

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

ARGENTON- SUR-CREUSE

par

M. COHEN-JULIEN, J.M. QUENARDEL,
G. LEROUGE, J. LORENZ, J.J. MACAIRE,
P. FREYTET, P. MAGET, S. DEBRAND-PASSARD

ARGENTON-SUR-CREUSE

La carte géologique à 1/50 000
ARGENTON-SUR-CREUSE est recouverte
par la coupe AIGURANDE (N° 144)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000



Saint-Gaultier	Velles	Ardentes
Belâbre	ARGENTON- SUR-CREUSE	La Châtre
Saint-Sulpice- les-Feuilles	Dun-le- Palestel	Aigurande



MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ARGENTON-SUR-CREUSE À 1/50 000**

par

**M. COHEN-JULIEN, J.M. QUENARDEL,
G LEROUGE, J. LORENZ, J.J. MACAIRE,
P. FREYTET, P. MAGET, S. DEBRAND-PASSARD**

1998

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

pour la carte : QUENARDEL J.M., LEROUGE G, ROLIN P., COHEN-JULIEN M., LORENZ J., CHEVALLIER E., MERLIN D., MILLET D., GÉLY J.P, MICHAUX J.P., BAVOUZET F, MACAIRE J.J. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Argenton-sur-Creuse (593). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Cohen-Julien *et al* (1998), 168 p.

pour la notice : COHEN-JULIEN M., QUENARDEL J.M., LEROUGE G, LORENZ J., LORENZ C, MACAIRE J.J., FREYTET R, MAGET R, DEBRAND-PASSARD S. (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Argenton-sur-Creuse (593). Orléans : BRGM, 168 p. Carte géologique par J.M. Quenardel *et al* (1998).

© BRGM, 1999. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1593-4

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
RÉSUMÉ - ABSTRACT	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	10
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS</i>	
<i>D ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	14
DESCRIPTION DES ENSEMBLES STRUCTURAUX	17
DESCRIPTION DES TERRAINS	33
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET</i>	
<i>MAGMATIQUES (PLATEAU D'AIGURANDE)</i>	33
Formations métamorphiques	33
<i>Unité de Fougères-Culan</i>	33
<i>Unité d'Éguzon</i>	39
<i>Unité de Dun-Gargillesse</i>	69
<i>Unité migmatitique du Pin- Villechiron</i>	77
Formations magmatiques	83
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	87
Terrains secondaires	87
Terrains tertiaires	94
Formations superficielles plio-quadernaires	98
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS	
GÉOLOGIQUES	103
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	116
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	143
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	143
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	144
<i>CARRIÈRES, GÎTES MINÉRAUX</i>	147
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	149
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>	149
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	149
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	149
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	149

AUTEURS	160
ANNEXES	161
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	163
<i>TABLEAU DE CORRÉLATION DES UNITÉS LITHOSTRUCTURALES</i>	166

HORS TEXTE

*FIGURE - ÉVÉNEMENTS ET PHASES TECTONO-
MÉTAMORPHIQUES*

*TABLEAU 2 - ÉVOLUTION TECTONIQUE DU DOMAINE
DU PLATEAU D'AIGURANDE*

RÉSUMÉ

La feuille Argenton-sur-Creuse à 1/50 000 chevauche, au Nord, le bassin de Paris et, au Sud, le Massif central. Son originalité se traduit par la superposition de ces deux entités qui montrent des paysages différents : au Sud, le socle cristallin forme une pénéplaine qui s'élève lentement vers le Sud et présente des dénivelées relativement fortes liées à l'encaissement de la Creuse ; au Nord, une région beaucoup moins accidentée, constituée par les formations sédimentaires du bassin de Paris qui viennent reposer sur le socle métamorphique.

C'est une région argileuse et bocagée, présentant un habitat peu dense et dispersé, qui, pendant la période estivale est grossi par l'afflux de touristes.

Les plus anciennes formations sédimentaires affleurant, appartiennent peut-être au Trias et plus sûrement au Jurassique inférieur et moyen. Le Tertiaire est représenté par des formations terrigènes et les dépôts les plus récents sont les alluvions quaternaires étagées en terrasse le long de la vallée de la Creuse. Ces sédiments, horizontaux, viennent reposer en transgression sur un socle paléozoïque intensément tectonisé, constitué par l'empilement de nappes de charriage métamorphiques, à métamorphisme inverse. Ces unités lithostructurales, faiblement pentées, sont recoupées par des leucogranites varisques.

ABSTRACT

The 1:50 000 scale map of Argenton-sur-Creuse straddles both the Paris Basin and the northern part of the Massif Central. Its originality springs from the juxtaposition of these two contrasting landscapes. In the south, the eroded peneplane of crystalline basement rises gently towards the south deeply grooved by the Creuse river. In the north, a far less grooved area, the sedimentary formations of the Paris Basin lie directly on the metamorphosed basement.

This is a clayey, marshy area of shrubs and bushes, with a sparse and well dispersed population which is greatly enhanced by the influx of tourists during the summer season.

The oldest sediments may perhaps belong to the Triassic, although they are more definitely Lower and Middle Jurassic. The Tertiary is represented by terrigenous sediments while the most recent deposits, Quaternary alluvium, form raised terraces along the length of the Creuse valley. These horizontal (Tertiary and Jurassic) sediments sit transgressively on intensely deformed

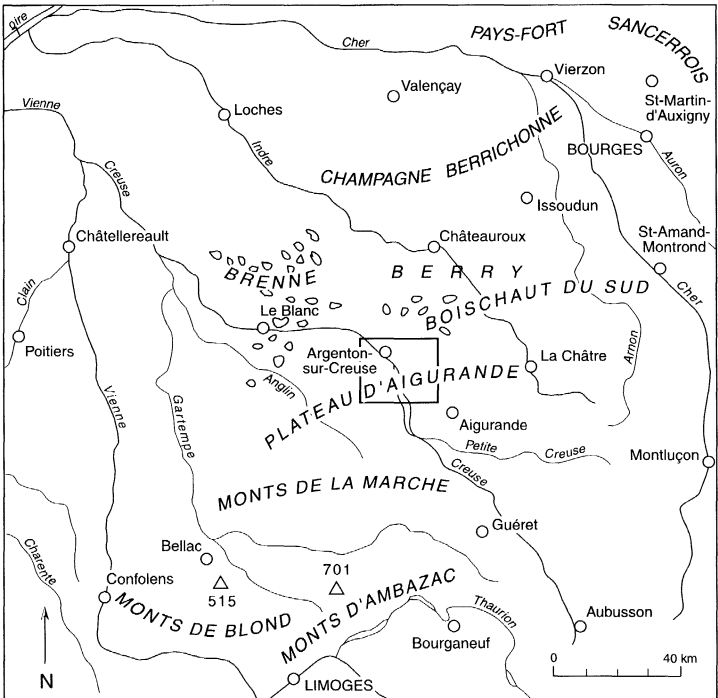


Fig. 1 - Localisation géographique

Paleozoic basement comprising an inverted metamorphic succession of nappes with gentle dips. This piling is cut by later variscan leucogranites.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Argenton-sur-Creuse est située dans le département de l'Indre. Elle est remarquable car elle s'inscrit sur deux entités géographiques majeures, le bassin de Paris et le Massif central, qui s'ordonnent grossièrement de part et d'autre d'une diagonale orientée SW-NE. La partie nord-occidentale de la carte s'étend sur le Sud du Boishaut berrichon, dépression argileuse bocagée, limite méridionale du bassin de Paris, et la partie sud-orientale de la carte couvre le secteur nord-ouest du plateau d'Aigurande, premier massif cristallin du Massif central, situé en bordure du Limousin.

Ces deux domaines définissent des paysages différents :

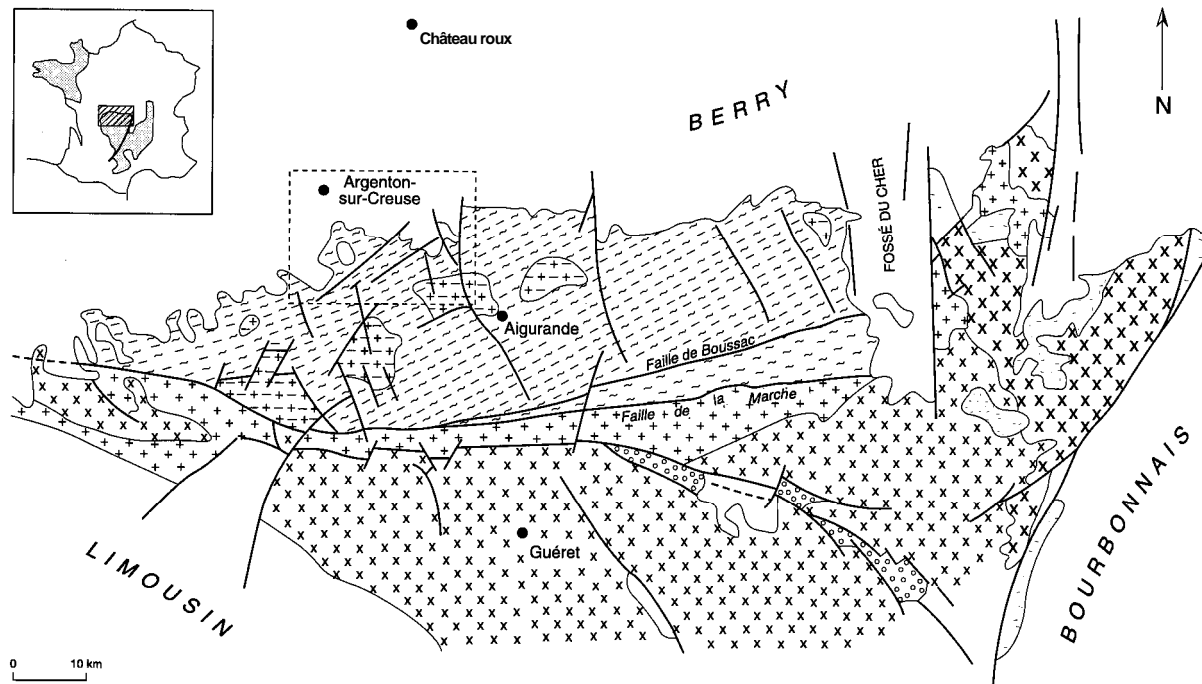
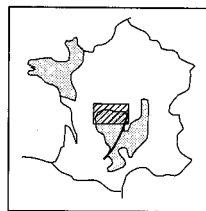
- une pénéplaine, développée sur le plateau d'Aigurande, qui s'élève doucement, du Nord au Sud, depuis 200 m, en bordure du bassin de Paris, jusqu'à 400 m environ au pied du talus granitique de la Marche. Ce talus, véritable frontière géographique, est situé sur la carte qui se trouve immédiatement au Sud (Dun-le-Palestel) ; il domine de 200 à 250 m le plateau d'Aigurande et le sépare des monts Blond et d'Ambazac (fig. 1).

Cette pénéplaine présente des dénivelées importantes car elle est entaillée par un réseau de vallées orientées pour la plupart NNW-SSE. La Creuse, artère principale de ce réseau, encaisse ses méandres de 100 à 150 m sous la surface topographique moyenne du plateau. De nombreuses terrasses étagées jalonnent le parcours actuel de ce cours d'eau, surtout entre Cluzion et Argenton. Certaines sont perchées, témoignant d'un enfoncement sur place récent du cours de la Creuse, surcreusement probablement dû à un rajeunissement de la pénéplaine ;

- une région reposant sur les formations sédimentaires, au relief plus doux, bien moins accidenté. La Creuse ainsi que l'Auzon et la Bousanne restent encore encaissées, mais dans des proportions moindres. Seules les cuestas du Lias et du Jurassique moyen apportent quelques éléments de relief à cette dépression argilo-marneuse.

Le point le plus élevé se situe à Montchazeaux (385 m) au Sud-Est de la feuille et le point le plus bas, au niveau de la Creuse à Saint-Marin (104 m) au Nord-Ouest.

C'est une région verte et humide où le brouillard est souvent fréquent à la mauvaise saison (surtout dans la vallée de la Creuse). Elle doit sa pluviométrie importante (800 mm/an) à sa position géographique : le socle



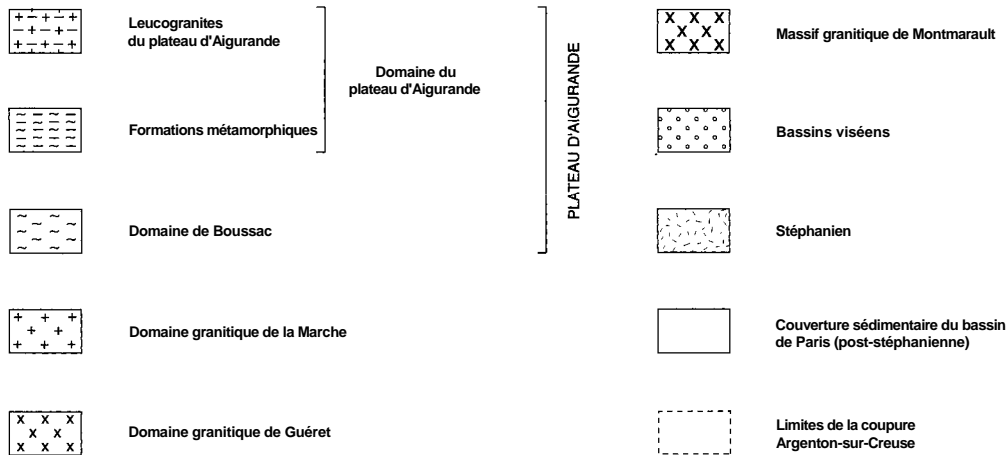


Fig. 2 - Le domaine du plateau d'Aigurande et son contexte géologique

jouant le rôle de barrière septentrionale du Massif central. Les hivers sont frais et peu rigoureux et l'été peut être très chaud (moyenne des températures : 3,5°C en janvier et 19°C en juillet).

Lorsque les coordonnées de points remarquables sont données dans le texte qui suit, le référentiel utilisé est le quadrillage kilométrique Lambert Nord (zone centrale).

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La dualité observée dans la géographie de ce secteur, est sous-tendue par la géologie. En effet sur cette carte apparaissent deux domaines géologiques majeurs : le bassin de Paris, au Nord-Ouest et le Massif central français, au Sud-Est (fig. 2).

Le Bassin parisien est un bassin sédimentaire constitué par l'accumulation de sédiments déposés depuis le Permien, pendant l'ère secondaire (Mésozoïque) et l'ère tertiaire (Cénozoïque) entre 200 Ma et 1 Ma sur un socle paléozoïque.

Le Massif central représente en partie les formations hercyniennes en France. Ce massif est constitué de terrains métamorphiques et magmatiques dont l'âge va du Précambrien (supposé) au Carbonifère. Il correspond à la chaîne de montagnes qui s'est formée à travers l'Europe à l'ère primaire (Paléozoïque) entre 400 et 300 Ma (Dévonien et Carbonifère).

Les sédiments mésozoïques et cénozoïques du bassin de Paris viennent en transgression sur les formations paléozoïques métamorphiques du Massif central et sur des sédiments terrigènes (Trias ?) provenant de l'érosion de ce socle. Un des aspects intéressants de cette carte est qu'elle montre le contact remarquable entre ces deux entités majeures. Ce contact est bien observable à 5 km environ au SSE d'Argenton-sur-Creuse, sur le chemin communal, entre Auvergne et les Granges, et est figuré par un astérisque sur la carte comme point remarquable.

Le socle métamorphique du bassin de Paris

Il forme ce qu'on dénomme géographiquement le plateau d'Aigurande. Ce plateau se subdivise en deux domaines géologiques majeurs : le **domaine du plateau d'Aigurande** (sur lequel est en partie positionnée la carte Argenton-sur-Creuse) et le **domaine de Boussac** (situé plus au Sud et à l'Est, en dehors des limites de la feuille ; voir fig. 2). Ces deux domaines, différents par leur nature lithologique et par leur histoire tectono-métamorphique, ont, selon les auteurs récents, été structurés par une histoire géody-

namique complexe qui s'étale sur plusieurs épisodes : les plus précoces seraient ordoviciens, voire plus anciens (cambriens ?) et les plus tardifs dateraient du Permien. Le plateau d'Aigurande est limité au Sud par les domaines granitiques de la Marche et de Guéret (Quenardel *et al.*, 1984a,b,c.).

Le **domaine du plateau d'Aigurande** résulte de l'empilement de nappes métamorphiques cisailantes (de 2^e genre), ployées en une vaste antiforme, aux flancs peu inclinés, dont l'axe est sensiblement orienté E-W. La vergence de ces nappes est discutée (cf. infra, au chapitre « Travaux antérieurs »), mais pour les auteurs de la carte Argenton-sur-Creuse, les critères microtectoniques observés dans ce bâti montrent d'une part un déversement du Sud-Ouest vers le Nord-Est pour au moins trois des nappes qui le constituent et, d'autre part, un déversement du Sud-Est vers le Nord-Ouest pour la nappe qui constitue la partie basale de l'empilement. La partie la plus profonde de l'édifice de nappes est recoupée par des leucogranites à deux micas qui affleurent principalement au cœur de l'antiforme.

Cet édifice cristallophyllien offre de plus un bel exemple de métamorphisme inverse : les nappes situées à la base géométrique du bâti montrent un degré de métamorphisme plus faible que celles situées au sommet.

Seul le flanc nord de cette antiforme et une partie de la zone charnière sont représentés sur la coupure Argenton-sur-Creuse. Les séries métamorphiques qui les constituent couvrent la moitié sud-orientale de la feuille. Les massifs leucogranitiques tardifs qui jalonnent l'axe de l'antiforme sont représentés par les massifs d'Orsennes et de Méasnes qui affleurent dans l'extrême coin sud-oriental de la carte, ainsi que par le petit massif leucogranitique des Feuilletts, situé un peu plus au Nord, et par quelques pointements moins importants.

La succession tectono-lithologique de l'édifice métamorphique qui constitue le domaine du plateau d'Aigurande est schématiquement synthétisée (Quenardel et Rolin, 1984) sur la figure 3. Cette succession de séries ortho- et paradérivées, à métamorphisme globalement inverse, résulte donc de l'empilement de nappes de charriages. On distingue de bas en haut dans cet édifice :

- l'**unité de Fougères-Culan**, micaschisteuse, séparée par le *chevauchement de Chambon* de :
- l'**unité d'Éguzon**, essentiellement gneissique et séparée par le *chevauchement de Gargillesse* de :
- l'**unité de Dun-Gargillesse**, gneissique, séparée par le *chevauchement des migmatites* de :
- l'**unité migmatitique du Pin-Villechiron**.

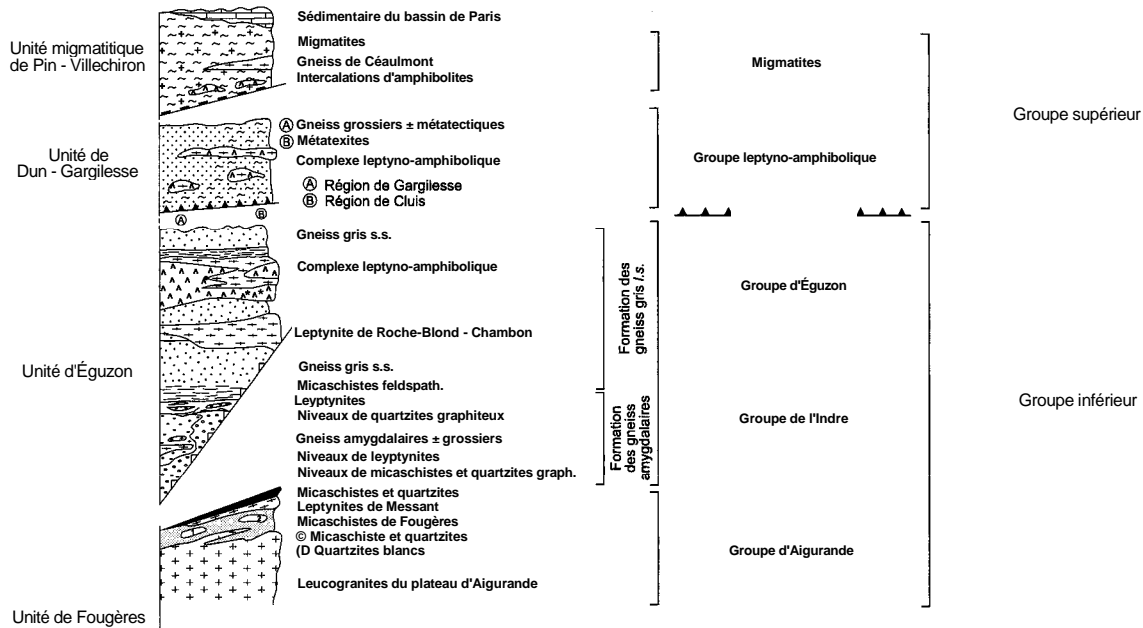


Fig. 3 - Colonne lithostructurale (Quénardel et Rolin, 1984)
 Les corrélations avec la colonne lithostructurale établie à partir des levés de La Châtre, par Faure *et al.* 1990, pour le plateau d'Aigurande, sont données dans les deux colonnes de droite

On peut remarquer que cette succession tectono-lithologique diffère sensiblement de celle établie sur La Châtre à 1/50 000 (Fraisie *et al.*, 1987) située immédiatement à l'Est. En 1990, M. Faure *et al.*, présentent, à partir de cette dernière carte, une colonne lithostructurale synthétique du plateau d'Aigurande qui propose aussi quelques modifications quant à la composition de ces séries et à l'interprétation donnée par J.M. Quenardel et P. Rolin (1984) (fig. 3). Ces auteurs ne distinguent au sein de ce bâti de nappes que deux unités lithostructurales séparées par un contact anormal majeur :

- le bloc inférieur, composé du Groupe d'Aigurande (unité de Fougères-Culan) et du Groupe de l'Indre (qui correspond à l'unité d'Eguzon) ;
- l'ensemble supérieur, composé d'un groupe leptyno-amphibolique et des migmatites (équivalent de l'unité de Dun-Gargillesse et de l'unité migmatitique). Signalons ici pour une meilleure compréhension du texte, que l'appellation « plateau d'Aigurande » utilisée par M. Faure *et al.* (*ibid.*) couvre en fait le « domaine du plateau d'Aigurande » défini par J.M. Quenardel et P. Rolin en 1984.

