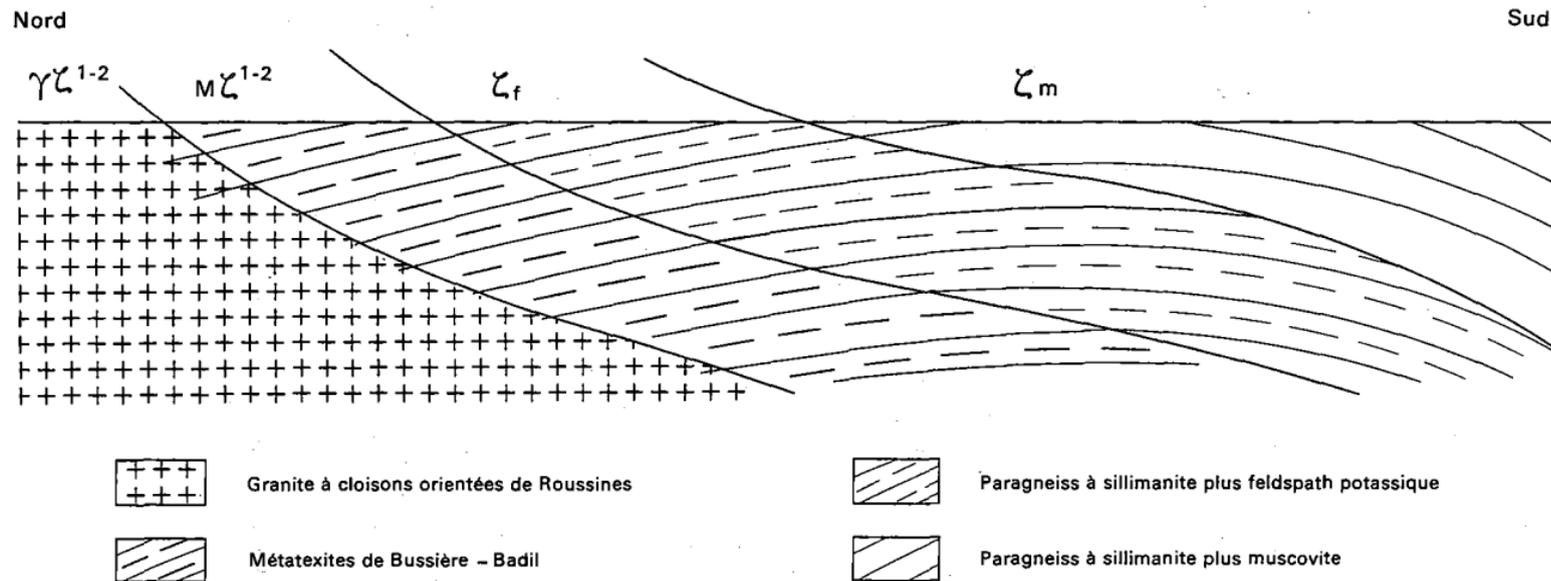
Dans la partie nord de la feuille, les micaschistes, qui constituent la terminaison de l'unité de Mazerolles, se situent dans la zone à biotite — grenat, c'est-à-dire dans la mésozone supérieure. Comme en Bas-Limousin, l'intensité du métamorphisme prograde de moyenne pression croît d'Ouest en Est (cf. notice de la feuille la Rochefoucauld à 1/50 000).

Au Sud de la zone broyée de Montbron — le Lindois, les paragneiss plagioclasiques et micacés de Bussière-Badil montrent des paragenèses de la zone à sillimanite plus feldspath potassique avec mobilisats anatectiques de plus en plus abondants en s'éloignant vers le Nord-Ouest. Ces roches appartiennent donc à la mésozone profonde et à l'entrée de la catazone marquée par le franchissement de l'isograde de disparition de la muscovite primaire et d'apparition du feldspath potassique selon la réaction : muscovite + quartz  $\rightarrow$  silicate d'alumine + feldspath potassique + H<sub>2</sub>O.

L'intensité du métamorphisme est croissante du Sud-Est vers le Nord-Ouest où se développe le granite d'anatexie de Roussines. Compte tenu de l'attitude du pendage de la foliation qui plonge au Nord-Ouest, la zone la plus métamorphique apparaît géométriquement superposée à la zone la moins transformée.

Ce dispositif inverse n'est en fait qu'une apparence qui s'explique par une discordance tardi-métamorphique entre l'enveloppe à fort pendage d'un dôme thermique sur lequel est centrée l'anatexie et l'attitude sub-horizontale de la foliation structurée au cours des épisodes de métamorphisme immédiatement antérieurs (J.-P. Floch, 1979). Ainsi que le résume schématiquement la figure 2, au-delà de l'isograde discordant muscovite moins, les mobilisats et les granites à cloisons se développent en concordance avec la surface d'anisotropie précédente ; ce qui se traduit au niveau de la surface topographique, par une position apparente supérieure des migmatites, puis des granites. Cette impression est accentuée par l'influence du pli tardif en dôme de foliations qui explique le pendage général vers le Nord-Ouest.

Il s'agit d'un métamorphisme apparemment inverse et non d'une véritable inversion de métamorphisme.



**Fig. 2 - Coupe schématique montrant la disposition inverse des zones de métamorphisme**

## MAGMATISME

### Granites d'anatexie et leucogranites

Les granites d'anatexie de Roussines se développent *in situ* dans la série paradérivée et les granites à petite muscovite qui leur sont associés sont clairement liés à l'anatexie tardi-métamorphe, ils seraient donc d'âge fini-dévonien.