La description des terrains affleurant sur cette feuille est fondée sur la colonne lithostructurale établie par P. Rolin en 1981 et affinée par J.M. Quenardel et P. Rolin (1984). Elle résulte de la compilation des nombreuses données qui ont servi à élaborer la carte présentée ici, et des travaux de P. Schmitt *et al.* (1984) et de G Lerouge *et al.* qui vérifient dans ce secteur et dans tout le plateau d'Aigurande (communication orale de G Lerouge, 1996) la lithostratigraphie et la cinématique avancées par J.M. Quenardel et P. Rolin en 1984. Les interprétations de M. Faure *et al.* (1990) sont toutefois rappelées lorsqu'elles ne sont pas en accord avec celles des auteurs de cette feuille.

La vallée de la Creuse offre une excellente coupe (Rolin, 1981 ; Schmitt, 1982) où l'on peut observer la succession de tous les faciès constituant ces unités et en déduire leurs limites tectoniques. Il faut cependant signaler des variations, de part et d'autre de l'axe antiforme, dans l'épaisseur et dans la composition fine des séries ; l'ordre de succession des unités restant toutefois identique. Il est important de noter que parmi toutes les cartes géologiques qui couvrent le plateau d'Aigurande, seules les coupures Argentonsur-Creuse et La Châtre montrent les quatre nappes présentées plus haut. En effet les cartes voisines, situées plus au Sud représentent surtout le flanc sud de l'antiforme, et certaines unités sont, du fait de la tectonique, fortement amincies, voire même parfois inexistantes ou, du fait de la morphologie, peu ou pas observables.

Les formations sédimentaires du Sud du bassin de Paris

Sur le socle métamorphique qui affleure au Sud de la feuille se développent, en transgression, des formations sédimentaires mésozoïques carbonatées et terrigènes. Elles sont précédées de dépôts continentaux (Trias ? Hettangien ?) et surmontées d'épandages détritiques cénozoïques et continentaux. Ce secteur sédimentaire est constitué de bas en haut par :

- des *formations d'âge secondaire*. Après les dépôts détritiques de base, continentaux, provenant de l'érosion des reliefs hercyniens et difficiles à dater (sommet du Trias ? ou Lias inférieur ?), la série passe à des calcaires puis à des marnes et argiles. Ces formations du Jurassique inférieur sont largement représentées sur toute la partie nord-est de la feuille et ne montrent un faciès franchement marin qu'à partir du Sinémurien.

Pour le Jurassique moyen, seuls l'Aaléno-Bajocien et la partie inférieure du Bathonien sont représentés ici sous forme de calcaires fins, à silex, à rosettes de calcite, à entroques, oolitiques ;

- des *formations d'âge tertiaire*. L'Eocène supérieur est représenté par de vastes épandages de sables, grès, argiles, marnes et par des dépôts de calcaires lacustres qui viennent en recouvrement sur les formations paléozoïques et mésozoïques dont ils masquent souvent les contours.

Dans l'angle nord-est de la feuille, on observe des sédiments argileux attribués à l'Oligocène ? et/ou au Pliocène ?

- des *formations quaternaires* constituées par des limons et des formations d'altération sur les plateaux ainsi que par des alluvions dans les vallées.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le secteur métamorphique

Les formations métamorphiques du plateau d'Aigurande ont depuis longtemps été considérées comme un anticlinorium (Bouloton, 1974 ; Delorme et Emberger, 1949 ; Rolin, 1981). Du fait de l'inversion de métamorphisme observée dans cette structure (Boineau et Nicaise, 1950 ; Delorme et Emberger, 1949), elle a d'abord été interprétée comme le flanc inverse d'un pli couché, à déversement sud, plurikilométrique (Bouloton, 1974 ; Delorme et Emberger, 1949 ; Launay, 1892).

Bien que J. Delorme et A. Emberger signalent en 1949, un décollement sur le flanc nord « entre les migmatites et les gneiss » ; que G. Courty décrive, en 1952 un contact anormal à la hauteur de Chambon et que B. Lasnier (1965) parle de « chevauchement de Chambon », l'hypothèse d'un

ensemble de nappes en plis penniques est la seule retenue par ces auteurs pour modéliser ce bâti. Repoussant l'hypothèse du pli couché, P. Pruvost, *in* Peterlongo, (1953) et J. Lameyre (1963) interprètent cet édifice comme un pli en champignon ou en forme de blague à tabac, dû à l'ascension des granites. En 1980, P. Rolin et J.M. Quenardel proposent, pour expliquer entre autres le métamorphisme inverse observé dans ces séries métamorphiques, un nouveau modèle d'anticlinorium de nappes cisailantes, polymétamorphiques, dans lequel apparaît, en fenêtre, dans l'axe du pli, la partie la plus profonde du bâti, percée par des leucogranites. Pour ces auteurs, l'âge de ces leucogranites serait namuro-westphalien, contemporain de la fin de la phase compressive majeure siluro-dévonienne, et cet épisode magmatique serait donc syn- à post- tectonique. Cette hypothèse nouvelle, déjà pressentie par J. Lameyre (1963), va à l'encontre des théories avancées par J. Delorme et A. Emberger (1949) ainsi que par J. Bouloton (1974) pour qui ces leucogranites seraient totalement post-tectoniques. Par la suite, J.M. Quenardel *et al* (1984a,b,c) étayent et affinent ce modèle d'anticlinorium de nappes en y distinguant une nouvelle unité lithostructurale : l'unité de Dun-Gargillesse.

Cette interprétation nouvelle, quant à la nature des nappes qui constituent le plateau d'Aigurande est, si l'on considère le régime de la déformation, en cohérence avec l'évolution polyphasée antécarbonifère du Massif central déjà pressentie par de nombreux auteurs (Autran, 1974, notice Bourgneuf ; Burg et Marte, 1977 ; Courty, 1952 ; Grolier, 1971 ; Mattauer *et al*, 1988). Ceux-ci admettent pour toute la moitié nord du Massif central la probabilité de grandes nappes-écailles de socle, à corrélérer à une période compressive. La vergence de ces nappes, pour toute cette région, est très discutée (Bouchez et Jover, 1986 ; Burg et Marte, 1978 ; Mattauer *et al.*, 1977 ; Girardeau *et al.*, 1986 ; Ledru, 1988 ; Marte, 1986). Si l'on s'en tient au « domaine du plateau d'Aigurande » les critères de cisaillement, pour J.M. Quenardel et P. Rolin (1984), traduisent, dans les nappes d'Eguzon, de Gargillesse et des migmatites (Lerouge, 1981) un mouvement du Sud-Ouest vers le Nord-Est, cinématique associée au fonctionnement ductile des chevauchements de Dun-Gargillesse et des migmatites au Dévonien moyen. Ces auteurs n'observent pas de marqueurs de cette déformation dans l'unité de Fougères qui constitue la base de la pile de nappes. Par contre, ils y décrivent, ainsi qu'à la base de l'unité d'Eguzon, des critères de cisaillement en accord avec un transport à vergence nord-ouest. Ces dernières structures seraient liées au chevauchement de Chambon lui-même synchrone de la montée des leucogranites, elles seraient donc namuro-westphaliennes. Pour ces auteurs, les deux déformations s'effectuent en raccourcissement. Cette deuxième direction de transport est confirmée par P. Launeau *et al* (1988) qui ont essentiellement travaillé dans le massif leucogranitique de Crozant et dans son encaissant : l'unité de Fougères. Les résultats de E. Lasne (1988) et de M. Faure *et al* (1990) les amènent, rappelons-le, à ne distinguer que deux

unités structurales au sein des formations métamorphiques du plateau d'Aigurande (voir fig. 3) ; leurs travaux portant sur la cinématique des déformations ductiles observées dans ces formations, confirment aussi deux directions de transport successives qu'ils décrivent sur toute l'étendue du plateau d'Aigurande. La première traduirait un déplacement du compartiment supérieur du Nord-Est vers le Sud-Ouest, déplacement qui se ferait en contexte compressif ; la deuxième correspond à un transport en contexte extensif qu'ils associent à la montée des leucogranites situés dans l'axe de l'antiforme. Dans cet ordre d'idée ils remettent en question le caractère compressif du chevauchement de Chambon et le réinterprètent comme une faille normale.

Les travaux en cours, de G. Lerouge *et al.* (communication orale, 1996) menés dans tout le domaine du plateau d'Aigurande, confirment cependant la cinématique avancée par J.M. Quenardel et P. Rolin en 1984 (cf. chapitre suivant et J.M. Quenardel *et al.* (1991).

Le levé des formations métamorphiques de la carte Argenton-sur-Creuse ainsi que de celles des cartes voisines a été lancé par l'université Paris-Sud, le CEA et le Service géologique national entre 1978 et 1985.

Les campagnes concernant ce secteur ont contribué à un programme d'études des formations métamorphiques de la partie nord-occidentale du Massif central. Ces travaux ont donné lieu à de nombreuses thèses et rapports de D.E.A. inédits (voir bibliographie) ; ils ont établi et précisé, en apportant des arguments tangibles, de nouvelles hypothèses concernant ce secteur du Massif central.

Les levés de terrain, accompagnés de nombreuses mesures de microtectonique, ont été effectués au 25 000^e et reportés au 50 000^e. La réalisation de la maquette définitive a aussi tenu compte des levés effectués par P. Rolin pour sa thèse de 3^e cycle (1981) et de ceux réalisés par J.L. Cirrode et C. Lustig (1981) dans le cadre d'un rapport de D.E.A. Les données de terrain ont été exploitées en laboratoire par les méthodes classiques de la géologie structurale (analyse des plans de foliation, plans axiaux, linéations axes de plis, et report sur carte structurale et sur canevas de Schmidt, mesure de l'orientation des axes de quartz, etc.) associées à celles de la pétrographie.

La détermination des faciès lithologiques constituant ce secteur et leur rattachement éventuel à une roche mère ont le plus souvent été précisées par des études géochimiques. L'étude du métamorphisme de ces formations menée conjointement à l'étude lithostratigraphique a permis, associée à d'autres critères lithotectoniques, de mettre en évidence la présence, au sein du bâti cristallophyllien, de nappes cisailantes, définies par leur lithologie, leurs structures particulières et par leurs métamorphismes.

Le secteur sédimentaire

Hormis les levés des cartes au 50 000^e, il existe peu de travaux sur le secteur. Pour le Jurassique nous citerons : Douvillé et Jourdy (1874), Mouterde (1952), Sapin (1967) et Lorenz (1989). Quelques révisions ont également porté sur le Cénozoïque, essentiellement l'Eocène. Donnadiou (1976), Rasplus (1982). Enfin, Macaire (1981) a renouvelé la connaissance des formations quaternaires.

La compréhension de la tectonique des terrains sédimentaires a bénéficié d'effort plus importants. Parmi les travaux récents citons ceux de Debéglija *et al.* (1977) ; Debéglija et Debrand-Passard (1980) ; Debrand-Passard et Gros (1980) ; Debéglija et Weber (1978) ; Freytet *et al.* (1989) ; Lerouge (1984) ; Lerouge *et al.* (1986) ; Lorenz (1980) ; Lorenz (1982) ; Lorenz et Lorenz (1985).

La présente édition de la coupure Argenton-sur-Creuse à 1/50 000 est la première du genre et elle vient présenter les derniers développements de nos connaissances sur cette zone. Elle correspond à la partie nord-orientale de la carte Aigurande au 80 000^e dont la première édition a été publiée en 1893. Une réédition a été publiée en 1938, amenant quelques transformations quant à la tectonique, dans la région qui nous intéresse.

DESCRIPTION DES ENSEMBLES STRUCTURAUX

Dans ce chapitre nous décrirons tout d'abord les ensembles structuraux du bâti métamorphique qui affleure sur le quart sud-oriental de la carte, à savoir ici le domaine du plateau d'Aigurande, puis, nous nous attacherons à la partie sédimentaire du Sud du bassin de Paris qui occupe, rappelons-le, la partie nord-occidentale de la carte.

LE SOCLE MÉTAMORPHIQUE DU BASSIN DE PARIS : DOMAINE DU PLATEAU D'AIGURANDE

Il affleure sur la moitié sud-orientale de la carte et il est constitué de terrains paléozoïques métamorphisés et structurés en nappes cisailantes au cours de l'orogénèse paléozoïque vraisemblablement. Ce bâti cristallophyllien est ployé tardivement en un anticlihorium à axe grossièrement orienté E-W ; des leucogranites westphaliens, alignés dans l'axe de cette structure viennent ensuite le recouper.

Ces formations métamorphiques et magmatiques appartiennent au plateau d'Aigurande de G. Mouret (1922-1923)(1), et plus précisément au domaine du Plateau d'Aigurande défini par J.M. Quenardel *et al.*, (1984 a,b,c) (voir fig. 2).

En effet, au sein du « plateau d'Aigurande » défini par G Mouret, deux domaines sont distingués par J.M. Quenardel *et al.* (1984 a,b,c) : le « domaine du plateau d'Aigurande » qui en constitue la majeure partie, et le « domaine de Boussac » qui forme un coin tectonique situé à l'extrémité sud-orientale de ce plateau. Pour plus de compréhension dans l'exposé, il faut ici signaler que les termes « plateau d'Aigurande » ou « formation du plateau d'Aigurande » employés par Yang Kieh (1932), J. Delorme et A. Emberger (1949) et par J. Bouloton (1974) reprennent la définition de G Mouret et couvrent donc les deux domaines définis plus tard par J.M. Quenardel *et al.* (1984a,b,c) *{supra}*. Par contre l'appellation « plateau d'Aigurande » utilisée plus tard par M. Faure *et al.* (1990) ne recouvre que la définition « domaine du plateau d'Aigurande » de J.M. Quenardel *et al.* (1984a, b, c).

Le domaine du plateau d'Aigurande se poursuit plus au Sud, sur une quinzaine de kilomètres, en dehors des limites de la carte Argenton-sur-Creuse et plus à l'Est jusque dans la région de Culan. Il est limité au Sud-Est par la faille de Boussac, qui le sépare du domaine de Boussac (Quenardel *et al.*, 1984a,b,c), et au Sud-Ouest par la faille de la Marche qui le sépare des domaines granitiques de la Marche et de Guéret première vraie barrière topographique septentrionale du Massif central (fig. 2 et 4).

Le plateau d'Aigurande est situé dans la partie nord-occidentale du Massif central, il est localisé en bordure de la zone interne de l'orogénèse paléozoïque (zone moldanubienne), dans le prolongement des structures varisques du domaine sud-armoricain (Autran et Cogné, 1980 ; Autran et Guillot, 1974 ; Lerouge, 1987). Les deux accidents majeurs orientés, la faille de la Marche qui le délimite et la faille de Boussac qui le compartimente, s'intègrent dans la « zone de cisaillement de la Marche-Combrailles » système cisailant décrochant à nombreux jeux ductiles, repris par une déformation fragile verticale. Cette zone, d'ampleur régionale, se raccorde à l'Ouest à la zone de cisaillement sud-armoricaine et disparaît, à l'Est, dans la région de Hérisson, sous les sédiments du bassin de Paris (Lerouge *et al.*, 1983 ; Lerouge et Quenardel, 1985).

Sur la carte présentée ici n'affleurent que le flanc nord et une partie de la zone charnière de l'anticlinorium qui constitue le domaine du plateau d'Aigurande. Nous différencierons donc d'une part l'empilement de nappes

(1) Cette définition couvre toutes les formations métamorphiques et magmatiques qui sont situées au Nord de l'accident de la Marche (voir fig. 2)

cisailantes, polymétamorphes qui constituent ce flanc nord et d'autre part les massifs leucogranitiques intrusifs, syn- et post-tectoniques qui apparaissent en fenêtre dans la charnière de ce grand pli.

Les unités métamorphiques

Nous distinguons de bas en haut quatre unités lithostratigraphiques : l'unité de Fougères-Culan, l'unité d'Eguzon, l'unité de Dun-Gargillesse et l'unité migmatitique du Pin-Villechiron respectivement séparées par les chevauchements de Chambon, de Dun-Gargillesse et des migmatites (voir schéma structural). Nous adopterons donc cette succession dans la description des ensembles structuraux.

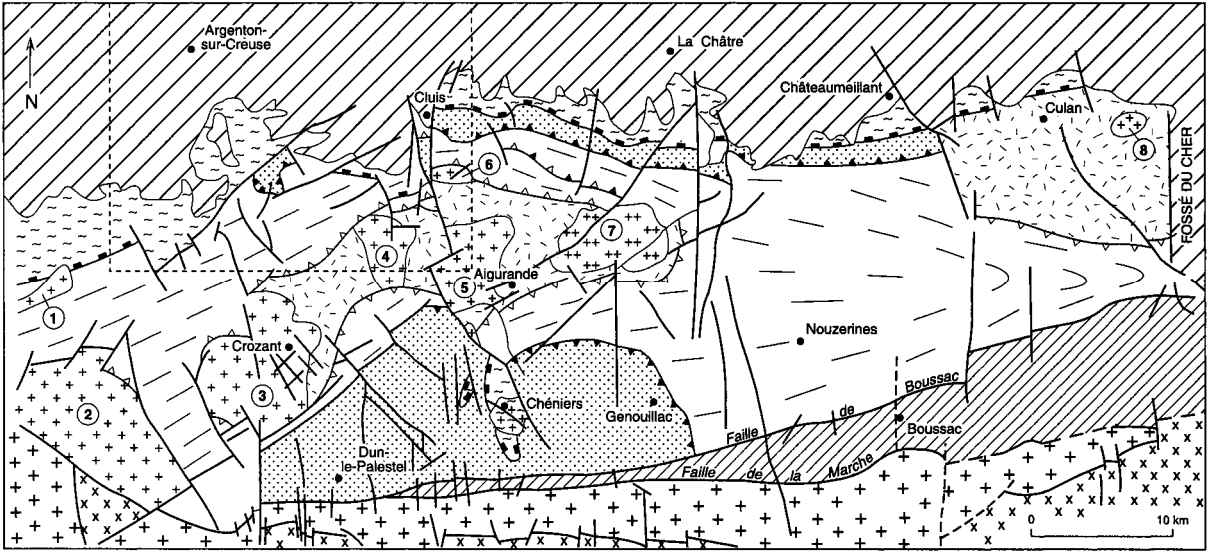
• **Unité ou nappe de Fougères-Culan.** Base géométrique de la série métamorphique du « domaine du plateau d'Aigurande », cette unité, appelée « Groupe d'Aigurande » sur la coupure voisine la Châtre (voir tableau de corrélations en annexe), est essentiellement représentée par une formation micaschisteuse métapélitique banale et monotone : les micaschistes de Fougères, à deux micas et grenat. Ces roches sont surmontées par une leptynite, la leptynite de Messant et par un niveau de micaschistes et quartzites graphiteux. Ce niveau particulier jalonne le chevauchement de Chambon, limite tectonique entre cette unité et celle sus-jacente d'Eguzon.

L'unité de Fougères-Culan a peut-être connu un métamorphisme de degré élevé dans la zone à disthène puis, plus sûrement, un métamorphisme mésozonal à sillimanite, probablement anté-carbonifère. Son originalité vient du fait qu'une phase tectono-métamorphique namuro-westphalienne a occulté toute trace des phases tectono-métamorphiques antérieures (sauf peut-être les reliques de disthène et de sillimanite signalées par certains auteurs).

La paragenèse principale observée dans les micaschistes de cette unité est constituée de biotite, muscovite, almandin, albite et épidote et elle correspond à un sous-faciès du faciès schiste vert (Winkler, 1965). Cette paragenèse est synchrone de la phase namuro-westphalienne et elle est ultérieurement rétro-morphosée en chlorite et muscovite secondaire.

Cette unité montre une schistosité principale plate, subhorizontale (5 à 10° au Nord-Ouest) et une observation plus fine permet d'observer sur certains échantillons une deuxième schistosité pentée de 2 à 5° au Sud-Est. Ces deux plans portent des stries et une linéation d'allongement minéral orientées toutes deux au N130-310. Ces deux éléments linéaires résultent du fonctionnement du chevauchement de Chambon et impliquent toujours les minéraux de la paragenèse principale correspondant au faciès schiste vert ainsi que les phyllites associées à la rétro-morphose.