Les leucogranites de Saint-Mathieu, qui développent une auréole de contact à biotite — andalousite dans les micaschistes encaissants (feuille Châlus à 1/50 000) se mettent en place plus tardivement. C'est ce que confirme l'âge Rb/Sr sur roche totale :  $304 \pm 17$  M.A. (J.-L. Duthou, 1977). Or, les observations de terrain (C. Carré, 1973 ; J.-P. Floc'h, 1979) donnent l'impression d'une continuité de l'édifice granitique, entre granite à petite muscovite et leucogranite à gros grain. Les compositions chimiques très voisines de ces différentes variétés de granites calco-alcalins monzonitiques (figure 1 et analyses 5 à 13) confirment ce point de vue et plaident en faveur d'un édifice unique.

La contradiction apparente entre les données radiométriques et les faits d'observation ne pourrait s'expliquer que par une édification polyphasée du massif, en deux étapes, fin du Dévonien, puis Namuro-Westphalien. Une situation tout à fait analogue se retrouve en Haut-Limousin entre granites orientés de la Brême et leucogranites de Saint-Sylvestre — Saint-Goussaud (C. Marignac *et al.*, 1979 ; B. Mollier, 1974). Selon ces auteurs, qui observent là un édifice monophasé, l'âge des leucogranites aurait été rajeuni par les intenses transformations deutéritiques qui suivent leur mise en place. Ce problème est actuellement en cours d'étude.

### Granodiorites de Piégut-Pluviers

Le massif de Piégut est clairement intrusif dans la série métamorphique, recoupant les paragneiss et les migmatites. Il est interprété comme un batholite d'origine profonde, d'anatexie de base de croûte, avec contaminations basiques donnant un magma hybride (J.-L. Duthou, J.-P. Dutreuil, 1979). Les analyses chimiques recouvrant les divers faciès du massif (analyse 15 à 24) confirment, par delà la variété des textures, une grande homogénéité d'ensemble qui laissait prévoir la minéralogie très constante. Les compositions modales reportées dans le diagramme de Streckeisen (figure 1 A) placent ces roches dans le domaine granodioritique, près de la limite des granites. Dans le diagramme chimico-minéralogique de nomenclature de Debon et Lefort, 1983, les points représentatifs des granites de Piégut (figure 1 B) se placent dans le champ des adamellites et la moyenne des analyses correspond très exactement à la composition type adamellitique proposée par ces auteurs. Seul le faciès microgranitique gris sombre du laccolite de Busserolles présente une composition différente de diorite quartzique proche des tonalites (An. 25), qui peut s'expliquer par l'abondance des enclaves sombres dont une partie paraît avoir été assimilée par le microgranite.

## TECTONIQUE

### Socle cristallin

Plusieurs phases de déformations souples s'observent dans la série métamorphique ; on y distingue deux épisodes de plis isoclinaux symmétamorphes, puis une phase de serrage en plis ouverts post-métamorphes.

La phase plicative symmétamorphe la plus précoce (P1), rarement observée, est représentée par des exsudats quartzeux dont les charnières centimétriques isolées et extrêmement aiguës admettent la foliation pour plan axial.

Un deuxième phase symmétamorphe ploie la schistosité initiale en charnières isoclinales arrondies plus ou moins aplaties selon la nature lithologique des bancs affectés. Dans les micaschistes de Mazerolles, cette phase s'accompagne d'une schistosité de *strain-slip* qui correspond à la foliation de ces roches (S2).

Dans les paragneiss de la zone à sillimanite, on ne retrouve pas trace des plis P1 totalement effacés, et la deuxième phase de déformation correspond à des microplis semblables qui, dans les zones les plus schisteuses, s'accompagnent d'une transposition totale de la première surface en une schistosité S2 généralisée recoupant les charnières les plus aplaties. On retrouve parfois ces charnières isoclinales de plis P2 isolées dans les cloisons du granite d'anatexie de Roussines. Dans la zone des métatexités, le développement des mobilisats équants est mimétique des charnières P2 dont ils épousent la forme, indiquant que l'anatexie est postérieure à cette deuxième phase plicative.

Les plissements postérieurs, de niveau structural beaucoup moins profond, correspondent à des charnières ouvertes plus ou moins symétriques, à plan axial vertical ou peu penté. On les observe de l'échelle décimétrique à l'échelle cartographique et c'est à cette phase P3 qu'est attribuée la virgation de foliation en charnière cônica, au Nord du massif de Piégut.

Plusieurs épisodes de déformation cassante affectent le bâti métamorphique cratonisé et les granites, au Carbonifère. Un accident remarquable par son extension et le développement des mylonites qui le jalonnent est la faille de Montbron — le Lindois qui se situe à la frontière nord des granites à deux micas. Plusieurs stades de mylonitisation s'y superposent, montrant le caractère précoce et permanent sur une longue période du jeu de l'accident. Au voisinage de la faille, le granite à deux micas, normalement équant, présente une texture foliée planaire, soulignée par la déformation en amandes aplaties des grains de quartz, une disposition coplanaire des grands feuilletés de muscovite étirés en fuseaux et dessinant une linéation dans le plan d'anisotropie peu penté (20 à 45°). Ces phénomènes sont bien visibles dans la vallée de la Tardoire, au Nord de Montbron, près de la Forge.

Une déformation postérieure et de caractères différents affecte à nouveau le granite, selon des couloirs sub-verticaux peu puissants mais répétés, d'orientation N 50°E. En quelques dizaines de centimètres, on passe du granite leucocrate gris clair, équant ou légèrement orienté, à une roche à texture planaire fruste de couleur grisâtre, ponctuée de clastes hétérogranulaires de feldspaths blancs centimétriques à millimétriques, puis à une roche régulièrement foliée de teinte gris sombre, à clastes feldspathiques isogranulaires millimétriques.

Il s'agit de couloirs de cisaillements ductiles, générateurs de mylonites à foliation verticale et à linéation très fortement pentée montrant un jeu sénestre avec montée du compartiment méridional. Ces cisaillements s'observent dans les anciennes carrières de Montbron, en bordure du ruisseau de la Renaudie.

Une cataclase plus tardive avec mylonites bréchoïdes intensément altérées et chloritisées se superpose aux déformations précédentes, brouillant parfois les mylonites précédentes.