L'unité de Fougères-Culan occupe en partie, le quart sud-oriental de la carte Argenton-sur-Creuse. La géométrie de cette unité est fortement per-



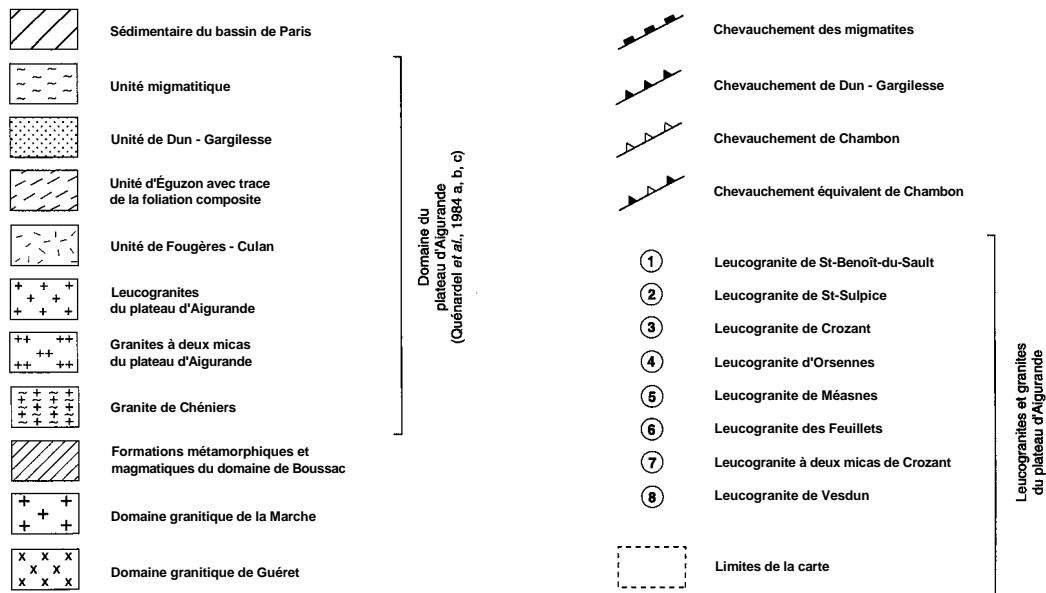


Fig. 4 - Schéma structural simplifié du plateau d'Aiguillon. Localisation des différents ensembles

turbée par les jeux tardifs des failles subméridiennes de Cluis et de Cluis-Dessous. En effet, ces failles, par leurs jeux coulissants et verticaux, délimitent un « coin tectonique » d'une superficie d'environ 15 km², où l'on retrouve, décalés vers le Nord, la formation micaschisteuse de Fougères et le chevauchement de Chambon (voir schéma structural).

• **Chevauchement de Chambon.** Cet accident décrit comme un contact anormal mylonitique par G. Courty en 1952 et B. Lasnier en 1965, fait partie, pour les auteurs de cette carte, des trois accidents majeurs qui affectent le domaine du plateau d'Aigurande et qui traduisent des conditions et des âges de déformation différents. Il sépare le sommet de l'unité de Fougères-Culan de l'unité d'Éguzon et il est jalonné par des micaschistes graphiteux, des mylonites et des lentilles de gneiss, appartenant à l'unité

d'Éguzon, emballées dans des micaschistes (lac Chambon). Il se matérialise par une troncature basale des formations de l'unité d'Éguzon et un léger saut de métamorphisme marque le passage d'une unité à l'autre.

Cet accident chevauchant a fonctionné à la limite des domaines ductiles et fragiles, contrairement aux chevauchements de Dun-Gargilisse et des migmatites (cf. *infra*) dont le fonctionnement majeur se fait en régime ductile. L'importance du déplacement tangentiel correspondant est limité à quelques kilomètres et cet accident semble s'amortir vers l'Est. Le cisaillement s'est effectué en régime compressif et se matérialise par une linéation d'étirement de minéraux et par des stries, ces deux structures étant toutes deux orientées au N130-N310. Le déplacement de l'unité chevauchante s'effectue du Sud-Est vers le Nord-Ouest (Cirodde et Lustig, 1981 ; Rolin et Quenardel, 1980). Cette cinématique a été mise en évidence par des critères de cisaillement (sens de rotation du N130 au N310 de minéraux, rapports d'obliquité entre plans de foliation et plans de microcisaillement « C » et « S », etc.) observés à la fois dans les micaschistes de Fougères, à la base

de l'unité d'Éguzon et à l'apex des massifs leucogranitiques qui affleurent dans l'axe de l'antiforme. P. Launeau *et al.* décrivent en 1988, dans ces leucogranites, des critères de cisaillement (rotation de minéraux, mesures d'anisotropie de la susceptibilité magnétique) qui indiquent la même cinématique.

L'âge de ce jeu cisaillant de l'accident de Chambon peut donc être estimé westphalien (325 à 306 Ma) puisqu'il est contemporain de la mise en place de ces leucogranites. Il pourrait correspondre à un réajustement du « domaine du plateau d'Aigurande » lors du jeu senestre des failles de Boussac et de la Marche occidentale (voir fig. 2) au Westphalien. Le chevauchement de Chambon a dû continuer de fonctionner ultérieurement, lors du refroidissement de ces leucogranites, puisqu'on retrouve dans les bordures de ces massifs des critères de laminage à froid.

M. Faure *et al.* (1990) assimilent pour leur part le chevauchement de Chambon à une faille normale qu'ils associent à une déformation namuro-westphalienne en contexte extensif. Les levés cartographiques menés à l'é-

chelle régionale par les auteurs des cartes voisines (Dun-le-Palestel, Bous-sac et Aigurande) et les travaux en cours menés sur le plateau d'Aigurande par G. Lerouge *et al.* confirment la cinématique avancée par J.M. Quenardel *et al.* En effet si l'on poursuit, à partir du lac de Chambon, une coupe vers le Sud-Est, on retrouve le prolongement de cet accident qui est ici penté vers le Sud-Est et montre une cinématique de faille inverse difficile à interpréter en contexte extensif. De plus, la déformation liée à cet accident a affecté l'unité de Fougères dans son ensemble, de sa base à son sommet et on retrouve des marqueurs de cette déformation jusque dans la partie sommitale des leucogranites ainsi qu'à la base de l'unité chevauchante. Une telle ampleur et une telle intensité observées dans l'empreinte d'une déformation peuvent difficilement être en accord avec le fonctionnement d'une faille normale et ne peuvent être liées qu'au fonctionnement d'une zone cisailante. L'étude des critères de cisaillement menée par les auteurs de cette carte, sur tout le plateau d'Aigurande ainsi que par P. Launeau *et al.* (1988), dans les micaschistes de l'unité de Fougères et dans les leucogranites, a montré que l'accident de Chambon a joué en cisaillement au Namuro-Westphalien.

L'accident de Chambon est donc bien un accident chevauchant, d'ampleur régionale, qui a fonctionné au Namuro-Westphalien en régime compressif. Il a été déformé postérieurement par des structures antiformes et synformes à axes orientés SW-NE et sa géométrie qui semble s'accorder à une définition de faille normale, sur le versant nord de l'antiforme, résulte en fait de la superposition de plusieurs déformations. On ne peut, en tout cas au vu des affleurements dont nous disposons, déduire de la cinématique apparente, un régime tectonique extensif à l'échelle régionale ; cependant, au vu des paragenèses associées à la déformation induite par cet accident, il est certain que l'on commence à entrevoir un régime de désépaississement crustal au moment où cet accident a fonctionné.

Cette interprétation n'exclut pas que ces mouvements ne puissent être qu'une phase de l'histoire tectonique de cet accident et que ce dernier ait pu être repris ultérieurement sous des régimes tectoniques différents.

• **Unité d'Éguzon** (appelée Groupe d'Éguzon sur La Châtre à 1/50 000 (Fraisie *et al.*, 1987) et Groupe de l'Indre par Faure *et al.* 1990 ; voir tableau de corrélations en annexe). Cette unité, lithologiquement plus complexe que l'unité de Fougères-Culan, la surmonte et sa lithologie, quoique plus variée, reste essentiellement gneissique et développe une grande puissance (2 000 m environ au barrage d'Éguzon).

La base géométrique de cette unité est occupée par la formation dite des « gneiss amygdalaires » essentiellement composée de plusieurs variétés de gneiss à amygdales et de leptynites. Ces faciès sont localisés dans les quarts sud-ouest et nord-est de la coupure étudiée.

Cette formation est surmontée d'un ensemble lithologique : les « gneiss gris *l.s.* » où alternent, très irrégulièrement, des niveaux gneissiques métagrauwackeux : les « gneiss gris *s.s.* » et des micaschistes feldspathiques métapélitiques qui montrent des reliques d'un métamorphisme de degré élevé (disthène et sillimanite). Au sein de cet ensemble sommital sont interstratifiés un niveau orthodérivé : la « leptynite de la Roche-Blond et de Chambon », et un complexe leptyno-amphibolique bien développé où on trouve des reliques de métamorphisme de haute pression (éclogites et serpentines).

Plusieurs paragenèses minérales se sont succédé dans les faciès de l'unité d'Eguzon. La première, rarement préservée, pourrait correspondre au faciès éclogite, la seconde, la plus visible, traduit un métamorphisme à disthène-sillimanite. La dernière paragenèse, à chlorite et muscovite secondaire traduit une rétro-morphose, elle est présente dans toute l'unité mais elle est surtout bien marquée à la base, au voisinage du chevauchement de Chambon.

La foliation principale développée dans ces roches est horizontale. Les minéraux sont alignés et étirés suivant une linéation dirigée NE-SW. Les critères de cisaillement tels que le sens de rotation de certains minéraux, le déversement des microstructures et la fabrication des axes « C » du quartz, montrent que cette linéation correspond à un transport du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Une deuxième linéation est visible, très localement (sur des zones métriques à plurimétriques), dans les faciès à la base de l'unité, à proximité du chevauchement de Chambon. Elle est postérieure à la linéation orientée au N50, elle est elle-même orientée au N130-310 et elle est toujours associée aux minéraux de la rétro-morphose (chlorite et muscovite secondaire).

Sur la feuille Argenton-sur-Creuse, cette unité occupe, sur la moitié sud, une bande, large d'une dizaine de kilomètres à l'affleurement, grossièrement orientée SSW-NNE. La géométrie à l'affleurement de cette unité est elle aussi perturbée par le jeu de failles tardives :

- on retrouve dans le coin tectonique délimité par les failles de Cluis et C Luis-Dessous les gneiss gris et les amphibolites décalés vers le haut et, la faille de Cluis est soulignée par un lambeau tectonique de leptynite de Roche-Blond-Chambon (voir schéma structural) ;

- dans la région de Lagedemont, la succession lithologique est modifiée par le jeu tardif de la faille d'Eguzonnet qui met en contact le sommet des gneiss gris *s.s.* et les gneiss amygdalaires occultant les micaschistes feldspathiques et la base des gneiss gris *s.s.* (voir schéma structural).

- ***Chevauchement de Dun-Gargillesse*** Compte tenu de l'utilisation fréquente de cette toponymie (Gargillesse) dans la dénomination de nombreux accidents qui affectent ce secteur, il faut, pour la clarté de l'exposé faire ici une mise au point. P. Delorme et A. Emberger, décrivent en 1949 la « dislocation de Gargillesse » comme un chevauchement qui fait reposer les anatexites et les embréchites sur les gneiss supérieurs et les micaschistes inférieurs. P. Rolin, utilise aussi en 1981 la toponymie « faille de Gargillesse »

pour décrire un accident sub-vertical, tardif, dont on peut suivre le tracé à l'Est jusqu'au hameau de Villeginet (au NNE de Pommier). Cet accident met en contact l'unité des migmatites et l'unité d'Eguzon (voir schéma structural). J.M. Quenardel et P. Rolin proposent à leur tour, en 1984, au vu de critères lithostratigraphiques et métamorphiques, de différencier, au sein du domaine du plateau d'Aigurande, une nouvelle unité : l'unité de Dun-

Gargillesse séparée de l'unité sous-jacente d'Eguzon par un chevauchement qu'ils nomment « chevauchement de Gargillesse ».

Si l'on compare les schémas structuraux de ce secteur établis d'une part par P. Delorme et A. Emberger en 1949 et d'autre part, par les auteurs de la carte Argenton-sur-Creuse, on peut remarquer que le tracé de la « dislocation de Gargillesse » définie dans la région de Gargillesse et décrite tout au long du plateau d'Aigurande par P. Delorme et A. Emberger correspond en fait à trois structures tectoniques distinctes :

- la « faille de Gargillesse », verticale, définie par P. Rolin en 1981 ;
- le « chevauchement des migmatites » et le « chevauchement de Gargillesse » qui ont été définis par P. Rolin (1981) et par J.M. Quenardel et P. Rolin (1984).

Le chevauchement de Gargillesse met en contact les formations gneissiques légèrement migmatitisées de l'unité de Dun-Gargillesse sur les formations gneissiques d'Eguzon qui ne montrent pas de traces de migmatisation et dont le métamorphisme est légèrement différent. On peut suivre le chevauchement d'une part, au niveau du village de Gargillesse et, d'autre part, à l'Est de Cluis ($x = 554,8$; $y = 171,8$), à l'extrémité orientale de la carte Argenton-sur-Creuse.

Ce chevauchement est marqué, au niveau du hameau du Cerisier ($x = 542,4$; $y = 166,75$) par un contact cisailant entre les formations de Dun-Gargillesse et les gneiss gris *l.s.* de l'unité d'Eguzon sous-jacente. Ce contact est souligné par la présence de gneiss grossiers métatectiques. Les observations microtectoniques et l'étude des axes « C » du quartz montrent que le déplacement s'est probablement effectué du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

Cet accident est syn- à tardimétamorphe (de la phase de métamorphisme de degré moyen) car il induit des déformations associées à des cristallisations de sillimanite, de biotite et de muscovite de première génération.. Il est cependant vraisemblablement postérieur à la phase paroxysmale de ce métamorphisme qui se situe dans le domaine de cristallisation du disthène. En effet, on ne peut pas montrer que ce minéral participe aux structures liées à cet accident car, quand on peut l'observer, il n'apparaît qu'en relique dans la muscovite.

La fin de la phase de métamorphisme de degré moyen, responsable aussi de l'amphibolitisation des metabasites, se situe vers 330-332 Ma (datation K/Ar sur amphiboles par J.M. Cantagrel, 1973). Si l'on suppose, comme le préconise cet auteur, que ces âges ont été partiellement rajeunis lors de la

mise en place des leucogranites, la fin de cette phase de métamorphisme serait alors plus ancienne (Dévonien moyen ?). On peut donc proposer un âge dévonien moyen à supérieur au chevauchement de Gargillesse qui serait comme nous le supposons post « climax » de cette phase.

• **Unité de Dun-Gargillesse.** Cette unité est pour l'essentiel constituée de gneiss grossiers à biotite et sillimanite, localement métatectiques. Dans la région de Gargillesse, le long du contact chevauchant, la migmatitisation est importante et les faciès de gneiss sont très métatectiques. Dans le secteur de Cluis, la migmatitisation est encore plus marquée et on est là, en présence de vraies métatexites (au sens de Brown, 1973 et Mehnert, 1974). Ces gneiss contiennent quelques passées, de dimensions non cartographiables, de gneiss gris et de micaschistes.

Des bancs orthodérivés viennent s'intercaler dans cette série gneissique et ils se présentent toujours en association matériel acide-matériel basique ; seules varient les proportions volumétriques de ces matériaux. Ces associations représentées par l'ensemble leptyno-amphibolique de Cluis et par celui du Cerisier-la Mothe, sont très localisées et ne présentent pas de caractère particulier. Mais si l'on se réfère à la carte géologique voisine (cf. Cohen-Julien *et al*, 1989), où l'unité de Dun-Gargillesse est bien mieux représentée (puissance estimée jusqu'à 3 500 m), on peut voir que les associations acides-basiques sont en effet très nombreuses, très diversifiées et accompagnées de lentilles ultrabasiques et de cipolins (Schmitt *et al*, 1984).

Le métamorphisme qui affecte les formations de cette unité est légèrement différent de celui de l'unité d'Éguzon :

- en effet le métamorphisme le plus marqué observé ici correspond à une cristallisation dans le domaine à sillimanite et peut-être à disthène, les reliques de ce minéral étant cependant très rares. On ne trouve pas ici de reliques de métamorphisme de haute pression (éclogites) ;
- la rétomorphose westphalienne est peu ou pas marquée dans ces formations ;
- les faciès de cette unité sont affectés par une migmatitisation qui est plus ou moins marquée, mais réellement présente.

Les gneiss grossiers qui représentent, rappelons-le, l'essentiel, de la lithologie de cette unité, montrent une schistosité principale subhorizontale mais surtout une très forte structuration linéaire orientée N50 qui contraste avec

la structuration essentiellement planaire de l'unité d'Eguzon sous-jacente. L'étude des critères de cisaillement et de la fabrique des axes « C » du quartz indique un sens de cisaillement vers le Nord-Est comme dans l'unité d'Eguzon.

Sur la coupure présentée ici, l'unité de Dun-Gargillesse affleure à l'Est de Cluis avec des faciès très migmatitisés et elle repose par un contact chevauchant sur les faciès de base de l'unité d'Eguzon (les gneiss amygdalaires).

On la retrouve dans la région de Gargillesse avec des faciès grossiers plus ou moins métatectiques et elle est là, en contact anormal sur les gneiss gris de l'unité d'Eguzon. L'unité de Gargillesse n'a pas été reconnue dans la partie occidentale de la feuille.

• ***Chevauchement des migmatites.*** C'est un accident majeur du Massif central septentrional. Il superpose une unité migmatitique à cordiérite sur des unités très peu ou pas migmatitiques. Sur la carte Argenton-sur-Creuse, on peut l'observer à l'extrême Sud-Ouest, au Sud de Parnac et dans le tiers oriental, dans la région du Frûlon ($x = 550,2$; $y = 168,2$) ainsi qu'à l'Est de Cluis. Entre ces deux secteurs, au centre de la feuille, cet accident n'apparaît pas et semble occulté par le jeu de la faille de Gargillesse, plus tardive.

Ce chevauchement est matérialisé par un contact cisailant entre les faciès de base de l'unité des migmatites et les micaschistes et gneiss des unités inférieures (gneiss grossiers de l'unité de Gargillesse, à l'Est, gneiss gris et gneiss amygdalaires de l'unité d'Eguzon à l'Ouest).

Les migmatites situées à la base de l'unité, au voisinage de ce contact, sont fréquemment schistosées ; la surface de schistosité, peu pentée, est souvent gondolée et porte des stries et une linéation orientées au N50. Ce développement de mylonites et de phyllonites est presque constant tout au long de ce chevauchement et les assemblages minéralogiques que l'on y observe montrent que la déformation induite par cet accident s'est développée en conditions syn- à tardimétamorphes de la phase de métamorphisme de degré moyen (faciès amphibolite). Dans le secteur où le chevauchement des migmatites est occulté par le jeu de la faille de Gargillesse et, surtout dans la région du Pin, on peut encore observer, bien qu'on ne voit plus ici la base de l'unité, des migmatites schistosées à foliation peu pentée. Ces mylonites sont de plus, affectées ici par une cataclase intense, vraisemblablement due au jeu de la faille de Gargillesse. Cette cataclase se traduit par une zone de brèches de 60 à 100 m de puissance qui présente de nombreux plans de glissement fortement penté vers le Nord et de minces zones subverticales de roches cataclasées pulvérulentes. Cette brèche qui contient des niveaux graphiteux reprend les structures peu pentées mylonitiques et phyllonitiques.

Les observations microtectoniques indiquent que le déplacement s'est effectué du Sud-Ouest vers le Nord-Est et on peut estimer que ce chevauchement est sensiblement contemporain du chevauchement de Gargillesse probablement Dévonien supérieur ou moyen.

• ***Unité migmatitique du Pin-Villechiron.*** Cette unité, caractérisée par une forte migmatisation et par la présence de cordiérite occupe le sommet de l'édifice structural du domaine du plateau d'Aigurande et elle est recouverte au Nord par la couverture mésozoïque du bassin de Paris. Elle est constituée par un ensemble de diatexites à cordiérite devenant parfois métatexiques, d'anatexites à cordiérite et d'agmatites où sont intercalés quelques

rare niveaux de leptynite massive. Les auteurs de la carte voisine La Châtre (Fraisie *et al*, 1987) signalent au sein de ces migmatites des niveaux de quartzites et un banc d'amphibolite que nous n'avons pas retrouvés sur cette coupure. Sur la carte Saint-Sulpice-les-Feuilles (Bogdanoff *et al*, 1989) située au Sud-Ouest, ce faciès correspond aux gneiss granitoïdes (voir tableau de corrélations en annexe).

Le contact entre cette unité et les unités sous-jacentes est de nature tectonique variée :

- à l'extrême Ouest et dans tout le tiers oriental de la coupure il est cisailant et les migmatites reposent par contact chevauchant sur les unités d'Eguzon ou de Dun-Gargilesse ;
- au centre de la carte, entre ces deux secteurs, la base de cette unité semble occultée par le jeu de failles plus récentes et particulièrement par la faille de Gargilesse, les migmatites sont alors en contact faillé avec les formations basales de l'unité d'Eguzon.

La base de l'unité migmatitique est fortement soulignée par une « semelle de mylonites et de phyllonites » (Rolin, 1981) qui se sont développées dans le domaine de stabilité de la sillimanite. Ces roches montrent une linéation d'allongement orientée au N50 et les critères de cisaillement semblent indiquer que celui-ci est dirigé vers le Nord-Est. À cette mylonitisation vient souvent se surimposer une forte cataclase tardive (cf. *supra* : chevauchement des migmatites) due au jeu de la faille de Gargilesse.

La composition minéralogique (quartz, feldspath potassique, oligoclase, biotite, muscovite, cordiérite, sillimanite et grenat) ainsi que la composition chimique des migmatites suggèrent une origine sédimentaire pour ces faciès. Dans la plupart des cas, on ne reconnaît que la paragenèse correspondant à la migmatisation ; on ne retrouve les traces d'un métamorphisme antérieur à cette phase que dans les agmatites du barrage de la Roche-Bât-l'Aiguë ($x = 542$; $y = 170,3$). L'âge de la migmatisation n'est pas établi pour l'instant mais, on peut estimer, par analogie avec le Limousin qu'il est dévonien inférieur à moyen (Duthou, 1977 ; Pin et Peucat, 1986). Dans cette unité, la rétro-morphose westphalienne n'est pas marquée, si ce n'est que très localement.

L'unité migmatitique affleure généralement mal sur cette coupure, on la localise cependant dans quatre secteurs bien définis :

- autour de Saint-Gilles, à l'extrême Sud-Ouest de la carte, où les faciès granitoïdes anatexiques à cordiérite sont prédominants. L'unité des migmatites repose ici par contact chevauchant sur les gneiss gris *l.s.* de l'unité d'Eguzon. Les migmatites au voisinage du contact, sont schistosées et montrent des surfaces de schistosité plus ou moins gondolées qui portent des stries et une linéation orientées au N50 ;
- dans la région du Pin et le long de la Creuse, où les migmatites sont fortement entaillées par la vallée. On observe ici des faciès anatexiques associés à des diatexites à cordiérite où persistent encore des restes de foliation

plus ou moins nette. Dans ce secteur on peut observer des enclaves gneissiques et basiques ; ces enclaves peuvent, par leur nombre et leurs dimensions conférer à la roche une structure d'agmatite comme par exemple au barrage de la Roche-Bât-l'Aiguë.

La faille de Gargillesse limite ici les migmatites et les amène en contact d'une part avec les gneiss gris l.s. de l'unité d'Éguzon et d'autre part avec les gneiss grossiers de l'unité de Dun-Gargillesse. Bien que sur tout ce secteur le chevauchement des migmatites qui marque la base de cette unité, soit occulté par la faille de Gargillesse, on peut encore observer dans les migmatites le développement de mylonites lié au jeu de ce chevauchement. Au voisinage de la faille ces structures mylonitiques sont reprises par une cataclase tardive ;

- près du Frûlon où on observe surtout des diatexites dépourvues de cordiérite et, parfois associées à des faciès métatectiques. Ici, les migmatites chevauchent les gneiss gris l.s. de l'unité d'Éguzon et on observe au voisinage du contact cisailant une zone schistosée. Les surfaces de schistosité, légèrement gondolées, plongent de 30° environ au Nord-Est et portent une linéation et des stries orientées au N50 ;

- à l'Est de Cluis, où affleurent des diatexites dont la trame micacée dessine toujours une foliation plus ou moins ténue. Dans ce secteur, les migmatites reposent sur l'unité de Dun-Gargillesse par contact cisailant et elles sont, ici aussi, phyllonitisées au voisinage de cet accident.

D'après ces observations on pourrait penser que ces différents domaines de migmatites pourraient représenter des lambeaux d'une lame migmatitique qui couvrirait la région, chevauchant les unités d'Eguzon et de Dun-Gargillesse. Cette lame aurait été tronçonnée par un jeu de failles orientées ENE-WSW (failles de Fonteneille et de Gargillesse principalement). Cette dernière, la plus importante, a préservé le domaine migmatitique par une succession de rejeux verticaux dont l'amplitude diminue vers l'Ouest. Le domaine migmatitique n'affleure par contre plus dans le horst délimité par ces failles dans la région de Gargillesse-Dampierre.

Formations magmatiques

L'ensemble constitué par les leucogranites et granites à deux micas qui jalonnent le cœur de Panticlinorium du plateau d'Aigurande est constitué d'Ouest en Est (voir fig. 2) par sept massifs circonscrits, les massifs de Saint-Sulpice-les-Feuilles, Saint-Benoist-du-Sault, Crozant, Orsennes, Méasnes, Crevant et Vesdun, ainsi que par le petit massif des Feuilletts et par quelques petits pointements de moindre importance.

Cet ensemble est peu représenté sur la carte Argenton-sur-Creuse où n'affleurent que partiellement, dans le coin sud-oriental, les massifs d'Orsennes et de Méasnes ainsi que le petit massif des Feuilletts. Ceux-ci sont leucogra-

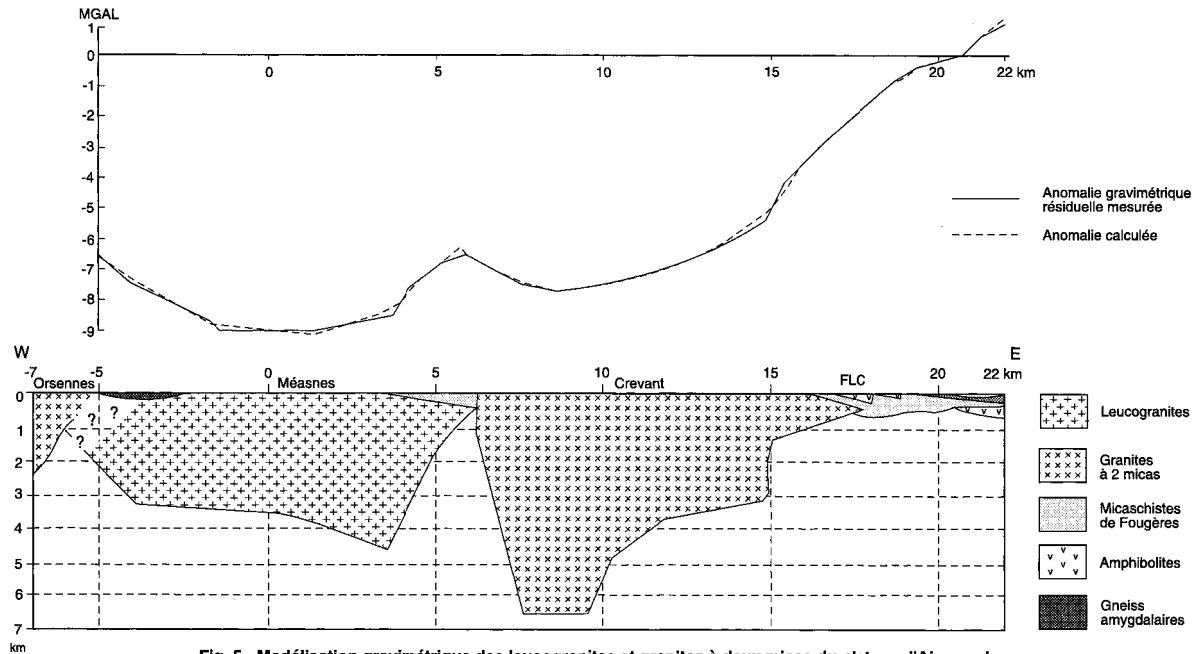


Fig. 5 - Modélisation gravimétrique des leucogranites et granites à deux micas du plateau d'Aigurande suivant une coupe E-W (Lemaire *et al.*, 1986)

nitiques et clairement intrusifs dans les nappes décrites ci-dessus, dans lesquelles ils développent une légère auréole de métamorphisme. Les massifs d'Orsennes et de Méasnes montrent une orthogneissification particulièrement visible dans leur partie sommitale : cette déformation est, d'une part, matérialisée par une schistosité d'écrasement et de laminage, en général très peu pentée, concordante à celle des micaschistes surincombants, et d'autre part par une linéation d'étirement et d'alignement des minéraux et par des stries toutes deux orientées au N120-310. Linéation et stries, dont la direction est remarquablement constante, sont parallèles à celles enregistrées sous le chevauchement de Chambon, dans les micaschistes encaissants : les micaschistes de Fougères. Cette déformation montre donc clairement que la mise en place de ces leucogranites s'est effectuée sous contrainte orientée NW-SE et qu'elle est synchrone des derniers incréments tangentiels (ductiles, puis cassants) de l'avancée vers le Nord-Ouest de la nappe d'Éguzon matérialisés par le chevauchement de Chambon (cf. *supra*).

Cette cinématique est confirmée par P. Launeau *et al* (1988) qui ont effectué une étude systématique des microstructures et des orientations des structures planaires et linéaires du leucogranite de Crozant. Ce leucogranite n'affleure pas sur Argenton-sur-Creuse mais il fait partie de l'ensemble des leucogranites du plateau d'Aigurande et paraît très semblable aux leucogranites de Méasnes et d'Orsennes. Cette étude met en évidence, à côté des critères d'orthogneissification (ductile et cassante) déjà signalés, la présence d'une foliation magmatique subhorizontale que l'on observe dans presque tout le massif. Cette structure, orientée au N120-N310 est, elle aussi, remarquablement constante et montrerait qu'une déformation cisailante, orientée NW-SE, a affecté ce leucogranite avant sa cristallisation, et qu'elle s'est poursuivie lors de sa mise en place (critères de déformation ductile) et peut-être même après sa solidification (critères de déformation fragile).

Les modélisations gravimétriques réalisées sur ces leucogranites (Lemaire *et al*, 1986) ont permis de montrer l'individualisation de ces massifs les uns par rapport aux autres et d'en préciser la morphologie en profondeur. Les leucogranites présentent une forme en goutte inversée, à toit surbaissé, presque plat et montrent une nette dissymétrie : les massifs de Méasnes et d'Orsennes semblent s'enraciner vers l'Est et s'étirer vers l'Ouest (fig. 5). Les racines du massif de Méasnes se situeraient environ à 4,5 km de profondeur et celles du massif d'Orsennes approximativement à 2,5 km. Ces résultats plaident donc en faveur de la mise en place d'une série de massifs distincts dans l'axe du plateau d'Aigurande et la dissymétrie relevée dans leur morphologie s'accorde bien avec une mise en place syntectonique, synchrone des derniers mouvements tangentiels enregistrés dans la région et matérialisés par le chevauchement de Chambon dont le déplacement s'est effectué du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Ces leucogranites correspondent à un phénomène thermique important, responsable d'un métamorphisme de contact à andalousite et tourmaline essentiellement visible dans l'encaissant non schistosé de ces massifs.

LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES ET CÉNOZOÏQUES DU SUD DU BASSIN DE PARIS

Le socle du Bassin parisien est découpé par de grandes structures décrochantes ou chevauchantes (faille Bray-Vittel, faille Seine-Sennely et faille de Sancerre) qui définissent trois grands blocs tectoniques (Autran *et al.*, 1976 ; Débéglia et Debrand-Passard, 1980 ; Héritier et Villemin, 1971) :

- à l'Ouest le bloc armoricain ;
- au Nord le bloc ardennais ;
- au Sud-Est le bloc bourguignon.

Ces blocs sont eux-mêmes cassés par des accidents de moindre importance qui déterminent des panneaux basculés, effondrés ou surélevés dont la répartition a profondément influencé la sédimentation.

Le territoire couvert par la feuille Argenton-sur-Creuse est situé dans la partie sud du bloc armoricain en limite des premiers affleurements du socle.

Vers la fin du Stéphanien B et le début du Stéphanien C (300 Ma), une compression NW-SE produit localement des distensions à l'origine des fossés qui au Sud du bassin de Paris vont accueillir les dépôts carbonifères (bassin d'Arpheuilles ; Sapin, 1967). Postérieurement, le domaine centre-armoricain subit les effets des grands événements structuraux qui se produisent dans son environnement plus ou moins lointain. C'est le cas de la distension N-S, Stéphanien terminal - Autunien (295 Ma), responsable dans la région de la création des bassins permien cachés tel le bassin de Châteauroux(2) (Débéglia et Debrand-Passard, 1980). Ces bassins sont en quelque sorte nivelés dès la fin du Paléozoïque et n'ont pas d'influence sur la sédimentation mésozoïque. Ils pourraient toutefois avoir été réactivés par la tectonique pyrénéenne ce qui expliquerait la localisation de bassin détritique éocène au droit de ces structures.

- (2) Les principaux éléments en faveur de l'existence de ce bassin, dont la bordure sud se situerait immédiatement au Nord de Cluis, sont de deux sortes :
- présence d'une forte anomalie gravimétrique négative entre Cluis et Châteauroux ;
 - mention d'un Permien supposé dans le sondage (3/3) situé sur la commune d'Orsennes.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET MAGMATIQUES (PLATEAU DAIGURANDE)

Avertissement : les différentes unités distinguées correspondent à des entités structurales. L'ordre de description de ces unités, ainsi que l'ordre de description des terrains qui les constituent, n'est pas stratigraphique mais géométrique.

Formations métamorphiques

Nous adopterons, pour la description de ces formations la même succession lithotectonique que dans le chapitre précédent.

Unité de Fougères-Culan

ξF. Micaschistes de Fougères, à deux micas et grenat. C'est le faciès principal de l'unité de Fougères-Culan, et la puissance de ce terme peut être estimée entre 1 000 et 3 000 m. Au sein de cet édifice micaschisteux, assez banal et monotone, sont interstratifiés de nombreux niveaux, d'importance très inégale mais toujours réduite (1 m au maximum), de micaschistes et de quartzites graphiteux (*ξFm*) ainsi que de quartzites blancs (*ξF[2]*). Les micaschistes et les quartzites graphiteux sont surtout développés aux alentours de la Messile ($x = 556,75$; $y = 164,2$) ; quant aux quartzites blancs ils sont surtout localisés autour de Gâte-Souris ($x = 554,65$; $y = 163,8$). L'absence de niveaux repères et les conditions d'affleurement très défavorables ne permettent pas d'établir de corrélations entre ces niveaux. Les auteurs de la carte voisine La Châtre (Fraisie *et al.*, 1987) signalent en plus de ces intercalations, un niveau de gneiss à amphibole que nous n'avons pas retrouvé sur cette coupure.

Les conditions d'affleurement des micaschistes de Fougères sont très mauvaises et on ne peut, valablement observer ces roches, que sur la carte située plus au Sud (Dun-le-Palestel), en bordure de la Creuse, près du village de Fougères et dans la vallée de la Clavière.

• *Lithologie.* Ces micaschistes sont relativement homogènes dans toute l'unité. Le faciès type présente une cassure de couleur brun verdâtre à brun sombre ; il s'altère facilement et montre alors une patine brun rouille. Ces micaschistes sont très riches en phyllites (micas bruns et blancs), ce qui peut localement leur donner un aspect soyeux et satiné ; ils présentent un débit schisteux prononcé. À l'œil nu, on peut observer en plus des micas, du

quartz, des petits grenats et des ocelles de feldspath en petite quantité. La tourmaline est omniprésente et elle est toujours plus abondante entre les massifs de leucogranite qui percent les micaschistes ; elle ne montre aucune orientation. L'andalousite (signalée par M. Bornuat en 1969, en minéral alluvionnaire) apparaît elle aussi, en cristaux centimétriques, à proximité immédiate des massifs leucogranitiques. Du disthène a été signalé dans ce faciès par J. Bouloton (1974), en dehors des limites de la carte, et, les auteurs du 1/50 000 La Châtre (Fraisse *et al*, 1987), située immédiatement à l'Est, signalent dans ces micaschistes une sillimanite assez rare, partiellement transformée en mica blanc et la présence exceptionnelle d'une cordiérite pinitisée qui semble appartenir à la paragenèse orientée.

On peut rencontrer des variantes de ce faciès type. En effet, ces micaschistes peuvent présenter, très localement, un enrichissement notable en ocelles de feldspath, ce qui leur confère alors un « aspect gneissique ». La proportion de grenats peut, elle aussi, être très variable, donnant à la limite des faciès « criblés » de petits grenats.

Les micaschistes et quartzites graphiteux (ξF_m), intercalés dans les micaschistes de Fougères présentent une lithologie très semblable à celle du niveau graphiteux ($\xi \chi F$), plus épais, situé au sommet de l'unité de Fougères (cf. *infra*). Les quartzites blancs ($\xi F[2]$) qui constituent eux aussi des niveaux discontinus dans les micaschistes de Fougères, sont des roches de teinte claire, à patine rouille, quant elles sont altérées, et à foliation peu marquée.

• **Pétrographie.** Les *micaschistes de Fougères* révèlent une structure grano-lépidoblastique et une grande variabilité dans les pourcentages de minéraux. Cette roche présente une paragenèse principale à quartz, albite, muscovite, biotite et almandin reprise par une rétomorphose à chlorite et muscovite. Ces deux paragenèses sont en relation avec la foliation principale. Les reliques de sillimanite et de disthène signalées par les auteurs (voir ci-dessus) pourraient correspondre aux reliques d'une paragenèse plus ancienne, reprise par cette foliation principale. Le tout est ensuite affecté par un métamorphisme de contact dû à la mise en place des leucogranites.

Le quartz est toujours recristallisé sous forme de petits grains suturés entre lesquels se développent parfois de petites paillettes de biotite ; il forme des rubans étirés sur la surface de schistosité la plus visible ; ces rubans montrent très localement des plis isoclinaux, témoins d'une déformation qui reprend la schistosité principale.

L'albite est abondante et se présente en ocelles synchisteuses.

Les phyllites sont surtout développées dans les surfaces de schistosité ; elles forment des lits plurimillimétriques, flexueux. La biotite, quand elle est présente, est le plus souvent déformée et déstabilisée en chlorite. La muscovite est abondante et entièrement recristallisée, elle est surtout localisée sur les surfaces de schistosité mais quelques cristaux sont cependant sécants à ces plans. La chlorite est toujours présente et souvent plus abondante que la

muscovite ; son caractère secondaire se manifeste par des recristallisations en arcs polygonaux qui mimétisent des biotites dans des charnières de microplis.

Le grenat, très abondant dans tout le terme se présente en clastes de 1 à 2 mm dont le diamètre peut exceptionnellement atteindre 5 mm. Il est poëcilitique et contient souvent des inclusions hélicitiques. Ces clastes sont moulés par la schistosité la plus fine et du quartz recristallise en zone abritée, ils sont souvent chloritisés au voisinage des massifs leucogranitiques.

L'andalousite est localisée au voisinage des massifs leucogranitiques, elle n'est jamais orientée. Elle cristallise en sections rectangulaires qui oblitèrent la foliation et contiennent des biotites chloritisées. Elle est tardive et essentiellement liée au métamorphisme de contact des leucogranites.

La tourmaline cristallise en baguettes non orientées, elle est également tardive et liée au métamorphisme de contact développé par les leucogranites.

Le sphène et l'apatite existent en très petite quantité.

Les *niveaux de micaschistes et de quartzites graphiteux* (ξF_m) intercalés dans les micaschistes de Fougères montrent une pétrographie semblable à celle du niveau graphiteux qui jalonne le sommet de l'unité de Fougères, sous le chevauchement de Chambon (cf. *infra*.) Quant aux *quartzites blancs* ($\xi F[2]$), ils sont essentiellement composés de quartz recristallisé en petits cristaux et de muscovite.

• **Caractères structuraux**

Schistosités. A l'œil nu, ces micaschistes montrent une schistosité mylonitique subhorizontale, bien développée, affectée d'un léger pendage (10 à 15°) au Nord-Ouest. La densité de ces plans de schistosité est plus ou moins grande selon l'intensité de la déformation.

On peut observer, sur la tranche de certains échantillons une deuxième schistosité blastomylonitique plus fine, moins visible et très gondolée (plans sigmoïdes). Cette structure est pénétrative à toutes les échelles d'observation, elle est subhorizontale et présente un très léger pendage (2 à 5°) au Sud-Est.

Ces deux structures mylonitiques appartiennent à un même continuum de la déformation et correspondent aux plans « C » et « S » liés à la tectonique tangentielle associée au chevauchement de Chambon. En effet, sur tout le bâti métamorphique on ne trouve ces deux structures planes associées que dans les micaschistes de l'unité de Fougères-Culan. Elles ne sont donc localisées qu'à proximité du chevauchement de Chambon et peuvent donc raisonnablement être attribuées aux derniers incréments de cet accident.

Ces deux schistosités sont vraisemblablement synchrones de la mise en place des leucogranites car on les retrouve à l'apex de la plupart de ces massifs, et elles sont synmétamorphes de la cristallisation des minéraux de la paragenèse schistes verts observée dans les micaschistes de Fougères. La chlorite et la muscovite de rétroprose se développant aux dépens des

phyllites de cette paragenèse sont donc elles aussi portées par ces surfaces planaires.

Linéations. Les surfaces de schistosité observées dans les micaschistes de Fougères portent une linéation ainsi que des stries. Ces structures sont toutes deux orientées au N130-N310 ; elles sont souvent mal exprimées et parfois même absentes.

La linéation est une linéation d'alignement minéral symmétamorphe marquée surtout par Pétirement des rubans de quartz recristallisé, par les ocelles d'albite et par les phyllites. C'est une linéation de type « a », présente dans toute l'unité de Fougères ainsi qu'au sommet des leucogranites. Des sections pratiquées dans un plan perpendiculaire au plan de schistosité le plus visible et parallèle à la trace de la linéation montrent nettement des critères de cisaillement conformes à un déplacement vers le Nord-Ouest.

E. Lasne (1988) décrit dans quelques affleurements des formations de l'unité de Fougères-Culan, au Sud-Est de Culan (1/50 000 Château-meillant), une linéation au N50 antérieure à celle orientée au N130 puisqu'elle la recoupe parfois. Sur la carte Argenton-sur-Creuse nous n'avons jamais pu observer cette linéation et les auteurs de toutes les cartes voisines (cf. Bogdanoff *et al.*, 1989 ; Cohen-Julien *et al.*, 1989, 1991 ; Fraisse *et al.*, 1987 ; Quenardel *et al.*, 1991) ne la mentionnent pas.

Les stries visibles sur les plans de schistosité montrent l'existence de glissement plan sur plan suivant la direction N130-N310. La présence de stries et d'une linéation ayant la même orientation pourrait suggérer que la déformation s'est effectuée en régime ductile et fragile.

Plis. Les micaschistes de Fougères montrent trois générations de plis. Les premiers, synschisteux de la foliation principale, sont rarement observables à l'affleurement ; on les reconnaît au sciage de l'échantillon mais ils sont rares. Leur axe est quelquefois courbe et d'orientation subméridienne.

Les plis de seconde génération sont postschisteux et sont également peu fréquents. Leurs axes sont orientés au N40 et les plans axiaux, généralement verticaux, sont parfois déversés vers le Sud-Est.

Les plis de troisième génération sont très fréquents, leurs axes sont orientés au N80 et leurs plans axiaux peuvent être fortement déversés vers le Sud.

Fracturation. La mesure statistique des diaclases et des fractures est difficile dans cette formation du fait des mauvaises conditions d'affleurement. Quelques directions résultent tout de même de ces mesures, elles sont au nombre de quatre : N155, N95-N105, N15, N75.

Les deux premières directions sont contemporaines de la mise en place des leucogranites de l'axe de l'antiforme ou lui sont légèrement postérieures car elles affectent aussi ces formations ; les directions N15 et N75 semblent par contre plus anciennes et seraient alors anté-namuriennes.