### Terrains sédimentaires

Le contact socle — Jurassique qui est à l'origine un contact transgressif des formations sédimentaires sur les terrains cristallins est souvent repris par des failles normales qui appartiennent à deux familles :

- l'une de direction N 130° à 150° E ; c'est le cas des failles de Saint-Martin-du-Pin et d'Etouars qui effondrent la couverture par rapport au socle ;
- plus au Nord dans la région d'Orgedeuil, ce sont les directions N20° à N40°E qui prédominent, effondrant le Jurassique moyen par rapport au Lias et au socle ; elles peuvent alors avoir un rejet d'une trentaine de mètres.

Au sein même des terrains secondaires, les zones tectonisées sont souvent très localisées : dans le secteur de Varaigne, une succession de petits accidents d'orientation N20° à N50°E déterminent de petits horsts et des grabens. Elles recoupent généralement des accidents d'orientation N110° à N150°E. A toutes ces failles sont associées des zones broyées et plus rarement des plis.

Lorsqu'on s'éloigne de la bordure du socle (région ouest et nord-ouest), les formations sédimentaires sont souvent moins tectonisées, mais montrent encore deux familles de failles :

- une première famille d'orientation N90° et N100°E dont les rejets varient entre 5 et 10 m, provoquant à leur approche de brusques variations de pendage avec un léger broyage,
- une deuxième famille orientée N40° à N80°E décale les précédentes.

### PRÉHISTOIRE

Les vallées du Bandiat et de la Tardoire témoignent d'une occupation humaine très ancienne par les nombreux sites préhistoriques qui y ont été découverts.

Dans la vallée du Bandiat, les grottes de Teyjat sont remarquables par les oeuvres d'art qui y ont été découvertes.

Dans la vallée de la Tardoire, sur la rive gauche, entre Montbron et Rancogne, les falaises calcaires sont percées de nombreuses grottes et abris qui, pour la plupart, cachent des sites préhistoriques :

- Montgautier : le gisement de Montgautier comprend un ensemble de grottes et d'abris plus ou moins effondrés : ils contiennent des habitats successifs qui

s'échelonnent du Paléolithique moyen à l'âge du Bronze, notamment avec un Magdalénien riche en oeuvre d'art ;

— le gisement de la Chaise renferme des restes humains du Paléolithique inférieur ;

— le complexe de Vilhonneur est un ensemble de grottes et d'abris dont les plus intéressants sont :

. la grotte de l'Ammonite avec son habitat magdalénien (Paléolithique supérieur) et le Placard caractérisé par un Solutréen (Paléolithique supérieur) très riche ;

. Fonche Vade : cette grotte a livré des restes humains rattachés au Paléolithique inférieur.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

*Les terrains cristallins* sont essentiellement imperméables ; les aquifères sont liés aux formations d'altération et aux fissurations dans les zones superficielles.

Il faut faire une différence entre les terrains métamorphiques, gneiss et micaschistes, où les altérations sont à dominante argileuse alors que sur les granites les arènes sableuses peuvent se développer ; les nappes aquifères qu'elles contiennent constituent des ressources non négligeables.

Les grès et les sables de la *base du Lias* présentent une bonne porosité interstitielle mais l'épaisseur de cette série est peu importante : 6 à 7 m maximum dans la région de Varaignes — Soudat ; plus à l'Ouest, elles peuvent être absentes, conditionnées essentiellement par la nature argileuse des altérations du socle gneissique. Les niveaux calcaires dolomitiques de l'Het-tangien supérieur, les grès et les microbrèches du Plienbaschien constituent généralement des niveaux peu productifs.

Les marnes noires et grises de l'Aalénien constituent le toit imperméable de la nappe du Lias inférieur.

Les formations carbonatées du *Jurassique moyen et supérieur* constituent l'ensemble aquifère le plus important.

L'épisode Bajocien à Bathonien basal est dans son ensemble caractérisé par des calcaires à bioclastes ou oolithes plus ou moins consolidés. Cet ensemble correspond à un réservoir aquifère supporté par les marnes toarciennes. La porosité est essentiellement liée aux fissurations et aux dissolutions karstiques dont les grottes de Teyjat et de Souffrignac sont des exemples remarquables.

Le Bathonien inférieur à cause de ses petits lits centimétriques d'argile peut être considéré comme un semi-perméable.

Le Bathonien supérieur et l'Oxfordien présentent comme caractéristiques générales une sédimentation en petits bancs très fissurés en surface et admettent la présence locale de phénomènes karstiques (dolines, vallons secs).

La presque totalité des ruisseaux prenant naissance sur le socle vont alimenter les deux rivières (Bandiat et Tardoire) coulant sur les assises calcaires du Dogger et du Malm conformément aux directions principales des diaclases. Ces deux rivières vont se perdre, le Bandiat après Burzac (carte Angoulême) et la Tardoire après Rancogne à partir du moment où elles coulent sur les faciès de l'Oxfordien riche en Polypiers.

Malgré l'existence locale de sables, l'ensemble du *Cénomani* a été considéré comme un imperméable à cause de la présence quasi continue des assises argileuses.

Peu affleurant sur le territoire de la feuille Montbron, le Crétacé supérieur peut être considéré comme un seul aquifère. Les qualités du réservoir sont liées à la position structurale des couches. Les sources les plus fréquentes ont été relevées dans le Turonien. Mais les exutoires sont généralement peu nombreux et de moindre débit que le Jurassique.

Les niveaux *aquifères du Tertiaire* (alluvions anciennes des plateaux) constituent des réservoirs perchés et localisés. Généralement très argileuses, la perméabilité de ces formations est faible. Les sources ont un débit peu important.

Plus que par leur nature lithologique, les qualités des réservoirs alluviaux quaternaires diffèrent par leur position topographique. Les alluvions les plus récentes, en position topographique plus favorable que les alluvions anciennes par rapport aux rivières, ont une transmissivité plus élevée.