- **Géochimie.** Les analyses chimiques des micaschistes de Fougères (voir annexes) correspondent à celles de shales très potassiques. Pour P. Rolin (1981), ces roches proviennent vraisemblablement d'un ancien sédiment argileux pauvre en quartz et riche en potassium, qui pourrait cependant être localement enrichi en quartz et devenir alors plus ou moins gréseux. L'étude géochimique menée par E. Petitpierre (1981), sur les formations semblables, plus à l'Est, corrobore cette hypothèse.

- **Géochronologie.** À Montmarçon, sur la feuille voisine La Châtre, une galène provenant de minéralisations sulfureuses comprises dans des gneiss à amphiboles, eux-mêmes interstratifiés dans les micaschistes de Fougères, a été datée par la méthode au plomb (Ahmadzadeh et Petitpierre, 1984). Elle donne un âge de 650 Ma (âge de séparation du plomb de sa source). Le caractère synchrone de ces minéralisations et des formations hôtes permet donc d'attribuer aux micaschistes de Fougères, un âge briovérien supérieur.

λMe. Leptynite de Messant. Situé au-dessus des micaschistes de Fougères et de faible extension latérale, un niveau de leptynite affleure à la limite méridionale de la carte. Il se biseaute vers le Nord-Est, jusqu'au niveau de Saint-Plantaire, et, il se poursuit sur la carte située plus au Sud (Dun-le-Palestel) où il est plus puissant au bord du lac de Chambon. Sa position proche du sommet de l'unité expliquerait la cataclase et la mylonitisation que l'on observe dans cette leptynite. Cette formation rappelle les quartzites à muscovite décrites sur la coupure voisine La Châtre.

- **Lithologie.** C'est un gneiss très fin, de couleur claire, jaune-gris, contenant localement des passées rouille. On y observe quelques rares yeux de quartz gris bleuté opalescent. Il se débite en fines lamelles d'épaisseur millimétriques suivant une schistosité subhorizontale.

- **Pétrographie.** Ce gneiss, à structure granoblastique, légèrement lépidoblastique montre une association minérale composée de quartz, muscovite et biotite. Cette paragenèse est ensuite affectée d'une rétro-morphose à muscovite et chlorite.

Le quartz (60 à 80 %) n'est pas orienté et est fortement déformé, montrant de nombreux sous-joints. Le feldspath alcalin ne constitue guère plus de 10 % de ce gneiss ; il est fortement altéré et forme des yeux moulés par la foliation. La muscovite (5 à 20 %) se présente en grandes lattes de 0,5 cm environ qui tapissent les plans de schistosité et qui sont très déformées. On retrouve de la muscovite secondaire qui forme un fond microgrenu. La biotite est fortement destabilisée et décolorée, elle est plus ou moins transformée en *chlorite*. Ces deux phyllites constituent 5 à 10 % de la roche. On peut aussi observer quelques rares cristaux de *sphène*.

- **Caractères structuraux.** Dans la leptynite de Messant, contrairement aux micaschistes de Fougères, un seul plan de schistosité mylonitique domine. Il est subhorizontal, légèrement penté vers le Nord-Est et souligné par la muscovite. Cette schistosité porte le plus souvent des stries et très rarement une linéation d'alignement minéral matérialisé par les feldspaths et par les minéraux de la rétomorphose (muscovite et chlorite). Ces deux structures sont orientées au N130-N310.

- **Géochimie.** Une analyse chimique effectuée sur cette leptynite (voir annexes) laisse supposer une origine sédimentaire : arkose provenant du démantèlement ou du remaniement d'une roche volcanique acide. Ce terme pourrait témoigner d'un épisode détritique plus grossier dans le contexte pélitique correspondant aux micaschistes de Fougères.

ξζF. Micaschistes et quartzites graphiteux. Un niveau graphiteux jalonne le chevauchement de Chambon, au sommet de l'unité de Fougères-Culan. Sa puissance est très variable, elle est de 10 m environ à la limite méridionale de la carte Argenton-sur-Creuse, puis le niveau se biseaute vers le Nord-Est, jusqu'à disparaître près de Saint-Plantaire. Près du village de Montchevrier, plus au Nord, on le retrouve et il est là, beaucoup plus puissant (10 à 50 m).

- **Lithologie.** Ce niveau est constitué de roches noires ou grises qui tachent les doigts : alternances de lits millimétriques à décimétriques de quartzites et de micaschistes très plissotés, à toutes les échelles. Ces faciès contiennent de la matière charbonneuse en proportions variables. Pour J. Bouloton (1974), c'est du graphite bien cristallisé (déterminé par diffractométrie). La distinction entre « quartzite » et « micaschiste » ne se fait qu'en fonction de la proportion de quartz et la tendance au litage plus ou moins affirmée des phyllites.

- **Pétrographie.** Au microscope la roche est composée par : du quartz finement cristallisé qui est en proportions variables selon la nature quartzitique ou micaschisteuse des échantillons ; du mica blanc en lits plissotés ; du graphite en traînées qui soulignent les lits phylliteux ou qui peuvent se concentrer en lits totalement opaques.

- **Caractères structuraux.** Là aussi un seul plan de schistosité domine. Il porte une linéation au N130-N310 et des stries qui ont la même orientation.

- **Géochimie.** L'origine de ce niveau n'est pas déterminé avec précision. Pour M. Chenevoy (1957), J. Grolier (1965) et A. Prost (*in Fraisse et al.*, 1987), cette roche serait à l'origine, un sédiment sableux et pélitique déposé en milieu confiné riche en matière organique, qui, par métamorphisme donnerait naissance à du graphite.

Unité d'Éguzon

Formation des gneiss amygdalaires I.s.

La puissance de cette formation sur la carte Argenton-sur-Creuse n'est pas représentative car elle est réduite du fait de la troncature basale de l'unité d'Éguzon par le chevauchement de Chambon. En effet, sur les cartes voisines, cette formation montre une puissance plus importante (600 m au confluent des deux Creuses) qui peut atteindre jusqu'à 2 000 m sur la carte Aigurande (coin sud-oriental).

Sur la coupure étudiée, la « formation des gneiss amygdalaires », quoique d'extension géographique très réduite, est représentée par des faciès de gneiss amygdalaires très diversifiés dont la répartition géographique ne peut cependant pas être interprétée en termes simples de superposition ou de récurrences lithostratigraphiques. On observe, associés à ces gneiss, des niveaux de leptynites et plus rarement des micaschistes et des quartzites graphiteux.

Dans la partie sud-ouest de la carte, aux alentours de Lagedemont, on trouve les gneiss amygdalaires leucocrates de Lagedemont ($a\zeta L$) et les gneiss amygdalaires grossiers de la mine du Peurot ($a\zeta P$). Les gneiss amygdalaires de Lagedemont sont étroitement associés à de nombreuses intercalations d'une leptynite dépourvue d'amygdales : la leptynite de Lagedemont (L) ainsi qu'à de nombreuses récurrences de micaschistes feldspathiques[^] et à de très fins niveaux de quartzite⁽⁴⁾ non cartographiables (métriques à plurimétriques). Au Sud-Ouest de Lagedemont, on note, de plus, une lentille de micaschistes et quartzites graphiteux ($\zeta\chi$) interstratifiée dans ces gneiss amygdalaires. Les transitions d'un faciès à l'autre sont le plus souvent progressives. Cette disposition peut être attribuée à la lithologie originelle ou à une répétition d'origine tectonique ou aux deux à la fois.

Dans la partie nord-est de la carte, la « formation des gneiss amygdalaires » est représentée par un faciès de gneiss amygdalaire assez massif et monotone, les gneiss amygdalaires du Confluent ($a\zeta c$)⁽⁵⁾ Ce faciès est associé, dans ce secteur, à des intercalations de leptynite (ζC), mais, sur la carte voisine (la Châtre, où il se poursuit, il contient de nombreuses récurrences de leptynite et un niveau de quartzite à graphite.

(3) Ces micaschistes feldspathiques ne constituent ici que de fins horizons métriques à décimétriques, ils sont très semblables à ceux qui constituent la base de la formation des gneiss gris et seront donc étudiés avec ces faciès au chapitre « gneiss gris » (cf. *infra*).

(4) Ce sont des quartzites à grain très fin, homogène ; ils sont souvent sombres et se débitent en plaquettes régulières. Une analyse chimique a été effectuée sur ces faciès (voir annexes).

(5) Cette appellation a été donnée par J. Bouloton (1974) à des faciès semblables qui affleurent au confluent des deux Creuses (voir 1/50 000 Dun-le-Palestel).

AMYGDALES			PETITES : inférieures à 3 cm		GRANDES : de 3 à 6 cm	
			Monocristallines	Polycristallines	Monocristallines	Polycristallines
TRAME	Structure granoblastique parfois granolépid.	leucocr.			Gneiss amygdalaires de la mine du Peurot (P. Rolin)	Gneiss amygdalaires (E. Petitpierre) Nermond
		mésocr.				
GNEISS	Structure granolépidoblastique à grenue	leucocr.			Gneiss œillés (E. Petitpierre) Tercillat	
		mésocr.				
GNEISS	Structure granolépidoblastique	leucocr.	Gneiss amygdalaires de Fresselines (P. Rolin)			Gneiss amygdalaires du Confluent (P. Rolin, J. Bouloton)
		mésocr.		Gneiss amygdalaires de Lagedemont (P. Rolin)		
GNEISS FINS (MICASCHISTES)				Gneiss granulés (E. Petitpierre) Augette Gneiss microamygdalaires (J. Bouloton)		

Tableau 1 - Classification des gneiss amygdalaires

Du fait de l'importance de la formation des gneiss amygdalaires sur tout le plateau d'Aigurande, nous allons donner quelques généralités sur cette formation avant d'en décrire les différents faciès qui affleurent sur cette coupure.

Les gneiss amygdalaires ont surtout été étudiés par J. Bouloton (1974), E. Petitpierre (1981) et P. Rolin (1981). Le terme de « gneiss amygdalaire » est utilisé par ces différents auteurs dans un sens proche de celui donné par M. Chenevoy (1958) à des faciès de gneiss à grain fin, plus ou moins mésocrates qui contiennent des éléments figurés clairs, mono- ou polycristallins. Selon les critères de classification utilisés (taille et nature des amygdales, structure de la trame, etc.) ces auteurs ont utilisé des appellations différentes pour décrire les faciès de cette formation. Pour la commodité de l'exposé nous avons repris certains des termes et éléments des classifications de ces auteurs que nous avons regroupés dans un tableau récapitulatif (tabl. 1). Sur ce tableau nous avons distingué selon la taille des amygdales deux groupes principaux : les gneiss à grosses amygdales et les gneiss à petites amygdales.

- les gneiss à grosses amygdales (3 à 6 cm) sont des roches massives à éléments figurés (amygdales) généralement fusiformes ou ovoïdes, aplatis dans la foliation. La taille des amygdales est très variable et elles sont rarement jointives, nominérales ou polyminérales (quartzitiques et/ou feldspathiques) ;
- les gneiss à petites amygdales (1 à 3 cm) sont des roches en général bien foliées à amygdales très allongées dans la foliation qu'elles ne déforment pratiquement pas. Ces éléments finement cristallisés sont monominéraux (quartz ou feldspath) ou polyminéraux (quartz et feldspath). Leur taille est relativement constante et leurs extrémités semblent souvent se fondre dans la trame.

Superposée à cette différenciation en deux groupes, une classification plus fine a été établie sur des critères portant sur la structure et la nature de la trame et sur la nature des éléments figurés. La matrice, de nature gneissique plus ou moins mésocrate, de structure granolépido-blastique à grenue, est constituée de quartz, feldspath potassique (microcline en général) et plagioclase (albite à oligoclase), en proportions variables. Outre les phyllites et les minéraux accessoires on trouve parfois du grenat dans les faciès les plus riches en phyllites. La matrice peut être réduite, voire même inexistante dans certains faciès. Au sein de la matrice, on trouve toujours des éléments figurés de forme et de taille variable. Ils sont toujours granulés, mono- ou polycristallins. On distingue quatre types.

- des amygdales feldspathiques mono- ou polycristallines (à feldspath potassique ou albite qui peuvent être associés à du quartz). Elles sont le plus souvent étirées et moulées par la foliation mais elles peuvent être parfois subrectangulaires. Constituées d'une pâte microgrenue parsemée de porphyroclastes millimétriques à plurimillimétriques, ces amygdales ont des limites bien visibles à l'œil nu mais sont difficilement discernables au microscope car la taille des grains y est sensiblement la même que dans la matrice ;

- des amygdales quartzeuses qui ne dépassent pas le centimètre et qui sont souvent étirées dans la foliation. Ces amygdales peuvent être parfois de forme globulaire et plus rarement de forme polygonale, elles sont exclusivement constituées de quartz gris fortement recristallisé ;
- des nodules de quartz opalescent bleuté dont l'origine reste encore énigmatique ; leur taille varie de 2 à 5 mm et ils sont en général monocristallins, à extinction ondulante, ovoïdes légèrement étirés dans la foliation. Ces nodules peuvent être parfois cassés et recimentés par du quartz recristallisé ;
- des yeux de feldspath potassique de forme subrectangulaire, parfois perthitiques, maclés Carlsbad. Ces yeux sont en général petits (< à 5 mm) et ne sont pas déformés ; quand leur taille dépasse 5 mm, ils sont souvent cassés et recimentés.

En plus des faciès de gneiss amygdalaires « classiques », on rencontre certains faciès très fins qui ont très peu d'éléments figurés, et d'autres, au contraire, qui sont très grossiers et peuvent entrer dans la définition de méta-conglomérats.

açL. Gneiss leucocrates de Lagedemont

• **Lithologie.** Ce sont des gneiss leucocrates bien foliés dans lesquels on observe des amygdales feldspathiques et quartzeuses (souvent bleutées) en proportions variables. Ces amygdales, centimétriques à pluricentimétriques (mais toujours inférieures à 3 cm dans leur plus grande dimension) sont étirées et sont polycristallines.

• **Pétrographie.** La trame est à structure granolépidoblastique. Le quartz en est le minéral essentiel allant parfois jusqu'à former des niveaux qui sont de véritables quartzites peu feldspathiques à amygdalaires. Il se présente en grains de 0,2 à 0,5 mm. Le feldspath est peu abondant, c'est de l'albite ou de l'oligoclase qui se présente en petits cristaux rarement maclés. La biotite est rare (0 à 2 % pouvant aller localement jusqu'à 5 %) et la muscovite est par contre très abondante ; elle est, d'une part, associée à la biotite dans la foliation et, d'autre part, représentée par une deuxième génération de cristaux obliques par rapport à la foliation, cette deuxième cristallisation étant probablement associée à une phase de rétro-morphose.

Les amygdales feldspathiques sont presque toujours granulées et polycristallines. Elles sont essentiellement constituées d'albite et de feldspath potassique très altéré associé à un peu de quartz et plus rarement à de la biotite. Le fond de ces amygdales est le plus souvent microgrenu et on y trouve très rarement quelques petits phénoclastes épargnés par la déformation. Les amygdales quartzeuses sont elles aussi polycristallines et sont fortement recristallisées.

• **Caractères structuraux**

Schistosités. Dans les gneiss amygdalaires de Lagedemont on peut observer trois schistosités plus ou moins bien marquées. Une schistosité principale, visiblement la plus ancienne, bien exprimée partout. C'est une schistosité de flux parallèle aux limites lithostratigraphiques, elle est subhorizontale et la dispersion qu'elle montre parfois sur les diagrammes n'est due qu'à la présence de plis postschisteux qui la déforment localement. Ses surfaces portent des stries et une linéation orientées au N50-N230. Cette schistosité est synmétamorphe de la phase de métamorphisme de degré moyen qui a affecté ces faciès car ses surfaces ont guidé la cristallisation des minéraux de la paragenèse associée à ce métamorphisme (quartz, feldspath, biotite, muscovite).

Une deuxième schistosité peut être observée localement, elle est bien moins exprimée et fait un angle de 20 à 30° environ avec la schistosité principale. Cette schistosité est souvent associée à des plis d'entraînement, synnappe, à plan axial orienté au N150.

La troisième schistosité que l'on peut observer assez fréquemment dans ces gneiss est cependant faiblement marquée. C'est une schistosité de fracture, verticale, souvent associée à une phase de plissement tardive à axes de plis orientés au N80. Elle peut être exceptionnellement soulignée par des micas blancs néoformés.

Linéation. Dans les gneiss amygdalaires on n'observe généralement qu'une linéation orientée au N50-N230 (sensiblement NE-SW) qui est portée par la schistosité principale, mais, très exceptionnellement, sur les affleurements les plus proches du chevauchement de Chambon, on peut observer une linéation orientée au N130-N310 bien moins marquée.

La linéation au N50-N230 est une linéation d'alignement et d'étirement de minéraux. Elle se traduit d'une part par l'alignement des minéraux qui ont cristallisé ou recristallisé pendant la phase de métamorphisme de degré moyen et d'autre part par leur étirement ainsi que par l'étirement très marqué des amygdales quartzo-feldspathiques et des rubans de quartz. Ces fuseaux sont de type constrictif et leur axe d'allongement est orienté parallèlement à l'allongement de la linéation qui est donc une linéation de transport (de type « a »).

La linéation au N130-310 est, pour sa part, soulignée par l'alignement des minéraux nés de la rétomorphose (muscovite essentiellement). Ces deux linéations n'ont toutefois jamais été observées sur la même surface de schistosité.

Stries. On observe couramment sur les surfaces de la schistosité principale des stries. Ces structures sont souvent pénétratives dans la roche et leur présence atteste de l'existence de frictions plan sur plan suivant la direction N50 en régime fragile lors de la déformation de ces roches.

Plis. Trois générations de plis affectent les gneiss amygdalaires de Lagedemont :

- localement on peut observer des microplis postschistosité principale, à plan axial vertical, parfois fortement déversé vers le Nord-Est et orienté au N150. Ces plis d'entraînement, syn-nappe, ont parfois la forme de chevrons et ils déforment la schistosité principale pouvant parfois déterminer, bien que très rarement, une schistosité de plan axial (cf. *supra*) ;
- plus fréquemment on peut noter des plis de dimensions décimétriques à kilométriques, à axe orienté au N40-N50 et à plan vertical parfois déversé vers le Nord-Ouest. Ces plis peuvent aussi avoir une forme en chevron et ils déforment aussi la schistosité principale. Ils ne semblent pas, en revanche, dans cette formation, associés à une quelconque schistosité visible sur le terrain ;
- une troisième famille de plis, à axe orienté au N80 (± 20) est bien développée dans ces gneiss amygdalaires. Ce sont des plis en chevron ou en genou, millimétriques à métriques, à plan axial droit ou légèrement déversé vers le Sud. Ces structures, lorsqu'elles sont très resserrées, sont associées à une schistosité de fracture de plan axial assez mal exprimée. Ces plis reprennent les linéations au N50 et au N310 et sont donc très tardifs.

• **Géochimie.** Quatre analyses chimiques ont été effectuées sur les gneiss de Lagedemont. Si on reporte les données fournies par ces analyses dans différents diagrammes de traitement de données géochimiques (diagramme roche totale : La Roche, 1965 ; triangle des silico-aluminates : La Roche, 1968 ; diagramme des comportements géochimiques différentiels des alcalins/alumine : La Roche, 1968), elles se répartissent toutes dans le domaine sédimentaire.

P. Rolin (1981), au vu du chimisme de ces formations et de leur association étroite avec des niveaux récurrents franchement détritiques (quartzites et micaschistes graphiteux), leur attribue une origine sédimentaire. Ce sont vraisemblablement d'anciennes arkoses riches en phénocristaux de feldspath, très remaniées et appauvries en biotite lors du transport.

aζP. Gneiss mésocrates grossiers du Peourt

• **Lithologie.** Ce sont des gneiss grossiers, mésocrates. Ils contiennent des amygdales quartzieuses et feldspathiques, qui, à l'œil nu, montrent des contours bien nets au sein d'une trame biotitique. Les amygdales feldspathiques sont de grande taille (5 à 8 cm de long) et ont le plus souvent une forme ovoïde, fortement étirée et moulée par la foliation. Exceptionnellement les amygdales peuvent avoir une forme rectangulaire (rappelant alors des phénocristaux). Les amygdales quartzieuses, plus petites (1 cm de long en moyenne), sont constituées de quartz et sont aussi fortement étirées.

Les gneiss amygdalaires contiennent aussi des nodules de quartz bleuté, opaques dont l'origine reste encore énigmatique.

- **Pétrographie.** La trame présente une structure granolépido-blastique qui par endroits est même granoblastique. Le quartz et le feldspath potassique prédominent (80 à 85 %). Les phyllites sont disposées entre les grains sans forme bien nette. La biotite (7 à 10 %) est souvent chloritisée et la muscovite (1 à 2 % parfois jusqu'à 7 %) est vraisemblablement de seconde génération, associée à la chlorite dans une phase rétro-morphique.

Les amygdales feldspathiques ovoïdes sont souvent granulées et polycristallines, les grains forment une pâte microgrenue qui peut être parsemée de porphyroclastes (millimétriques à plurimillimétriques) épargnés par la granulation. Ces amygdales sont mal aisées à distinguer au microscope car les grains qui les constituent ont la même taille que ceux qui forment la matrice, elles sont constituées d'albite et de feldspath potassique où sont inclus quelques cristaux de quartz et de biotite. Les amygdales feldspathiques de forme subrectangulaire sont en général monocristallines.

Ces amygdales feldspathiques correspondraient (Bouloton, 1974 ; Rolin, 1981) à d'anciens phénocristaux feldspathiques déformés et recristallisés par polygonisation et les rares amygdales rectangulaires monocristallines représenteraient des phénocristaux originels relativement épargnés). Le quartz et la biotite que ces minéraux renferment auraient été enclavés dans ces phénocristaux originels.

Les amygdales quartzeuses sont fortement recristallisées et on peut quelquefois observer des porphyroclastes au cœur de ces lentilles.

- **Caractères structuraux.** Les caractères structuraux observés dans ce faciès sont identiques à ceux décrits dans les gneiss amygdalaires de Lagedemont si ce n'est que les schistosités sont bien moins marquées et que les plis présentent ici un style différent. En effet, ces gneiss étant plus grossiers et plus massifs que les gneiss amygdalaires de Lagedemont, les structures plicatives sont réduites ici à des ondulations à grand rayon de courbure ou à de simples gauchissements de la schistosité. L'étirement des éléments figurés, parallèlement à l'axe de la linéation au N50-N230 est très marqué dans ce faciès et l'on peut observer des amygdales feldspathiques qui atteignent jusqu'à 8 cm de long. La linéation orientée au N130-N310 est très rare et elle est soulignée par la cristallisation de muscovite secondaire et de chlorite.

- **Géochimie.** Aucune analyse chimique a été effectuée sur ces faciès mais pour J. Bouloton (1974) et P. Rolin (1981), ces faciès pourraient avoir une origine orthodérivée (granite porphyroïde) du fait de leur aspect nettement grenu, de leur forte teneur en biotite et surtout de la présence d'anciens phénocristaux de feldspath potassique parfois encore subautomorphes.

აჭC. Gneiss du confluent. Ces gneiss constituent un niveau qui affleure dans le quart nord-est de la carte. Ils correspondent à « l'unité de Nermond » définie par E. Petitpierre en 1981. Ces faciès se prolongent sur la carte voi-

sine La Châtre sous l'appellation « gneiss du Confluent ou gneiss microamygdalaires ».

- **Lithologie.** Ce sont des gneiss mésocrates plus ou moins foncés à trame gneissique biotitique qui peut être très réduite, les éléments figurés n'étant alors séparés que par de minces filets micacés. Les éléments figurés sont représentés par des amygdales quartzo-feldspathiques, quartzieuses et par des yeux de quartz bleu.

Les amygdales quartzo-feldspathiques sont de grande taille (4 à 5 cm et plus), elles sont polygonales et souvent fortement étirées dans la foliation. Les amygdales quartzieuses, de quartz gris sont lenticulaires et très aplaties (5 cm de long sur 5 à 10 mm d'épaisseur). Les microamygdales de quartz bleu ont une longueur qui varie entre 2 mm et 1,5 cm.

C'est le faciès le plus massif des gneiss amygdalaires mais son aspect varie beaucoup en fonction de son degré d'altération évoquant tantôt un granite porphyroïde⁽⁶⁾ tantôt une sorte de conglomérat dans lequel les amygdales seraient des « galets » dégagés par l'érosion.

- **Pétrographie.** La matrice a, en général, une structure granolépidoblastique et elle est essentiellement constituée de quartz, microcline et plagioclase (albite-oligoclase). Les faciès les moins grenus contiennent du grenat.

Le quartz est granoblastique et se présente en grains de 0,2 à 0,5 mm. Le microcline, cristallise en petits cristaux plus ou moins abondants dans la roche. L'albite est souvent localisée dans les lits micacés, elle se présente en petits cristaux et elle est assez fréquente. La biotite et la muscovite sont associés en feuillets.

Les amygdales quartzo-feldspathiques sont essentiellement constituées de quartz, d'albite et de feldspath alcalin ; biotite et muscovite sont toujours présentes mais en petite quantité. Les proportions relatives de ces différents constituants sont assez constantes sauf dans les niveaux les plus massifs où les amygdales sont essentiellement feldspathiques. Ces minéraux constituent une pâte finement grenue où l'on note fréquemment des monocristaux résiduels de microcline ou de feldspath potassique perthitique envahis par la pâte microgrenue. Les amygdales quartzieuses sont totalement recristallisées. Les ocelles de quartz bleu sont souvent monominéraux et présentent une extinction onduleuse.

- **Caractères structuraux.** Ils sont dans cette roche, du fait de l'aspect massif de ces gneiss, bien moins marqués que dans les autres faciès de gneiss amygdalaires. La schistosité principale reste visible mais elle est le plus souvent mal exprimée. Les lentilles quartzieuses et quartzo-feldspathiques sont en revanche, ici aussi fortement étirées parallèlement à la direction de la linéation N50-N230.

(6) A. Emberger et J. Delorme l'ont cartographié en 1949 comme une « granulite schisteuse ».

• **Géochimie.** Les points représentatifs des analyses chimiques effectuées sur ces faciès se concentrent autour d'un pôle de roches ignées (Petitpierre, 1981). L'origine de cette roche est donc volcanoclastique. P. Rolin (1981), au vu du chimisme de cette roche, de sa teneur en biotite et de la présence, au sein des amygdales de phénocristaux étirés, suggère pour l'origine de ce faciès un granite porphyroïde déformé. L'abondance des feldspaths et de la biotite laisse supposer un remaniement *in situ* du matériel granitique ou au plus, un remaniement accompagné d'un petit transport. Cette hypothèse peut être étayée par la variation de la granulométrie des éléments figurés que l'on peut encore observer dans ces roches car le métamorphisme ne l'a que partiellement effacé, sauf dans les zones très laminées.

P. Schmitt *et al.* (1984) ont traité une quinzaine d'analyses chimiques portant sur les faciès représentatifs des gneiss amygdalaires. Les points correspondants à ces échantillons définissent une tendance entre un pôle granite, pour les faciès œillés et conglomératiques, et un pôle argileux.

λL. Leptynite de Lagedemont. Intercalé dans les gneiss amygdalaires de Lagedemont on trouve un fin niveau de leptynite (10 à 20 m d'épaisseur). Ce sont des gneiss très fins beiges ou jaune gris, à patine rouille, souvent très altérés à l'affleurement ; ils présentent un débit très planaire, en très minces plaquettes ou en fins feuilletés. Ces gneiss ont une structure granoblastique faiblement lépidoblastique ; ils contiennent quelques rares amygdales de quartz très étirées et aplaties (1 à 5 mm de long).

Ces roches essentiellement quartzo-feldspathiques contiennent 40 à 60 % de quartz, 20 à 40 % de feldspath très altéré vraisemblablement potassique, 10 à 15 % de muscovite déformée, développée surtout dans les plans de foliation, et très peu de biotite (2 % environ) également déformée. On peut y observer du grenat et peut être de la sillimanite.

Cette leptynite, qui passe progressivement aux gneiss amygdalaires auxquels elle est associée, est considérée par tous les auteurs comme étant d'origine sédimentaire dérivant d'anciens tufs rhyolitiques fortement remaniés. L'analyse chimique effectuée sur cette roche (voir annexes) conforte cette hypothèse.

ξχ. Micaschistes et quartzites à graphite. Au Sud-Ouest de Lagedemont, une lentille plurimétrique de micaschistes et de quartzites graphiteux est interstratifiée dans les gneiss amygdalaires et elle est très difficile à suivre latéralement. C'est une roche dure très sombre qui tache les doigts. Elle est très plissotée à toutes les échelles.

Au microscope, elle montre la composition suivante : quartz finement granoblastique ; muscovite ; biotite altérée en chlorite ; graphite regroupé en lits opaques.

La proportion de quartz dans la roche est très variable et détermine l'appellation micaschiste ou quartzite donnée à ces faciès qui sont très imbriqués avec toutefois une prédominance du pôle quartzite.

Pour C. Fraisse *et al* (1987), ces faciès évoqueraient une origine antémétamorphe sédimentaire, en bassin calme, en fin d'activité volcanique.

λc. Leptynite du Confluent. Il faut signaler un niveau de leptynite claire, de faible épaisseur, intercalé dans les gneiss amygdalaires du Confluent à la limite de la carte Argenton-sur-Creuse (secteur nord-occidental). Ce niveau semble être situé géométriquement au sommet de ces gneiss et on le retrouve affleurant en lentille un peu plus bas, peut-être du fait de replis tectoniques. Sur la carte voisine, la Châtre, ce niveau est beaucoup plus développé et il contient de nombreuses intercalations de quartzite et un niveau de quartzite à graphite.

C'est un gneiss très fin qui comporte de petites amygdales millimétriques de quartz et de feldspath, il est de teinte beige et souvent altéré, présentant alors une patine ocre rouille. Il se débite en fines plaquettes et sa minéralogie est très voisine de celle de la leptynite de Lagedemont, mais nous n'y avons pas observé de grenat. Pour les auteurs de la carte La Châtre (Fraisse *et al*, 1987) ce niveau (qu'ils décrivent dans le groupe « métatuffites, leptynites claires et quartzites ») proviendrait d'anciens tufs rhyolitiques remaniés.

Formation des gneiss gris *l.s.*

Cette formation, de nature grésopélitique (plus pélitique à sa base géométrique qu'à son sommet) est située au-dessus de la formation des gneiss amygdalaires. Elle correspond à « l'unité schisto-gréseuse » de J. Bouloton (1974) et elle est composée de gneiss massifs ainsi que de micaschistes feldspathiques qui contiennent des passées riches en micas. Ces différents faciès ont tous sensiblement la même composition minéralogique, seules les proportions minérales varient.

A la base géométrique de la formation on observe les micaschistes feldspathiques (dénommés « micaschistes à grenat » sur la carte voisine la Châtre ; Fraisse *et al*, 1987). Ce faciès, très phylliteux, devient moins phylliteux dans ses assises inférieures et s'enrichit en ocelles de feldspath, assurant la transition avec les gneiss amygdalaires sous-jacents avec lesquels, nous l'avons vu plus haut, il forme des récurrences.

Au sommet de la formation des gneiss gris *l.s.*, affleurent les gneiss gris *s.s.* (« gneiss gris plagioclasiques » sur la carte la Châtre) qui passent progressivement, vers la base, aux micaschistes feldspathiques sous-jacents

avec lesquels ils forment de nombreuses récurrences. Tous les intermédiaires existent entre les deux pôles, gréseux et phylliteux.

Au sein de ces deux faciès principaux, on observe d'une part des horizons orthodérivés acides représentés sur cette coupure par la leptynite de la Roche-Blond-Chambon et d'autre part un ensemble leptyno-amphibolique représenté ici par un faciès composite (δ) essentiellement constitué par une amphibolite banale souvent rubanée où l'on observe de nombreuses récurrences de leptynite et par une amphibolite massive : Pamphibolite de Bonnu (δB). Ce complexe leptyno-amphibolitique contient ponctuellement quelques reliques de haute pression, des éclogites (ψ) et des serpentines (λ).

ξ. *Micaschistes feldspathiques*. Sur la carte Argenton-sur-Creuse ce

faciès est bien représenté. On peut l'observer dans la région d'Eguzon où il est en contact avec les gneiss amygdalaires, dans le secteur de Baraize ($x = 540,45$; $y = 166,1$) et de Cluzion ($x = 543,8$; $y = 164,55$) où il affleure au-dessus et au-dessous du complexe leptyno-amphibolique ainsi qu'au Nord de Montchevrier ($x = 554,2$; $y = 164,75$) où il est en contact direct avec la leptynite de la Roche-Blond-Chambon.

• **Lithologie.** Les micaschistes feldspathiques sont des roches très péli-tiques, de couleur gris-brun, à patine gris verdâtre ou rouille qui donnent par altération une terre de couleur violette. Le faciès commun est très phylliteux, finement lité et contient systématiquement des ocelles feldspathiques moulés par la schistosité (« foliation gondolée »).

Dans la partie basale de la série, dans la région d'Eguzon, les ocelles feldspathiques sont très abondants et ce faciès peut être alors confondu avec les gneiss amygdalaires sous-jacents dont il diffère cependant par sa nature phylliteuse et sa couleur sombre.

Les assises sommitales des micaschistes qui affleurent au-dessus du complexe leptyno-amphibolique, dans la région de Cluzion et de Baraize sont très riches en mica et contiennent de nombreux bancs décimétriques de gneiss gris avec lesquels elles alternent rythmiquement.

• **Pétrographie.** Les micaschistes feldspathiques ont une structure granolépido-blastique. Ils présentent plusieurs associations minérales successives : une paragenèse à quartz, feldspath, biotite grenat qui montre des reliques de disthène et de staurotite constitue l'essentiel de la roche ; de la muscovite et de la sillimanite apparaissent plus tardivement et le tout est ensuite affecté par une phase rétomorphe qui transforme la biotite en chlorite et la sillimanite en muscovite secondaire.

Le quartz qui est très abondant (50 à 60 %) est finement granoblastique et présente une extinction ondulante. Ce minéral est recristallisé et les cristaux sont le plus souvent regroupés en amygdales très étirées ou en rubans.

Les feldspaths, peu abondants (7 à 15 % et moins de 7 % dans les passées franchement micaschisteuses) sont surtout représentés par l'oligoclase qui cristallise en cristaux millimétriques. On peut trouver, mais plus rarement des phénocristaux potassiques anté-foliation, fortement déformés. Ces porphyroclastes constituent les ocelles feldspathiques décrits dans ce faciès et principalement localisés dans ses assises basales.

La biotite abondante est toujours déformée, elle est parfois le seul mica présent dans la roche. A proximité des leucogranites elle est toujours transformée en chlorite. Ces deux micas constituent jusqu'à 25 % de la roche dans les faciès les plus phylliteux.

La muscovite est très rare et même souvent absente. Elle apparaît d'une part en cristaux disposés dans la foliation et d'autre part en petits cristaux rétro-morphiques, non déformés, de faible dimension et souvent imbriqués dans les fibres de sillimanite.

Le grenat, automorphe, est quelquefois de grande taille (5 à 8 mm) et contient du quartz en inclusions poecilites. Ce minéral est très abondant dans les micaschistes feldspathiques qui surmontent le complexe leptyno-amphibolique. Au voisinage des massifs leucogranitiques il est aussi parfois rétro-morphosé en chlorite.

La sillimanite est courante, elle se présente en fibrolites groupées en paquets flexueux, associés à la biotite.

Le disthène n'est pas abondant et n'apparaît qu'en relique dans la muscovite ; il est toujours cataclaté.

La staurotide est très exceptionnelle, on la trouve le plus souvent en petits fragments disséminés dans la trame.

• **Caractères structuraux.** C'est dans ce faciès de l'unité d'Éguzon que les caractères structuraux sont les mieux exprimés.

Schistosités. Localement, en plus de la schistosité principale, on observe dans ce faciès, deux schistosités de plan axial plus ou moins bien exprimées. La schistosité principale, comme dans la formation des gneiss amygdalaires est une schistosité de flux, subparallèle aux limites lithologiques. Initialement peu pentée au Nord-Ouest et subhorizontale, elle peut être localement très redressée du fait de plissements tardifs. Cette schistosité est associée à la cristallisation des minéraux de la paragenèse de métamorphisme de degré moyen (phyllites, quartz, feldspaths, sillimanite) que l'on observe dans ces micaschistes.

Une deuxième schistosité, associée à des plis à plan axial orienté au N150 peut être observée localement. Elle est aussi peu pentée et fait un angle faible (20 à 30°) avec la schistosité principale.

Localement, dans les zones où la schistosité principale est très redressée comme par exemple au Nord du barrage d'Éguzon, on peut observer une troisième schistosité qui est une schistosité de fracture de plan axial associée à des plis orientés au N40-50. Cette schistosité, peu exprimée, à microlithons

plurimillimétriques, fait un angle de 45° environ avec la schistosité principale et elle est postmétamorphe de la phase de métamorphisme principal car sur les surfaces qu'elle développe seule la muscovite tardive cristallise.

Linéation. Deux linéations sont bien visibles dans ces micaschistes, une linéation orientée au N50-N230, visible partout et une linéation au N130-N310 que l'on ne peut observer que très localement. La première, portée par la schistosité principale, se traduit par l'alignement et par un léger étirement des minéraux qui ont cristallisé ou recristallisé lors de la phase de métamorphisme de degré moyen, à savoir, le quartz, les feldspaths, la biotite, la muscovite et la sillimanite.

La seconde linéation, plus discrète, n'est présente que dans les micaschistes de base de nappe, très proches du chevauchement de Chambon, et elle est aussi portée par la foliation principale. C'est une linéation d'alignement de minéraux, mais bien moins marquée que la précédente. On peut toutefois dans certains cas remarquer que cette structure linéaire est synchrone de la rétomorphose car elle réoriente parfois des minéraux préexistants et elle est soulignée par la cristallisation de la muscovite dans la sillimanite.

Stries. Dans les micaschistes feldspathiques on observe couramment sur les surfaces de la schistosité principale des stries orientées au N50-N230. Ces structures pénétratives dans la roche attestent l'existence de frictions plan sur plan suivant cette direction en régime fragile. On peut trouver, mais plus rarement, des stries orientées au N130-N310.

Plis. Les auteurs de la carte Argenton-sur-Creuse ont décrit trois générations de plis post-schistosité principale dans les micaschistes feldspathiques.

La première génération visible de plis correspond à des plis dont l'axe est orienté au N150. Ce sont soit des plis très amples, métriques à kilométriques, qui apparaissent cartographiquement (entre Cluzion et Orsennes par exemple), à plan vertical et à axe subhorizontal soit, plus généralement des microplis à plan axial fortement déversé vers le Nord-Est. Ces deux structures semblent associées à la deuxième schistosité décrite dans ces faciès.

Une autre génération de plis à axe N40-N50 semble plus tardive. Elle est ici bien exprimée et elle correspond à des plis de dimensions décimétriques à kilométriques à plan axial vertical et à axe horizontal. Ces plis sont le plus

souvent très resserrés, comme on peut l'observer au barrage d'Eguzon, leur plan axial est alors fortement déversé vers le Nord-Ouest. Ils peuvent aussi, mais beaucoup plus rarement, être très ouverts. Quand ils sont très nombreux et resserrés les plis de petites dimensions peuvent déterminer, dans ces micaschistes, une schistosité de fracture (cf. *supra*) et ils peuvent localement replisser la schistosité principale.

On observe aussi une génération de plis à axe orienté au N80 ± 20°. Ce sont des plis en chevron ou en genou, millimétriques à métriques, à plan axial droit ou légèrement déversé vers le Sud. Ils sont bien exprimés et ils déterminent une schistosité de fracture de plan axial pas toujours très nette.

Ces plis reprennent les linéations orientées au N50 et au N310, ils sont donc les plus tardifs.

Signalons enfin que les auteurs de la carte voisine (La Châtre) ont observé, dans la formation équivalente, au Nord de Cluzeau-de-Rongères, des plis qui semblent synschisteux de cette schistosité principale et seraient donc les plus anciens ; ils sont marqués par des veines et des charnières étirées de lentilles de quartz parallèlement à la schistosité.

- **Géochimie.** Des analyses chimiques ont été effectuées (Bouloton, 1974) dans les micaschistes feldspathiques qui surmontent les amphibolites dans la région de Fresselines (carte Dun-le-Palestel, située immédiatement au Sud de la coupure Argenton-sur-Creuse). Le traitement géochimique de ces données confirme l'hypothèse d'une origine sédimentaire (domaine des shales ferrifères) pour les micaschistes feldspathiques.

ζG. **Gneiss gris s.s.** Sur la coupure Argenton-sur-Creuse, les gneiss gris s.s. sont associés aux micaschistes feldspathiques sauf dans la région de Montchevrier où ils sont absents, les micaschistes feldspathiques étant là, directement chevauchés par l'unité des migmatites, ainsi que dans la région de Cluis où on les retrouve décalés par le jeu des failles de Cluis et Guis-Dessous. Dans la région de Gargillesse, les gneiss gris s.s. sont chevauchés par l'unité de Dun-Gargillesse et dans le secteur de Baraize, ils sont en contact failles avec l'unité des migmatites.

Cette formation est assez homogène dans son ensemble, mais elle peut présenter quelques variations de faciès évoluant alors vers des faciès mica-schisteux à grenat ou vers des quartzites. Les auteurs de La Châtre, la carte voisine à 1/50 000, signalent dans cette formation des lentilles de gneiss amphibolique que nous n'avons pas retrouvées sur cette coupure.

Il n'y a pas de coupure franche entre les gneiss gris s.s. et les micaschistes feldspathiques sous-jacents mais le faciès le plus typique des gneiss gris s.s. est plus clair et moins phylliteux que le faciès mica-schisteux.

- **Lithologie.** Ce sont des roches homogènes bien indurées, à grain de dimension variable (fin à grossier). La couleur de ces gneiss varie selon leur degré d'altération. A l'œil nu, la roche a une teinte grise plus ou moins verdâtre quand elle est riche en chlorite, à patine brune plus ou moins sombre, quand elle est altérée. Le quartz est visible en amygdales dans les ombres de pression des zones de cisaillement et le feldspath forme des petits ocelles moulés par la foliation. Dans les faciès très massifs, les ocelles deviennent rares voire inexistantes et le feldspath est alors intégré à la trame. Le mica noir est abondant et souvent chloritisé, ce qui confère à la roche sa couleur verdâtre. Dans les faciès phylliteux, on peut observer du grenat à

l'œil nu. Ces roches se débitent en plaquettes régulières plus ou moins fines et montrent une foliation planaire.

• **Pétrographie.** Ces gneiss montrent le plus souvent une structure granoblastique parfois granolépido-blastique.

Le quartz est très abondant (40 à 45 %), il est recristallisé en petits cristaux qui constituent des yeux très étirés ou des rubans allongés dans la foliation.

Les feldspaths constituent 45 à 52 % de la roche. Ce sont surtout des plagioclases (oligoclase, andésine) qui constituent dans les faciès les moins massifs les ocelles allongés dans la foliation. Les faciès les plus grenus ne montrent pas d'ocelles, les plagioclases sont alors fondus dans la trame. Le feldspath potassique est rare, il se présente en phénocristaux moulés par la foliation, fortement déformés, associés à des cristaux de quartz (structure pœcilitique).

La biotite, abondante, constitue le principal minéral phylliteux des faciès les moins massifs. Elle se présente en cristaux petits et très colorés, toujours déformés. Ce minéral est partiellement ou complètement rétomorphosé en chlorite, selon sa position plus ou moins proche d'un massif leucogranitique.