### MATÉRIAUX DIVERS

**Socle.** Une seule exploitation située à proximité de Piégut-Pluviers était en activité au moment des levés (1978). Elle servait à l'extraction de blocs de granodiorite destinés après débitage, sciage et polissage à une utilisation ornementale. Cette carrière est actuellement abandonnée.

De nombreuses autres carrières, d'importance variable, abandonnées depuis peu ou exploitées de manière temporaire, servent à deux usages principaux :

- petites exploitations superficielles de dimension modeste pour l'extraction d'arènes granitiques ou métamorphiques appelées localement "tufs", destinées à un usage de voirie agricole ;
- exploitations de moyenne importance ouvertes dans les granites et les microgranites pour l'extraction de matériaux d'empierrement et la fabrication de granulats ; la plus importante se situe dans la vallée de la Tardoire (carrière et Montbron du Moulin du Maine-Pachou).

**Lias.** Les sables du Lias inférieur sont très localement utilisés pour la maçonnerie. Les argiles du Toarcien sont exploitées pour la fabrication de tuiles et de briques.

**Jurassique moyen et supérieur.** Des carrières de calcaire étaient exploitées dans les secteurs de Chantegros et de Varaigins mais ont été abandonnées suite à l'intense fracturation des roches.

Actuellement, seules les assises massives à oolithes et oncolithes sont recherchées et fournissent la pierre de Vilhonneur utilisée en construction comme pierre apparente.

**Crétacé.** Le Cénomaniens sableux est exploité localement pour la maçonnerie. Les faciès argileux ont été utilisés pour des tuileries aujourd'hui abandonnées.

**Tertiaire.** Les formations fluviatiles sableuses ou à galets ont été exploitées pour la confection de béton.

**Quaternaire.** Des gravières ont été ouvertes dans les alluvions récentes ; les matériaux extraits servent de couche de base pour les chaussées.

### SUBSTANCES MINÉRALES

D'importantes et récentes recherches de plomb et zinc ont eu lieu dans le secteur de la carte, où l'on connaît aussi depuis longtemps des indices de barytine et de plomb. Le fer et le manganèse y ont été exploités autrefois.

#### Plomb, zinc, barytine

Des minéralisations de zinc et plomb, de part et d'autre de Saint-Martin-le-Pin, sont connues depuis le 19<sup>e</sup> siècle le long de la faille bordière du Massif Central, au Sud-Est de la carte, faille qui se prolonge sur la carte Nontron où elle forme l'ossature du champ filonien du Nontronnais, qui a été concédé et quelque peu exploité entre 1890 et 1925. Ces minéralisations de Saint-Martin n'ont pas été exploitées.

La recherche de réserves sur les filons du Nontronnais – Montbronnais, exploités ou non, et de minéralisations stratiformes nouvelles au large du socle, a été entreprise à partir de 1959 par une, puis deux sociétés privées, relayées ensuite par le BRGM jusqu'en 1978, dans le cadre de son étude régionale des minéralisations baryto-plombo-zincifères de la bordure nord-ouest du Massif Central et du Déroit poitevin. Cette étude a mis en évidence deux zones de concentration minérale, d'intérêt inégal :

- au Nord, le Confolentais (cartes Confolens et l'Isle-Jourdain),
- au Sud, le Nontronnais – Montbronnais (cartes Montbron et Nontron), séparées par une zone intermédiaire non minéralisée (carte la Rochefoucauld) et présentant des caractères communs et une disposition suggérant un effet socle – couverture :
- *filons encaissés dans le socle hercynien granitique, ou le bordant,*
- *formations dans la couverture sédimentaire liasique.*

Les filons du socle granitique de bordure concernés par la carte Montbron, sont, du Nord au Sud :

- le filon décimétrique de quartz et barytine à galène, pyrite de Perry (3.4001, 16-Ecuras), objet d'un petit travail minier au 17<sup>e</sup> siècle ;
- le filon comparable, et voisin, de *Boucu* (2.4001, 16- Montbron) plus puissant mais pas plus étendu, pas plus minéralisé ;
- plus au Sud et groupés, les trois petits filons de barytine de : *Bouchardières* (7.4007, 24-le Bourdeix), *Moulin-de-Pinard* (7.4001), avec galène et chalco-

pyrite rares (24-le Bourdeix), *le Doyer* (8.4001, 24-Saint-Martin-le-Pin). Ils n'ont que quelques décimètres de puissance ; aucun intérêt économique ;  
— enfin, on peut considérer comme filonien le remplissage quartzo-barytique avec galène de certains panneaux de la faille-bordière à Saint-Martin-le-Pin (7.4002), *la Combe-au-Cros* (8.4003), *Blanchetière* (8.4004) (tous trois en 24-Saint-Martin). Le premier a été suivi en galerie sur 18 m ; tous ont été l'objet de sondages récents ; le remplissage est souvent assez puissant (max. : 1,80 m), mais la minéralisation en plomb reste inférieure à 2 %.

Les formations de la couverture sont essentiellement des gîtes ou indices stratiformes encaissés dans le Lias et associés, ou non, à des gîtes de cassure. Leur mise en place est conditionnée, comme dans le Confolentais, par plusieurs *métallotectes* :

- *stratigraphique*, les horizons porteurs étant le Domérien, l'Hettangien, ou l'Infra-Lias arkosique ;
- *paléogéographique*, les minéralisations d'anciens dépôts littoraux étant associées au paléorelief granitique ayant formé des zones positives lors de la transgression liasique ;
- *tectonique*, les failles de direction sud-armoricaine et leurs rejeux ayant joué un rôle primordial dans la concentration minérale, ce rôle étant peu ou pas favorable dans le cas de direction varisque ;
- *géochimique*, enfin, les minéralisations Pb, Zn, Ag, Cd étant associées au métallotecte stratigraphique.