La muscovite est abondante dans les gneiss gris *s.s.* (il à 20 %), elle peut cependant être exceptionnellement absente. Deux générations de mica blanc sont observables : la première, synchrone de la foliation principale est constituée de cristaux souvent déformés qui sont orientés au N30-N50 et la seconde, très fraîche, est postérieure car elle souligne les plans de la schistosité de plan axial associée aux plis orientés au N40-50 qui reprennent cette foliation principale (*infra* caractères structuraux).

Le grenat est presque toujours présent, surtout dans les faciès les plus phylliteux et il est plus ou moins abondant (jusqu'à 3 %) et souvent altéré en chlorite. Il est automorphe, anté à syn-foliation, et il contient souvent des inclusions pœcilitiques.

La sillimanite est courante et toujours associée en fibrolites aux phyllites.

Le disthène est rare et quand il est présent il se présente toujours en petits cristaux reliques déformés, au sein de la muscovite. B. Lasnier (1965) signale cependant, près du barrage d'Eguzon quelques bancs de gneiss gris où ce minéral se présente en fines tablettes associées à la sillimanite et à la muscovite ; cet affleurement n'a pas été retrouvé.

La staurotide est exceptionnelle, elle cristallise en petites sections subrectangulaires très cataclasées, souvent transformées en muscovite.

Les gneiss gris *s.s.* contiennent aussi des oxydes (limonite et opaques), du zircon, de l'apatite et parfois du sphène.

• **Caractères structuraux.** Les gneiss gris montrent les mêmes structures (schistosités, linéations, stries et plis) que les micaschistes feldspathiques. De plus, comme certains de ces faciès présentant un degré d'altération moindre que celui des micaschistes feldspathiques, il a été possible d'y

effectuer une étude sur la fracturation. Cinq directions de diaclases plus ou moins nettes ont pu être relevées : N155, N125 et N85 puis N25, N55. Les fractures de directions N155 et N85 sont, comme dans l'unité de Fougères, contemporaines ou tardives par rapport à la mise en place des leucogranites puisqu'elles affectent ces derniers. Elles pourraient donc être induites par le champ de contraintes namuro-westphalien associé à cette mise en place. Les fractures de direction N25 et N55 semblent plus anciennes.

- **Géochimie.** Les analyses chimiques effectuées sur les gneiss gris *s.s.* confirment l'hypothèse d'une origine paradérivée pour ces faciès. Il pourrait s'agir d'anciennes grauwackes plus ou moins pélitiques.

λR. Leptynite de la Roche-Blond-Chambon. Cette leptynite constitue un horizon interstratifié dans les assises basales de la formation des gneiss gris et on peut la considérer comme l'équivalent lithostratigraphique des leptynites de Sainte-Sévère et de La Forêt-du-Temple, situées respectivement sur les cartes voisines La Châtre et Aigurande à 1/50 000.

Ce niveau, orthodérivé, provient d'un matériel intrusif et, sa place dans la série peut varier, ce qui explique qu'on puisse l'observer indifféremment sous ou sur le complexe leptyno-amphibolique. De même, ses contacts avec l'encaissant peuvent être discordants ou avoir été mis en accordance postérieurement à la mise en place ; en effet la foliation de cette leptynite est souvent concordante à celle des gneiss et micaschistes encaissants mais elle peut être cartographiquement sécante.

En bordure ouest du lac Chambon, ce niveau est très puissant (100 m environ) et il contient de nombreuses récurrences de gneiss gris banal *s.s.* de dimensions non cartographiables. La mauvaise qualité des affleurements ne permet pas de suivre latéralement ces intercalations de gneiss gris et on ne peut pas déterminer s'il s'agit d'enclaves plus ou moins lenticulaires, de bancs ou d'inclusions tectoniques.

La leptynite se suit vers le Nord-Ouest, vers Saint-Plantaire, en se biseauant pour disparaître dans la région d'Orsennes. On la retrouve au Nord-Ouest de Montchevrier, où elle développe de nouveau une puissance importante ainsi qu'en copeau tectonique soulignant la faille de Cluis.

- **Lithologie.** C'est une roche claire, massive, à patine rosâtre ou jaunâtre, très dure et compacte qui a donné son nom au village de la Roche-Blond (situé sur cette même formation sur la carte voisine Dun-le-Palestel : x = 548,9 et y = 154,3). Elle est à grain très fin (0,1 mm environ) et présente généralement un rubanement fin, millimétrique à plurimillimétrique, souvent flou et discontinu. Ce rubanement peut être absent, comme au voisinage du chevauchement de Chambon où la leptynite est mylonitisée sur une vingtaine

de mètres de puissance. Elle a alors un aspect grenu ne montrant comme seule anisotropie que quelques quartz étirés.

- **Pétrographie.** La leptynite présente une structure granoblastique faiblement lépidoblastique, elle contient essentiellement du quartz, des feldspaths et quelques micas. Tous ces minéraux, sauf la chlorite, semblent appartenir à la même paragenèse.

Le quartz (35 à 40 %) se présente soit en cristaux bien développés qui constituent le fond grenu de la roche en association avec les feldspaths, soit en cristaux plus petits, engrenés, à extinction roulante qui forment des rubans mylonitiques dans les faciès cataclasés au contact du chevauchement.

Les feldspaths sont largement prédominants (50 à 55 %). Ce sont des feldspaths potassiques, pour environ 20 % (orthose et microcline) et des plagioclases (30 à 35 %) qui vont de Palbite à l'oligoclase. Ces minéraux se présentent soit en phénocristaux isolés, altérés et fortement étirés qui montrent des macles tordues et « décrochées », soit en petits individus recristallisés qui constituent dans le fond grenu de la roche de belles plages étirées.

La muscovite (de 2 à 10 %) est disposée dans la foliation de la leptynite, elle est largement déformée et effilochée. La biotite (1 à 4 %) cristallise en petites paillettes qui sont très déformées et souvent chloritisées.

L'apatite, le zircon et les minéraux opaques sont peu abondants, l'épidote est assez rare et apparaît en petites plages, *le grenat* n'a été observé que sur quelques lames où on le trouve en petites plages morcelées.

- **Caractères structuraux.** La leptynite de la Roche-Blond-Chambon étant très peu schistosée, il a été difficile d'y étudier les caractères structuraux. La seule anisotropie visible est l'étirement très marqué des quartz et des feldspaths qui sont étirés en fuseau avec, parfois, un axe d'allongement 15 à 20 fois plus grand que les deux autres dimensions. Ces fuseaux sont de type constrictif et leur axe d'allongement est orienté parallèlement à la linéation au N50.

- **Géochimie.** Au vu de certains critères (composition minéralogique et texture), P. Rolin (1981) avance, pour ce faciès, une origine orthodérivée. E. Petitpierre (1981) a étudié, sur la carte voisine, La Châtre, la leptynite de Sainte-Sévère (qui affleure, rappelons-le, en position structurale semblable à celle de la Roche-Blond-Chambon) et, pour cet auteur, le chimisme de cette roche est rhyolitique.

Du fait des corrélations lithologiques établies entre les leptynites de la Roche-Blond, de Sainte-Sévère et celle de La Forêt-du-Temple situées sur les cartes adjacentes, P. Bouvier *et al* (1985) ont globalement traité toutes ces roches. Pour ces auteurs, le chimisme de toutes ces leptynites est comparable à celui de granites ou de rhyolites banaux. Elles s'écartent cependant de la moyenne des granites par un enrichissement en silice et un net appau-

vrissement en chaux, modifications attribuées par ces auteurs à l'ortho-gneissification. La leptynite de la Roche-Blond-Chambon proviendrait, pour sa part, d'un matériel rhyolitique localement remanié.

Complexe leptyno-amphibolique

C'est un ensemble lithologique qui affleure au sein des gneiss gris l.s. Il est constitué d'alternances irrégulières, de puissance variable, d'amphibolites et de leptynites ; les faciès acides (les leptynites) n'occupant cependant que 1 % environ du volume total de cet ensemble.

Ce complexe, dont l'importance fut naguère soulignée par P. Pruvost (*in* Peterlongo, 1953) est très largement représenté sur la coupure étudiée. On peut parfaitement l'observer dans la vallée de la Creuse où il atteint, au barrage d'Eguzon, une puissance de 400 m environ. Latéralement, le complexe occupe aussi tout un secteur qui part de la vallée de la Creuse, à l'Ouest et se prolonge jusqu'au-delà d'Orsennes à l'Est ; les affleurements sont là, malheureusement, souvent masqués par des formations de plateau. On le retrouve dans le coin tectonique délimité par les deux failles subméridiennes dans le secteur de Cluis. Sur la feuille Dun-le-Palestel, située immédiatement au Sud, ce complexe réapparaît dans le flanc sud de l'antiforme du plateau d'Aigurande, dans la région de Fresselines ; mais là, il n'atteint que 150 m d'épaisseur et les niveaux acides sont extrêmement rares.

Les modélisations gravimétriques effectuées par D. Lemaire *et al* (1986) sur les faciès basiques de ce complexe ont permis de montrer que cette formation atteint un grand développement en profondeur, au Sud-Est de Fresselines jusque sur la carte La Châtre. D'après les modèles, ces amphibolites s'étendraient sur une quinzaine de kilomètres en profondeur, entre le massif de Crevant (La Châtre à 1/50 000) et la faille de Boussac, avec une puissance pouvant atteindre 1 500 m. On peut donc dire que ce complexe leptyno-amphibolique a une puissance très variable, de type renflement/retrécissement.

Ce domaine leptyno-amphibolique présente une grande variété de faciès tant dans les faciès acides que dans les faciès basiques.

Les roches basiques sont surtout représentées par un faciès d'amphibolite banale, le plus souvent rubanée, qui constitue le plus gros volume de ce complexe. Les différents auteurs qui ont étudié ces amphibolites y signalent quelques variations lithologiques comme par exemple, pour ne citer, entre autres, que les plus importantes, des amphibolites à épidote (Lasnier, 1965 ; Yang Kieh, 1932), des amphibolites à pyroxène (Yang Kieh, 1932) et des amphibolites grenatifères. Signalons enfin que les amphibolites rubanées contiennent ponctuellement des éclo-gites (ψ) et quelques lentilles de serpentine (λ).

À côté de ce gros volume d'amphibolites banales, il faut mentionner l'amphibolite de Bonnu (SB), massive et mouchetée qui affleure essentiellement dans la région de Bonnu ($x = 545,1$; $y = 160,6$), dans le secteur du barrage d'Éguzon et dans la région de La Loge ($x = 549,5$; $y = 167,1$), à 2 km environ au NNE d'Orsennes.

Les faciès acides sont des leptynites qui, bien que ne constituant pas un gros volume, montrent, elles aussi, quelques variétés de faciès à l'affleurement ; ce sont des leptynites banales, quartzitiques ou à hornblende. Ces leptynites affleurent en passées plus ou moins fines (millimétriques à plurimétriques) et régulières, associées aux amphibolites. Cette alternance n'est ni régulière ni même systématique. Les leptynites, sur la coupure étudiée, semblent en effet être concentrées dans la moitié supérieure du complexe et leur fréquence paraît diminuer du Nord au Sud. Dans certains secteurs, comme dans la région de Chamorin ($x = 541,5$; $y = 165$), les amphibolites renferment de nombreux horizons leptynitiques assez épais. Dans le secteur de Montcocu ($x = 543$; $y = 163,7$) et à l'Est de Cluis, les horizons leptynitiques restent fréquents, mais ils sont beaucoup plus fins. Ailleurs, sur toute la zone cartographiée en tant que « complexe leptyno-amphibolique », les intercalations leptynitiques sont rares et négligeables et parfois même exceptionnelles. L'importance des niveaux acides dans le complexe leptyno-amphibolique semble donc diminuer de Chamorin à Bonnu.

Cette répartition particulière des niveaux leptynitiques peut être intrinsèquement géométrique, mais il faut cependant souligner une certaine corrélation entre la fréquence des niveaux leptynitiques et la nature de l'amphibolite qui les accompagne. Les bancs de leptynite sont nombreux et relativement importants dans les amphibolites banales rubanées, ils le sont beaucoup moins quand ces faciès rubanés s'enrichissent en grenat et deviennent plus massifs et sont enfin presque inexistantes dans l'amphibolite mouchetée de Bonnu. Les contacts entre leptynite et amphibole sont généralement nets et réguliers. Le biseautage réciproque de ces niveaux et/ou le passage latéral d'un faciès à l'autre sont toutefois fréquents. Pour P. Rolin (1981), ce phénomène ressemble parfois à des variations latérales de type sédimentaire.

Ces deux faciès, acides et basiques, étant fortement imbriqués, il n'a pas été possible de les cartographier séparément sur la carte géologique. De ce fait, et, au vu de l'importance réduite des faciès acides dans cet ensemble, nous avons préféré, pour alléger la représentation cartographique et la légende, représenter tout le complexe leptyno-amphibolique de l'unité d'Éguzon, par deux caissons qui ne portent que des symboles de roches basiques 8 et Ô£. Nous y avons rajouté quelques variantes ponctuelles et souligné la présence des niveaux leptynitiques par une surcharge.

δ. *Amphibolites banales rubanées*. Ce sont les amphibolites les plus courantes de ce complexe. Elles sont décrites sous l'appellation « amphibolites rubanées » par P. Rolin (1981), « amphibolites normales » par B. Lasnier (1965) et amphibolites feldspathiques par Yang Kieh (1932). C'est dans ce faciès que les intercalations leptynitiques sont les plus nombreuses. Les gisements de ces amphibolites sont nombreux mais peu puissants et constituent l'essentiel du volume de ce complexe. On retrouve aussi ce faciès, en intercalations fines, dans les micaschistes feldspathiques qui surmontent le complexe leptyno-amphibolique.

- **Lithologie.** Ce sont des amphibolites noires à verdâtres, à grain fin, finement rubanées, constituées d'alternances millimétriques de lits clairs où prédominent les feldspaths et de lits plus sombres riches en amphibole. Elles se présentent en général en fines strates et se débitent en dalles régulières qui étaient exploitées dans les anciennes carrières du Pont-des-Piles et de Montcocu. Certains bancs peuvent être parfois plus épais et le débit régulier de ces faciès peut être localement interrompu par la présence de passées lenticulaires de schistes chloriteux et amphiboliques qui peuvent atteindre 30 à 40 cm et qui semblent « insérés » entre les bancs massifs et réguliers d'amphibolite.

- **Pétrographie.** Au microscope, ces roches présentent une structure granonématoblastique, elles sont pauvres en quartz et présentent une paragenèse d'amphibolite banale (quartz, plagioclase, hornblende verte, grenat et assez rarement de la biotite) affectée par une rétro-morphose qui aurait déstabilisé la biotite en chlorite et développé de l'épidote dans certains cas.

Le quartz est rare ou absent (3 % en moyenne), cependant, on observe souvent du quartz secondaire dans les fissures.

Le plagioclase dont la composition varie de l'oligoclase au labrador constitue de 30 à 50 % de la roche, il est peu déformé et rarement maclé. Il se présente sous deux habitus : d'une part associé aux cristaux d'amphibole dans la trame et d'autre part il peut constituer avec du quartz et de l'épidote des lits clairs qui se différencient au sein de la roche.

L'amphibole, une hornblende verte (30 à 60 %) se présente le plus souvent en prismes fins, losangiques parfois aciculaires qui sont couchés dans la foliation. Ce minéral est rarement déformé mais, localement, au voisinage immédiat de certaines fractures tardives, l'écrasement induit des faciès minéralogiques en mortier avec destruction de la hornblende remplacée alors par une chlorite incolore et par de l'épidote.

La biotite et la chlorite sont rares et souvent absentes ; elles peuvent cependant, dans certains cas, constituer jusqu'à 10 % de la roche.

Le grenat contient toujours du quartz en inclusions pœcilitiques, il est toujours présent mais peu abondant en général.

L'épidote est omniprésente mais peu abondante, sauf dans certains niveaux très riches en épidote comme dans la « Carrière du Pont-des-Piles », à 5 km au NNE du barrage d'Éguzon (cf. description *infra*). C'est alors généralement une pistachite, parfois associée à de la clinzoïsite. Ce minéral se retrouve aussi localement, au voisinage de certaines fractures tardives où il remplace partiellement la hornblende.

Cette description pétrographique correspond au faciès le plus classique et le plus répandu des amphibolites banales mais, comme le signalent les auteurs, on rencontre au sein de ces amphibolites quelques faciès particuliers :

- *amphibolites à lits d'épidote*. Les affleurements les plus connus de ce faciès (Lasnier, 1965) d'amphibolites banales enrichies en épidote se situent près du barrage d'Éguzon, dont ils constituent les assises. Ces amphibolites se présentent ici en bancs épais, redressés à la verticale et développent une grande puissance (400 m environ). On en observe quelques autres affleurements, de dimensions plus réduites, partout au sein des amphibolites banales rubanées, comme par exemple entre Moncocu et Chamorin (ravine à l'Est du château de Gauthier ; Yang Kieh, 1932).

L'affleurement décrit au barrage d'Éguzon est très tectonisé. En effet, il est affecté par de nombreuses failles essentiellement orientées NE-SW, et, au sein même de l'amphibolite, massive et sombre, on peut observer de nombreux microplis et microfailles qui sont soulignés par de fins lits d'épidote vert clair à jaunâtres. Certains lits d'épidote plus épais, permettent de décrire de véritables épidotites associées aux amphibolites.

Au microscope, ces amphibolites montrent une minéralogie d'amphibolite banale si ce n'est leur richesse en épidote (clinzoïsite et pistachite). Ce dernier minéral présente deux habitus : il est soit associé à l'amphibole et au plagioclase et provient alors vraisemblablement de la destabilisation de ces deux minéraux, soit indépendant, et, il cristallise alors en petits prismes regroupés en petites plages ou veinules. Les lits plus épais d'épidote montrent au microscope une structure granoblastique où l'épidote, une pistachite, apparaît en cristaux poëcilitiques. Le plagioclase (andésine) est très altéré et montre des plages épigénisées en calcite. On observe aussi de la magnétite, de l'ilménite, du rutile et du clinocllore en sphérolite ;

- *amphibolites à pyroxène*. Elles sont très peu représentées et sont souvent ponctuelles. Elles sont signalées par Yang Kieh (1932) au barrage d'Éguzon et par B. Lasnier (1965) dans la carrière au Sud de Montcocu. Le pyroxène, un diopside, est souvent associé à de l'épidote pour former des lits vert clair qui tranchent sur le fond mélanocrate de l'amphibolite banale. Ces lits ne dépassent pas 1 à 2 mm d'épaisseur, ils sont souvent biseautés et peuvent même parfois être relayés par des lentilles. Le pyroxène et l'amphibole, quand ils sont associés sont syncristallins et semblent contemporains ;

- *amphibolites grenatifères*. Le grenat est omniprésent dans toutes les amphibolites de ce complexe, mais il peut, localement, devenir très abon-

dant ou atteindre de grandes tailles (jusqu'au centimètre, par exemple, au Sud de Bonnu). L'affleurement de la Clavière ($x = 543,5$; $y = 163,7$), décrit par Yang Kieh (1932) montre une amphibolite massive, noire à grain très fin, qui contient de petits grains rouge brun de grenat entourés par une auréole vert foncé. Ces amphiboles présentent en général une structure grano-némato-porphyroblastique où des plages constituées de hornblende verte, parfois décolorée, et de plagioclase (andésine) forment un fond schisto-granoblastique sur lequel se détachent des sections arrondies et craquelées de grenat, vraisemblablement un almandin, à structure hélicitique. On remarque aussi, en petite quantité, du quartz, de la magnétite, de l'hématite, de l'ilménite, du rutile, du leucoxène et de la pistachite.

• **Caractères structuraux.** Les amphibolites banales rubanées montrent des traits structuraux bien marqués.

Schistosités. La schistosité principale est extrêmement nette dans ces roches ; elle y développe des surfaces qui peuvent parfois rester parfaitement planes sur plus d'un mètre carré, comme à la carrière du Pont-des-Piles par exemple, où ces dalles d'amphibolites étaient autrefois exploitées. Cette schistosité qui semble ici aussi être la plus ancienne visible est une schistosité de flux, subhorizontale, parfois déformée par des plis postschisteux. Elle développe des surfaces subparallèles aux limites lithologiques, surfaces qui ont guidé la cristallisation ou la recristallisation des minéraux associés à la phase de métamorphisme de degré moyen qui a affecté ces faciès (quartz, feldspath, hornblende verte essentiellement).

Dans les faciès très rubanés on peut, localement, observer une deuxième schistosité qui fait un angle de 20 à 30° avec la schistosité principale. Cette structure est associée à des plis de plan axial orienté au N150.

Dans les amphibolites situées au Nord du barrage d'Eguzon on peut observer une schistosité de fracture de plan axial, assez peu exprimée et peu pentée, faisant un grand angle (45° environ) avec la schistosité principale qui est ici très redressée.

Linéations et stries. Dans ces amphibolites la linéation au N50-N230 est bien marquée par l'alignement des minéraux (quartz feldspath et surtout amphibole) associés à la phase de métamorphisme de degré moyen et par un léger étirement de ces minéraux. Les surfaces portent aussi des stries elles aussi orientées au N50-N230. Ces structures attestent de frictions plan sur plan en régime fragile suivant cette direction.

Quelques rares affleurements d'amphibolites rubanées situés près du pont sur la Petite-Creuse, près de Fresselines (1/50 000 Dun-le-Palestel) montrent, sur la surface de schistosité principale, la linéation L2, en accord avec la cinématique associée au chevauchement de Chambon (orientée au NI 30-N310). Les traces de cette déformation se font donc sentir encore assez haut dans les formations de l'unité d'Eguzon.