La paragenèse des formations de la couverture est la même, à l'échelle régionale, que celles du socle, avec des variations dans le nombre d'éléments représentés, d'un gîte ou d'un indice à l'autre :

- *blende*, dominante et cadmifère dans la couverture ;
- *galène*, dominante dans les filons et les cassures, peu argentifère ;
- *pyrite*, associée surtout à la blende ;
- *barytine* quasi omniprésente, parfois seule ;
- *quartz* des filons, *calcite*, *dolomite* des gîtes stratiformes.

Les gîtes et indices stratiformes, découverts récemment pour la plupart, sont, sur la carte Montbron, et du Nord au Sud :

- l'indice de *Lidrat* (2.4005, 16-Yvrac et Malleyrand) : volantes d'arkose liasique à ciment barytique ;
- les indices de galène, certains avec barytine et blende, de *Neuville* (2.4007), *chez Joubert* (2.4008), *le Chatenet* (2.4006) (tous en 16-Montbron), *Ecossas* (2.4004, 16-Orge-deuil), dans le Domérien silicifié ou la base de l'Hettangien, en rapport avec la faille de direction nord-est d'*Orge-deuil* et ses satellites, parallèles. La minéralisation se trouve dans des géodes ou des cassures, mais les sondages n'ont trouvé aucune concentration aux abords des failles ;
- les petits indices, groupés, de volantes de barytine avec galène, cérusite dans un petit lambeau témoin, isolé sur le socle, en extension nord-est de la faille d'*Orge-deuil* : *la Rousserie*, *Planchas*, *l'Age* (3.4002, tous en 16-Rouzède) ;
- le petit indice de *Chez Brucher* (3.4003, 16-Montbron) : volantes de calcaire à galène et carbonates de Pb ;
- le gîte de *Lavaud* (2.4002, 16-Montbron), découvert et exploré par galeries au 19<sup>e</sup> siècle, exemple typique de remobilisation fissurale de la minéralisation

en galène, blende, dans une gangue quartzo-dolomitique, accessoirement barytique. Les filonnets ne dépassent pas 10 cm de puissance ;

— le gîte de *Vouthon* (2.4003, 16-Vouthon), découvert fortuitement par sondage pour eau, puis étudié par sondages du BRGM. La minéralisation en blende, galène, pyrite, chalcopryrite, avec quartz et barytine, dans le Domérien supérieur, est probablement liée à un paléorelief granitique et sa position exacte sur le prolongement nord-est de la faille de *Varaignes* — *Javerlhac* permet l'hypothèse d'un rapport avec ce grand accident minéralisateur. Dans le panneau minéralisé, qui ne dépasse pas 8 m de puissance, la teneur Zn maximale est de 3,8 % et celle de Pb 1,1 %, et sur de courtes passes ;

— les gîtes de *Varaignes* (00.4001, 16-Varaignes) et de *Javerlhac* (7.4006, 16-Javerlhac) sont les meilleurs indices découverts et explorés. La minéralisation en blende, pyrite, barytine (et galène accessoire) est distribuée dans le calcaire domérien gréseux et l'arkose hettangienne de la base liasique sur, au maximum, 25 à 30 m à partir de la faille sud-armoricaine inverse de *Varaignes* et dans le compartiment sud-ouest abaissé : il y a, en réalité, deux failles parallèles et distantes de 150 m, celle dite de *Javerlhac* relayant celle de *Varaignes* vers le Sud-Est. Les sondages ont mis en évidence l'existence de cinq petits paléoreliefs granitiques alignés. La minéralisation, essentiellement zincifère, est présente dans les deux horizons de base du Lias. Tous les métallotectes régionaux sont donc présents. L'ensemble tectonique représente plus de 5 km (et peut-être davantage en direction de *Vouthon*), mais les panneaux minéralisés ne totalisent que 2,5 km et la teneur moyenne globale Zn + Pb n'excède pas 4 à 5 %, dont 3 % pour Zn avec maximum de 8 % et rapport Cd/Zn de 8 % ;

— enfin, la faille bordière de *Saint-Martin-le-Pin*, de direction sud-armoricaine aussi, a joué son rôle et, tout au long, les calcaires et arkoses de l'Infra-Lias y présentent des panneaux minéralisés en blende, dominante, pyrite, barytine, galène : *Pys* (7.4405) et *Tranche-Couyères* (7.4008) (24-Javerlhac), *Saint-Martin* (7.4002), *la Combe-au-Cros* (8.4003), *Blanchetière* (8.4004) (24-Saint-Martin). Ils sont peu étendus, peu puissants, la teneur Zn n'excède guère 2 %.

Au total, sur l'ensemble de la carte, seul l'alignement *Varaignes* — *Javerlhac* (peut-être prolongé jusqu'à *Vouthon* ?) représenterait un petit gisement potentiel mais de moins d'un million de tonnes, à faibles teneurs, soit moins de 20.000 tonnes de métal dispersées en plusieurs panneaux. Ce ne peut être un objectif économique actuel.

## Fer, manganèse

La couverture tertiaire sablo-argileuse du Détroit poitevin et du Nord-Est du Bassin d'Aquitaine, bordant l'Ouest et le Nord-Ouest du Massif Central et masquant en grande partie les formations secondaires, est souvent riche en oxydes de fer qui ont donné leur nom à cet horizon "sidérolithique". Il a été exploité pour le fer dès l'Antiquité gauloise, et assez intensément du 17<sup>e</sup> au 19<sup>e</sup> siècle, jusqu'aux environs de 1860. Les traces actuelles de ces exploitations nombreuses mais peu importantes, intermittentes, superficielles ou peu profondes, sont rares, mal discernables. Citons les environs de *la Côte* (7.4009, 24-Varaignes), *Soudat* (7.4003, 24-Soudat), *la Chapelle-Saint-Robert* (6.4001, 24-Javerlhac).

L'exploitation du manganèse dans le département de la Dordogne est bien plus récente mais fut brève : commencée vers 1825, elle avait cessé avant 1850. La minéralisation en pyrolusite, acerdèse, psilomélane, accompagnée d'oxydes de fer et de barytine, se rencontre dans des bancs argileux, nombreux mais

minces (maximum 0,60 m), peu étendus et mal délimités, à la base du Sidérolithique, sur les arkoses. Il y eut deux concessions sur la carte Montbron (les autres étant, au Sud-Est, sur les cartes Nontron et Thiviers). La production n'a pas dépassé quelques milliers de tonnes de minerai trié à 45 % Mn. On peut citer d'anciennes extractions à l'Est de Teyjat (7.4004, 24-Teyjat), celles de Tranches-Couyères (7.4008), Talivaud (8.4002, 24-Saint-Martin).

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régional : Aquitaine occidentale*, par M. Vigneaux, 1975, Masson et Cie, Paris :

– *itinéraire 2* : le Quaternaire des Charentes.

### BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

#### Socle cristallin

AUTRAN A., GUILLOT P.-L. (1977) - L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, vol. 280, p. 1649-1652.

CARRÉ C. (1973) - Etude géologique des formations cristallophylliennes et granitiques à l'Ouest de Châlus (Haute-Vienne). Thèse 3ème cycle, Univ. de Lyon, 108 p. ronéo.

CHENEVOY M. (1958) - Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, Imprimerie nationale.

DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, 73, p. 135-149.

DUTHOU J.-L. (1977) - Géochronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque ; relations avec le métamorphisme : le Nord-Limousin. *Ann. sci. Univ. Clermont*, 30, n°63.

DUTHOU J.-L., DUTREUIL J.-P. (1978) - Age namuro-westphalien des granitoïdes de Piégut et de Saint-Mathieu (Limousin) et dualité de leurs origines. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, série D.

DUTREUIL J.-P. (1978) - Les granitoïdes de l'Ouest limousin, leur pétrologie, leur altération, leurs sols. Thèse d'Etat, Univ. de Limoges.

FLOCH J.-P. (1979) - Le métamorphisme et la mise en place des granites du dôme de Saint-Mathieu (Limousin occidental). *Bull. BRGM*, section 1, n°2, p. 89-107.

FLOCH J.-P. (1983) - La série métamorphique du Limousin central : une traverse de la branche ligérienne de l'orogénèse varisque, de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentan. Thèse d'Etat, Univ. de Limoges.

JEAMBRUN M. (1957) - Etude géologique des terrains cristallins à l'Ouest de Rochechouart (Haute Vienne). Diplôme de Géol. Pétro., Univ. de Clermont-Ferrand, p. 78, 2 cartes hors texte.

MARIGNAC C., LEROY J. (1979) - Données nouvelles sur les rapports entre les massifs granitiques de la Brême et de Saint-Sylvestre (Nord-Limousin, Massif Central). Implications. *Bull. BRGM*, 2ème série, section I, n°1, p. 3-26.

MOLLIER B. (1984) - Le granite de Brême - Saint-Sylvestre - Saint-Gousaud. Ses structures magmatiques. Une étude de la distribution de l'uranium à l'échelle du grain. *Géol. Géochim. Uranium*, Nancy, 7, 172 p.

### Terrains sédimentaires

ARNAUD H. (1877) - Mémoire sur les terrains crétacés du Sud-Ouest de la France. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 2e série, t. 10, n°4, Paris.

CAPDEVILLE J.-P., CASSOUDEBAT M., DELFAUD J., LENGUIN M., PLATEL J.-P., SELIER E. (1972) - Un modèle d'organisation de la zone à haute énergie en plate-forme carbonatée. L'exemple du Jurassique du Périgord. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, série D, p. 1473, 1 fig.

CASSOUDEBAT M., PLATEL J.-P. (1976) - Sédimentologie et paléogéographie du Turonien de la bordure septentrionale du Bassin aquitain. *Bull. BRGM*, (2), section I, n°2, p. 85-102, (résumé de la thèse de doctorat de 3e cycle, Université de Bordeaux III, 1973).

CHAUSSIER J.-B. (1961) - Etude géologique du Lias inférieur et moyen de la région de Nontron (Dordogne). Thèse de 3e cycle, Bordeaux, 70 p., 10 cartes à 1/25 000, 20 pl.

DEBENATH A. (1972) - Recherche sur les terrains quaternaires charentais et les industries qui leur sont associées. Thèse doctorat d'Etat, Université de Bordeaux.

DELFAUD J. (1969) - Essai sur la géodynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse doctorat ès-sciences, Bordeaux.

FLEURIOT DE LANGLE P. (1964) - Analyse stratigraphique du Cénomanién et évolution de la bordure nord-aquitaine. D.E.S., Bordeaux, p. 68.

GLANGEAUD Ph. (1898-1899) - Comptes rendus des collaborateurs. Feuille de Périgueux. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 9, vol. 59, p. 82 ; *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 10, vol. 63, p. 76 ; *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 11, vol. 73, p. 41.

GLANGEAUD Ph. (1897) - Le Jurassique à l'Ouest du plateau central. Contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le Bassin aquitain. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 8, n° 50, p. 1-262, 45 fig.

MARIONNAUD J.-P. (1965) - Etudes géologiques des formations du Lias supérieur charentais. Thèse de 3e cycle, Bordeaux.

SERONIE-VIVIEN M., MAGNE J., MALMOUSTIER G. (1961) - Le Lias des bordures septentrionale et orientale du Bassin d'Aquitaine. *Mém. BRGM*, n°4, Colloque sur le Lias français, Chambéry, p. 757-818, 4 pl., 3 tab., 7 fig.

### **Substances minérales**

Archives missions locales BRGM.

Archives du Service des mines, dans Archives départ. Dordogne (19e siècle).

Archives Cie roy. astur. des mines (1959-1960).

A. CAILLAUX (1875) - Tableau général et description des mines métall. et des combust. minéraux de la France.

J.-B. CHAUSSIER (1961) - Etude géologique du Lias inférieur et moyen de la région de Nontron (Dordogne). Thèse.

J. CONSTANS (1960) - Rapport BRGM, inédit.

H. COQUAND (1858) - Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente.

A. LACROIX (1895) - Minéralogie de la France.

J. LOUGNON (1964 à 1969) - Rapports BRGM, inédits.

M. MATHIEU (1955) - Note inédite.

E. PEYRONNET (1958) - Les anciennes forges du Périgord.

### **Cartes géologiques de la France à 1/80 000**

Feuille *Rochechouart* (163) :

— 1ère édition (1901), par V. Le Verrier, Ph. Glangeaud.

— 2e édition (1967), par S. Caillère, F. Kraut, J. Gandillot, J. Prouvost.

### **Carte géologique de la France à 1/50 000**

Feuille *Châlus* (1981), par R.-P. Menot, J. Mondy, C. Carré, M. Chenevoy, C. Marquaire, B. Briand, J. Chamayou, G. Guyonnaud, M. Recoing.

### **Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000**

Feuille *Bordeaux* (1984), coordination par J. Méloux.

## *ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES TOTALES, ÉLÉMENTS MAJEURS*

### **Série paradérivée**

1. Paragneiss anatectique, Ouest de Bussière-Badil (X = 464,10 ; Y = 73,90). An. BRGM.

2. Paragneiss micacé, la Forge, au Nord-Ouest de Montbron (X = 458,20 ; Y = 77,30). An. BRGM.

### **Granites à cloisons de biotite et sillimanite (Roussines)**

3. Moulin de Roussines (X = 466,20 ; Y = 81,40). An. BRGM.
4. Moulin de Roussines (X = 466,25 ; Y = 81,40). An. DST Lyon, in Ch. Carré, 1973.

### **Granites leucocrates à petite muscovite et silicates d'alumine**

5. Près de Tartou (X = 462 ; Y = 74). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1977.
6. Près de la Montecaille (X = 464 ; Y = 76). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1977.
7. Près de la Forge de Lavallade (X = 466 ; Y = 79). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1977.
8. Près de Chez Mathias (X = 465,10 ; Y = 78,80). An. ENSM St-Etienne, in Ch. Carré, 1973.
9. Près de la Borderie (X = 462,5 ; Y = 78,5). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1977.
10. Près de la Borderie (X = 462 ; Y = 78). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1977.
11. Près de la Borderie (X = 463,75 ; Y = 78,30). An. ENSM St-Etienne, in Ch. Carré, 1973.
12. Près du Masveyraud (X = 471 ; Y = 79). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1977.
13. Près de Leymeronie (X = 471 ; Y = 78). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1977.

### **Granite à gros grain et grandes muscovites (Saint-Mathieu)**

14. Près de Maisonnais-sur-Tardoire (X = 473 ; Y = 80,50). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1977.

### **Granite de Piégut-Pluviers, grain moyen à grossier**

15. Près d'Augignac (X = 472,40 ; Y = 66,60). An. DST Lyon, in Ch. Carré, 1973.
16. Carrière de Piégut-Pluviers (X = 470,55 ; Y = 70,35). An. BRGM.
17. Près de la Barrière (X = 469,55 ; Y = 76,50). An. DST Lyon, in Ch. Carré, 1973.
18. Près de Poperdu (X = 470 ; Y = 63,4). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1978.
19. Près de Luclas (X = 472,8 ; Y = 73,4). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1978.

### **Granite de Piégut-Pluviers, grain fin**

20. Carrière, près des Blancs (X = 467,75 ; Y = 70,35). An. BRGM.
21. Près des Blancs (X = 468 ; Y = 69,5). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1978.
22. Près de Barraud (X = 468 ; Y = 69,5). An. CRPG Nancy, in J.-P. Dutreuil, 1978.

**Granite de Piégut-Pluviers, faciès porphyroïde**

23. Près de Lacaujamet (X = 469 ; Y = 74). An. ENSM St-Etienne, *in* Ch. Carré, 1973.

24. Près de Lauterie (X = 470 ; Y = 72). An. CRPG Nancy, *in* J.-P. Dutreuil, 1978.

**Granite de Piégut-Pluviers, faciès microgrenu**

25. Près de Ludieras (X = 466,95 ; Y = 78,90). An. BRGM.

**Microgranite en filons**

26. Carrière du Moulin du Maine-Pachou (X = 460,30 ; Y = 75,6). An. BRGM.

**Microdiorites quartziques en filons**

27. Près de Villautrange (X = 465 ; Y = 78,10). An. BRGM.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	67,30	68,30	71,10	71,94	72,34	74,08	69,51	69,45	70,90	74,35	68,87	73,66	73,89	74,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	15,60	15,20	15,32	14,72	13,96	14,74	15,50	15,40	13,60	15,60	14,51	15,02	14,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	0,62	1,27	0,98	1,19 <sup>(T)</sup>	1,09 <sup>(T)</sup>	4,20 <sup>(T)</sup>	1,09	0,98 <sup>(T)</sup>	0,39 <sup>(T)</sup>	1,19	0,79 <sup>(T)</sup>	0,99 <sup>(T)</sup>	0,79 <sup>(T)</sup>
FeO	4,15	3,27	0,93	0,14	-	-	-	0,63	-	-	0,60	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,58	0,18	0,16	0,14	0,04	0,41	0,33	0,14	0,04	0,35	0,02	0,06	0,04
MnO	0,05	0,07	0,02	0,06	0,02	0,01	0,05	0,08	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02
CaO	1,45	0,66	0,78	0,84	0,49	0,50	0,44	0,63	0,44	0,49	1,04	0,79	0,49	0,39
MgO	2,60	1,51	0,38	0,38	0,59	0,20	1,85	0,55	0,64	0,59	0,74	0,25	0,59	0,30
Na <sub>2</sub> O	2,92	3,59	3,31	4,00	3,30	3,17	3,10	4,00	3,20	2,74	4,10	4,01	3,71	3,44
K <sub>2</sub> O	3,09	3,51	4,87	5,40	5,33	5,35	2,68	5,35	5,67	5,76	5,50	3,41	4,69	4,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,21	0,15	0,08	-	-	-	tr	-	-	0,01	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,39	1,77	1,78	1,11	1,18	0,96	2,37	1,16	1,36	1,46	1,28	1,26	1,21	1,27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,08	0,02	0,32	-	-	-	0,16	-	-	0,15	-	-	-
Total	100,38	99,77	99,99	100,73	99,80	99,36	99,35	98,93	98,75	99,44	98,28	98,72	100,67	100,74

<sup>(T)</sup> = fer total

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO <sub>2</sub>	71,62	70,40	69,60	70,40	71,10	71,60	70,10	73,80	70,06	69,90	63,70	72,00	60,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,32	15,04	14,53	14,80	14,90	15,15	15,50	14,20	15,74	15,10	15,74	14,20	15,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,88	0,96	2,32 <sup>(T)</sup>	2,10 <sup>(T)</sup>	0,76	2,77 <sup>(T)</sup>	0,99 <sup>(T)</sup>	0,73	2,10 <sup>(T)</sup>	1,04	0,45	0,90
FeO	2,28	1,44	1,32	-	-	1,22	-	-	1,50	-	3,60	1,30	4,63
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,32	0,54	0,38	0,35	0,29	0,52	0,10	0,52	0,35	0,56	0,28	0,79
MnO	0,09	0,06	0,04	0,08	0,06	0,05	0,04	0,04	0,02	0,06	0,08	0,04	0,10
CaO	1,92	2,08	2,66	1,88	1,59	1,54	2,02	0,39	2,16	1,63	4,21	0,90	4,25
MgO	0,89	1,03	1,33	1,43	0,99	0,76	1,03	0,44	1,15	1,28	3,55	0,88	5,04
Na <sub>2</sub> O	3,42	3,65	3,45	3,41	3,57	3,53	3,46	3,62	4,00	3,46	3,36	3,20	3,44
K <sub>2</sub> O	3,48	3,78	3,50	3,66	3,77	4,17	3,90	4,41	4,30	3,95	2,67	4,60	2,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,10	0,02	-	-	0,17	-	-	tr	-	0,12	0,12	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,50	0,67	1,24	1,17	0,76	0,68	1,04	0,82	0,67	1,05	0,87	1,10	1,85
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	0,12	0,04	-	-	0,02	-	-	0,12	-	0,05	0,08	0,16
Total	99,20	99,57	99,23	99,53	99,22	99,94	100,38	98,91	99,53	99,25	99,55	99,55	100,30

<sup>(T)</sup> = fer total

**COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES**

Commune Lieu-dit	Chazelles	Chazelles	Montbron	Montbron Linleau	Montbron St <sup>e</sup> Catherine	Montbron Grignol	Vouthon	Varaignes	Varaignes	Varaignes	Varaignes	Varaignes	Varaignes
N° archivage SGN : 710-	1-1	1-2	2-1	2-2	2-3	2-4	2-5	6-7	6-8	7-23	7-25	7-26	7-27
x	446,70	446,20	455,7	455,7	455,5	454,750	453,55	458,430	458,480	459,9	460,010	459,61	459,700
y	73,50	73,50	72,8	73,2	72,5	74,800	76,30	68,418	68,474	66,70	66,750	67,00	67,903
z	+ 90	+ 87	+ 175		+ 183	+ 135	+ 100	+ 170,2	+ 171,9	+ 160,4	+ 157,3	+ 166,7	+ 166,95
Quaternaire	*	*					*	*					
Oxfordien	13,8	9,0											
Bathonien			*										
Bajocien			27,4	*	*	*	3,2		*	*	*	*	*
Aalénien			97,5	68,5	114,0				10,2	121,3			139,6
Toarcién			111,95	79,5	123,0	65,4	35,0		117,9	12,6	126,9	27,8	142,3
Domérien			123,0	91,8	131,0	106,3			135,3	25,5	146,9	43,5	157,6
Carixien			127,0	97,0	136,8								
Hettangien			130,0	100,0	141,5			1,4	139,7	28,9	150,7	44,9	161,0
Formation de base (grès)							126,0			33,8	162,3	59,8	174,6
Socle					163,0	138,0	137,0	19,0	162,3	37,5	167,5	67,7	182,3
Profondeur en m	21,80	19,00	154,80	121,10	166,10	env. 150	137,5	22,8	164,75	40,55	168,33	70,29	183,86

d'après la Banque des données du sous-sol du BRGM

\* Indique le niveau dans lequel a débuté le sondage.

Les profondeurs en mètres indiquent le toit des étages.

## **DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES**

La Banque des données du sous-sol du BRGM 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 la Charente, au SGR Poitou-Charentes, place des Templiers, ZAC de Beaulieu, 86 000 Poitiers ;
- pour le département de la Dordogne, au SGR Aquitaine, avenue du Docteur Albert Schweitzer, 33 600 Pessac ;
- ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75 005 Paris.

## **AUTEURS DE LA NOTICE**

**J.-P. FLOCH**, maître de conférences à l'Université de Limoges pour les terrains métamorphiques et éruptifs.

**G. LE POCHAT**, ingénieur géologue au BRGM, pour le Lias, le Tertiaire et le Quaternaire.

**G. LE POCHAT**, pour le Jurassique moyen et supérieur à partir des rapports de l'Institut de Géodynamique de Bordeaux III.

**J.-P. PLATEL**, ingénieur géologue au BRGM, pour le Crétacé supérieur.

**M. RECOING**, ingénieur géologue, pour les substances minérales.

L'hydrogéologie est extraite de l'*"Evaluation des ressources en eau du département de la Dordogne"* (rapport BRGM 71 SGN 205 AQ1).