Plis. Dans les amphibolites banales qui affleurent au barrage d'Eguzon, on a pu observer une famille de plis à axe orienté sensiblement E-W, assez difficiles à identifier. Ce sont des plis anciens, synschisteux de la première schistosité. P. Rolin (1981) fait remarquer que, sur certains affleurements, ces plis synschisteux semblent replisser une schistosité antérieure et que leurs flancs semblent s'être mis en accordance avec les plans de cette ancienne schistosité. Cette hypothèse reste à démontrer car, dans l'état actuel, cette schistosité ancienne est très difficile à déceler du fait de l'accordance de ses plans avec ceux de la schistosité principale qui affecte ces faciès.

Ces amphibolites ont de plus révélé la présence de plusieurs générations de plis postschisteux qui déforment cette schistosité principale : des plis à axe subhorizontal orienté au N150 et à plan axial vertical ou fortement déversé vers le Nord-Est ainsi que des plis très resserrés, à axe orienté au N40-N50 et à plan axial fortement déversé vers le Nord-Ouest. Ces derniers déterminent la schistosité de fracture décrite plus haut dans ces faciès au

barrage d'Eguzon. On peut enfin très rarement observer quelques plis centimétriques, en chevron ou en genou à axe orienté au N80.

Fracturation. L'étude de la fracturation dans les roches de l'unité d'Eguzon a essentiellement porté sur les amphibolites. Les familles de diaclases observées plus ou moins nettement dans certains faciès des gneiss gris sont ici bien déterminées. On en dénombre cinq qui sont orientées au N155, N125, N85, N25 et N55. Les fractures orientées au N155 et N85 semblent, comme dans l'unité sous-jacente (l'unité de Fougères) contemporaines de la mise en place des leucogranites et seraient donc induites par le champ de contraintes namuro-westphalien associé à cette mise en place ; les autres fractures semblent plus anciennes.

• *Géochimie.* Pour Yang Kieh (1932) qui a étudié la chimie de ces faciès, ces amphibolites banales présentent, dans leur majorité, des paramètres de diorite normale.

Une étude géochimique de P. Rolin (1981) rattache ces roches au domaine des basaltes alcalins à calco-alcalins.

P. Bouvier *et al* (1985) confirment, à partir de données géochimiques plus conséquentes, l'appartenance de ces roches au domaine basaltique (diagramme alumine/alcalins ; La Roche, 1986). Ils constatent de plus, dans ces faciès, une légère tendance à l'enrichissement relatif en fer (diagramme FeO total/FeO total + MgO ; Miyashiro, 1974), tendance qui serait caractéristique des séries tholéitiques (du moins dans les premiers stades de la cristallisation). Ces roches basiques sont aussi très nettement caractérisées par leur pauvreté en titane, ce qui pourrait les apparenter à des tholéïtes d'arc, bien que le chimisme traduit par les oxydes majeurs ne favorise pas cette hypothèse (La Roche *et al.*, 1973, 1980).

ψ. **Éclogites.** Elles se présentent en enclaves dans les amphibolites banales et ne dépassent pas quelques mètres cubes. Elles sont localisées à l'Ouest de Fressignes (x = 543,5 ; y = 163,7), en bordure de la Clavière. Elles ont été successivement décrites par Yang Kieh en 1932 et par B. Lasnier en 1965. Ce dernier a décrit, en bordure de Creuse, un affleurement similaire que nous n'avons pas pu retrouver. Pour Yang Kieh (1932) et B. Lasnier (1965) qui appellent respectivement ces roches « micro-éclogites » et « éclogites », ces faciès correspondent en fait à un ensemble de roches très voisines qui représentent différents stades d'une transformation (qui s'est effectuée dans un sens ou dans l'autre) amphibolite grenatifère ↔ éclogite vraie, ce dernier terme n'étant cependant jamais tout à fait représenté ici.

L'affleurement de la Clavière est très fracturé et certains bancs sont même redressés. Cette fracturation intense est peut être due à la proximité de la

faille d'Eguzonnet (voir schéma structural). Si l'on observe cet affleurement de la périphérie vers le centre (sans préjuger du sens de transformation de ces faciès), on peut décrire un passage continu depuis une amphibolite banale, massive et sombre, à minces lits d'épidote jusqu'au terme ultime que l'on puisse observer : une boule de couleur claire d'« éclogite » enchâssée dans des bancs d'amphibolite fortement éclogitisée :

- l'amphibolite banale de la périphérie, prend, en allant vers le centre de cet affleurement un aspect moins régulier du fait de l'apparition massive de grenat. Ce minéral peut atteindre parfois 5 mm et il est entouré d'une auréole rétro-morphique constituée de plagioclase très fin et de quartz. Au microscope, cette amphibolite à grenat montre une biotitisation de la hornblende ;

- en allant encore vers le centre, on observe l'apparition de passées plus claires au sein de l'amphibolite. Ce faciès de transition qui constitue la majeure partie de l'affleurement décrit ici est désigné sous le nom d'« amphibolite éclogitique » par B. Lasnier (1965). Il est très riche en grenat et en kéliphyte finement grenue, le grenat est entouré soit d'une couronne constituée d'une amphibole plus verte que celle qui constitue la trame soit d'une double auréole de plagioclase + biotite d'une part et d'amphibole d'autre part. La biotite est bien présente dans ce faciès et elle se transforme souvent en chlorite en surface ;

- un peu plus vers le centre de l'affleurement on rencontre des « éclogites amphiboliques » uniquement constituées de grenat et de kéliphyte ;

- le terme ultime observé dans deux boules enchâssées dans les faciès fortement éclogitisés, au centre de l'affleurement, est un faciès à grain très fin, compact, très fracturé, à débit polygonal (« micro-éclogite » de Yang Kieh, 1932). Au microscope il est essentiellement constitué de grenat type almandin, kéliphytisé et pœcilitique, noyé dans de la kéliphyte. On y observe aussi du quartz à extinction onduleuse en petite quantité, de la zoïsite, de l'apatite et du rutile. Les grenats sont tous en zone et sont auréolés d'une

couronne d'amphibole vert clair. Ils sont fracturés et souvent « corrodés » par la kélyphite qui peut, en section, apparaître au cœur de ce minéral. La symplectite interstitielle semble contenir encore des minéraux reliques comme un pyroxène à fort relief et un plagioclase.

Les autres gisements d'éclogite décrits par B. Lasnier (1965), eux aussi très fracturés, montrent cette même succession de faciès de compositions minéralogiques différentes compris entre un pôle éclogite et un pôle amphibolite banale.

Des descriptions données par ces différents auteurs pour ces faciès éclogitiques nous pouvons tirer les traits généraux suivants :

- ces faciès se présentent le plus souvent en boules au sein d'amphibolites plus ou moins « éclogitisées » ;
- les gisements sont toujours très exigus et toujours très fracturés, cette fracturation pouvant le plus souvent être mise en relation avec un accident assez proche ;
- les minéraux primaires sont orientés et les auteurs parlent d'éclogite schisteuse ;
- on n'observe pas d'omphacite, même dans les faciès les plus proches d'une éclogite ; ceci nous empêche donc d'affirmer l'appartenance de ces roches au faciès éclogite vrai. Il nous semble cependant, compte tenu de ces descriptions et du contexte structural général qu'on peut parler ici d'une évolution rétrograde du centre vers la périphérie de ces affleurements, à savoir de la transformation d'une éclogite déjà rétomorphosée jusqu'à un faciès d'amphibolite banale.

• **Caractères structuraux.** Aucune description structurale précise n'est donnée dans la littérature. Seul B. Lasnier (1965) signale que ces éclogites sont schisteuses et que les minéraux primaires sont disposés dans les plans de schistosité. Il signale aussi la présence de nombreuses fractures qui affectent ces faciès et, pour cet auteur, la présence de ces gisements d'éclogite est en relation directe avec une fracturation importante.

• **Géochimie.** Aucune analyse chimique de ces faciès proches de l'éclogite n'est donnée dans la littérature. Nous ne possédons qu'une analyse chimique de l'amphibolite grenatifère prélevée en bordure du gisement décrit ici.

X. Serpentinales. Quatre lentilles de serpentinales (Lasnier, 1965 ; Yang Kieh, 1932) ont été localisées à l'Est et au Sud-Est du hameau de la Jarrige ($x = 544,9$; $y = 163$) et semblent isolées les unes des autres, tout du moins en surface. Ces roches ont toujours légèrement tendance à former des buttes qui ressortent de la topographie, très reconnaissables par leur couleur sombre et

par l'aridité qu'elles confèrent au terrain. La plupart de ces gisements a été exploitée en carrières maintenant abandonnées.

En surface ce sont des roches noires, dures, finement grenues et compactes présentant parfois une schistosité et des microplis soulignés par de minces lits clairs très riches en amphibole incolore. La roche présente une patine alvéolée du fait de la dissolution de certains minéraux comme l'amphibole (de type cummingtonite) très sensible à l'altération superficielle. Les diaclases sont oblitérées par un mélange d'opale et de calcédonite. En profondeur, la serpentine est massive, vert clair et elle est parcourue de nombreux filonnets anastomosés.

Au microscope cette roche présente une structure réticulée orientée avec les minéraux suivants qui semblent appartenir à une paragenèse ancienne :

- une amphibole de type cummingtonite, qui cristallise en longs prismes qui se disposent parallèlement à la schistosité quand elle existe. Ces cristaux sont fracturés, la serpentine pénètre dans les fissures et pseudomorphose peu à peu le cristal initial ;
- l'olivine n'apparaît qu'en petits fragments très rares épargnés par la serpentinisation ;
- un pyroxène de type diopside peut quelquefois être observé dans certains échantillons, il cristallise en prismes qui sont maintenant très pseudomorphosés par la serpentine ;
- la magnétite est aussi présente mais en très petite quantité.

Les minéraux associés à la serpentinisation sont l'antigorite, le chrysotile, la chlorite incolore de type clinochlore, une amphibole incolore, une trémolite vraisemblablement et la calcédonite. L'antigorite se présente sous deux formes, une, incolore, très biréfringente qui constitue les bordures des mailles de la structure réticulaire, et une plus jaune que l'on observe au centre des mailles. Les autres minéraux secondaires sont surtout concentrés en petites veinules qui s'anastomosent et traversent la masse de la serpentine.

• **Caractères structuraux.** Ici aussi nous ne disposons d'aucune étude structurale précise. B. Lasnier en 1965 décrit dans ces roches la présence d'une schistosité concordante avec celle des gneiss encaissants. Elle est soulignée par l'existence de lits plus clairs, riches en amphibole incolore, qui forment un litage souvent accompagné de microplis.

• **Géochimie.** Yang Kieh (1932) et B. Lasnier (1965) ont donné de nombreuses analyses chimiques de ces roches, qui présentent un chimisme de harzburgites plagioclasiques. Pour ces auteurs ainsi que pour M. Chenevoy (1957), ces faciès pourraient, par analogie avec les ultrabasites du haut Limousin correspondre à un petit massif péridotitique ou à des laccolites

intercalés dans les métamorphites avant la phase de métamorphisme général et partiellement épargnés par la rétromorphose.

Pour M. Girod (1978), généralement, les lentilles de serpentines associées aux amphibolites peuvent être considérées soit comme des résidus de fusion partielle du manteau soit comme des cumulats de chambres magmatiques basaltiques déficitaires en silice.

Pour B. Bouvier *et al.* (1985) qui ont mené une étude géochimique plus poussée de ces roches, ces lentilles péridotitiques ne paraissent pas se rattacher à une séquence cumulative.

δB. Amphibolite mouchetée de Bonnu. Ce faciès affleure essentiellement sur un secteur compris entre le barrage d'Eguzon et Bonnu, en débordant cependant de quelques kilomètres au Nord du barrage. On en retrouve aussi quelques affleurements à 2 km environ au NNE d'Orsennes, dans la région des Loges. Ces roches sont très semblables à celles décrites par D. Santallier (1975, 1976) dans le Limousin.

Ce sont des roches massives noires, mouchetées de nombreuses taches blanchâtres qui se présentent sous deux formes : soit sous forme de « zonules blanchâtres » (Yang Kieh, 1932) xénomorphes, soit sous forme de fuseaux bien délimités et allongés. Selon les auteurs qui ont étudié ces faciès les appellations sont différentes :

Faciès/auteurs	Yang Kieh (1932)	Lasnier (1965)	Rolin(1980)
Amphibolite mouchetée à taches xénomorphes	Amphibolite feldspathique et quartzifère	Amphibolite à plagioclases automorphes	Amphibolite mouchetée de Bonnu
Amphibolite mouchetée à fuseaux	Amphibolite feldspathique et quartzifère	Amphibolite œillée	Amphibolite intermédiaire de Bonnu

Quelle que soit la forme des taches de ces faciès, ils sont tous noirs et massifs et se présentent en bancs épais de plusieurs mètres où n'alternent que très exceptionnellement des passées leptynitiques ou gneissiques.

Les amphibolites mouchetées à taches xénomorphes montrent une grande extension autour de Bonnu. Les taches se détachent sur une trame amphibolique noire et massive et leur taille varie autour du centimètre, pouvant atteindre parfois 3 à 4 cm comme par exemple à l'Est de Freissignes, où, en quelques mètres sur le terrain, on voit ces taches prendre de grandes dimensions.

Au microscope, ces roches montrent une structure granonématoblastique et les minéraux sont subsogranulaires. La trame est essentiellement consti-

tuée de plagioclase et de hornblende verte, et elle est très pauvre en quartz (moins de 1 %). Les taches blanchâtres observées à l'œil nu montrent en fait deux assemblages minéralogiques différents. Certaines, les plus grosses et les plus xénomorphes, correspondent à des agrégats polycristallins constitués de lattes de plagioclase à bords irréguliers, dont certaines sont xénomorphes, voire même amiboïdes et très pœcilitiques. Ces cristaux étant plus ou moins jointifs, les interstices sont occupés par de la hornblende et plus rarement par de l'épidote. D'autres taches, plus petites, et moins nombreuses (1 % environ) correspondent aussi à des agrégats polycristallins qui sont eux constitués par un assemblage de grands cristaux de pyroxène et de lattes plus petites de plagioclase et de hornblende.

Le plagioclase (35 à 50 %) varie depuis le pôle oligoclase jusqu'au pôle andésine-labrador. Il se présente dans le fond grenu en petits cristaux et dans les agrégats polycristallins en lattes plus ou moins jointives très pœcilitiques. Ces phénocristaux sont parfois très saussuritisés et leur centre est parfois occupé par un réseau d'aiguilles automorphes d'amphibole d'épidote et de minerais.

L'amphibole, une hornblende verte, constitue 30 à 60 % de la roche ; elle se présente en cristaux rarement déformés soit dans le fond de la roche soit entre les grandes lattes de plagioclase.

Le clinopyroxène (1 %) cristallise surtout dans les agrégats qui correspondent aux mouches blanchâtres, il est souvent très altéré.

Le quartz (moins de 1 %) est très rare et même parfois absent ; il peut par contre, exceptionnellement, dans certains échantillons constituer 5 % des minéraux.

La biotite est assez peu courante ainsi que *la chlorite* qui provient de sa rétomorphose.

Le grenat peut être abondant dans certains échantillons.

L'épidote est omniprésente et constitue 2 à 3 % des minéraux ; elle cristallise essentiellement en association avec la hornblende dans les agrégats polycristallins.

Le sphène et les minéraux opaques sont peu abondants ; le *rutile* est exceptionnel.

Les *amphibolites mouchetées à fuseaux* sont surtout localisées au Nord et au proche voisinage du barrage d'Eguzon. Ce sont des roches montrant une trame amphibolitique noire mouchetée de nombreux fuseaux gris clair qui peuvent atteindre 3 à 4 cm. Ces amphibolites ne montrent pas de litage régulier et la seule orientation préférentielle visible est marquée d'une part par les fuseaux qui sont tous en zone et donnent à la roche un débit particulier, et d'autre part par l'allongement très prononcé des cristaux d'amphibole et des minéraux qui en dérivent par rétomorphose.

Au microscope, ces roches présentent une structure nématoblastique. Les fuseaux sont constitués de quartz, oligoclase à zonage homogène, biotite et

grenat. Dans la trame amphibolique on observe une hornblende verte qui cristallise en grandes lattes vraisemblablement destabilisées car elles sont décolorées par endroits, un plagioclase, de l'ilménite, du leucoxène, de l'apatite, du zircon le plus souvent inclus dans l'amphibole où il est cerné d'auréoles pléochroïques de très grande taille et des minéraux opaques. La rétromorphose a développé dans ces faciès, de la biotite puis de la chlorite à partir de l'amphibole. On peut en effet souvent observer de grandes lattes de hornblende destabilisée partiellement transformée en biotite qui elle-même se rétromorphose en pennine.

- **Caractères structuraux.** Ces faciès mouchetés montrent un débit particulier dit « cylindrique ». On n'y observe pas de litage régulier. Le seul élément structural que l'on puisse correctement observer correspond à une linéation orientée au N50, matérialisée par l'alignement de la hornblende et des fuseaux quartzo-feldspathiques. Pour B. Lasnier (1965), ce débit cylindrique proviendrait de l'action d'une contrainte orientée perpendiculairement à l'allongement des fuseaux.

- **Géochimie.** Pour Yang Kieh (1932), les paramètres déduits des analyses chimiques effectuées sur ces roches correspondraient à des gabbros.

Pour P. Rolin (1981), le chimisme de cette roche l'apparente à un basalte alcalin à tendance calco-alcaline (diagramme MgO/FeO, d'après Tilley et Muir, 1967).

P. Bouvier *et al.* (1985) ont effectué une étude géochimique comparative de tous les faciès de roches basiques de l'unité d'Éguzon et dans les diagrammes obtenus, ce faciès ne semble pas, du point de vue de la chimie, se détacher ; il reste dans le domaine des basaltes tholéitiques.

Zones à intercalations leptynitiques fréquentes. Les faciès acides sont localisés pour leur grande majorité dans la partie sommitale de cette association acide-basique. Ces niveaux sont rappelons-le symbolisés dans la légende par une surcharge (hâchures) sur le caisson des amphibolites banales.

Les lits de leptynite ont une puissance très inégale (millimétrique à plurimétrique) : ils sont très nombreux et épais (pouvant atteindre 20 m) dans la région de Chamorin, diminuent notablement en puissance et en nombre dans la région de Châteaubrun, au Nord-Ouest du hameau de la Jarrige, pour arriver, à la carrière du Pont-des-Piles, à une puissance ne dépassant pas 50 cm. Ces niveaux disparaissent, en amont du barrage d'Éguzon, pour n'être qu'exceptionnels et millimétriques dans les amphibolites de Bonnu.

Il existe différentes variétés de leptynites mais toutes sont grenues et présentent une foliation fruste. Elles se distinguent les unes des autres par leur teinte plus ou moins claire et surtout par leur minéralogie. Les auteurs qui

ont étudié ces faciès ont surtout décrit des leptynites « banales » à biotite et épidote, des faciès très quartziques et des leptynites à hornblende. Pour mémoire, signalons toutefois des leptynites à tourmaline et des leptynites grenatifères décrites par Yang Kieh (1932).

Les leptynites banales sont les plus abondamment représentées et constituent les niveaux les plus massifs. Elles sont jaunes à rosâtres, grenues à grain millimétrique, et montrent généralement une foliation discontinue marquée par l'alignement des micas. Ces faciès ressemblent fortement à des granités plus ou moins déformés et peuvent même parfois présenter une structure légèrement schistosée et un débit en minces plaquettes.

Au microscope ces leptynites montrent essentiellement du quartz (35 %) et du feldspath (55 %) associés à de la biotite (10 %) et de l'épidote. Les feldspaths correspondent le plus souvent à un oligoclase très rarement accompagné de microcline.

Dans les faciès schistosés, la biotite participe à la foliation et moule les rares phénoclastes de feldspath qu'on peut y observer.

Les *leptynites quartziques* constituent en général des niveaux minces. Elles sont le plus souvent grenues, à grain fin (0,3 à 0,5 mm) mais peuvent parfois présenter une structure granoblastique hétérogranulaire montrant des phénoclastes millimétriques à plurimétriques qui tranchent sur la matrice de la roche.

Ces roches sont très riches en quartz (jusqu'à 60 %) et contiennent aussi du feldspath potassique (microcline souvent perthitique) et du plagioclase (oligoclase) en individus souvent maclés et déformés. La biotite est rare dans ce faciès.

Les *leptynites à hornblende* sont de teinte bleutée et constituent des niveaux en général peu épais et quelquefois plissotés. Certaines assises peuvent toutefois atteindre, comme dans la carrière du Pont-des-Piles, 40 à 50 cm. Ces niveaux plus épais montrent souvent une disposition en biseau avec les lits d'amphibolite contrairement aux niveaux plus fins qui constituent des lits d'épaisseur régulière, parfois inframillimétriques mais qui restent bien individualisés. Les contacts entre la leptynite et l'amphibolite sont en général nets, on observe cependant une augmentation du pourcentage d'amphiboles dans la leptynite, au contact des deux faciès, quand les bancs de leptynite sont épais.

Ces leptynites montrent une structure granoblastique faiblement lépidoblastique, hétérogranulaire à nombreux phénocristaux feldspathiques. Au microscope on y observe :

- du quartz (30 % environ), fortement recristallisé ;
- des feldspaths (40 % environ) surtout représentés par de l'oligoclase-andésine, à zonage homogène, peu ou pas déformés ;

- de la hornblende verte présente en quantité variable, avec un pourcentage plus fort près des contacts avec les amphibolites ;
- de la biotite, de l'épidote (pistachite et clinozoïsite) et du sphène existent dans ce faciès en faible quantité et on y observe aussi de la magnétite en petits cubes, parfois même visibles à l'œil nu.

La rétomorphose a développé de la chlorite qui peut être abondante jusqu'à constituer 10 % de la roche.

- **Caractères structuraux.** Dans ces faciès les structures planaires

observées dans les autres formations de l'unité d'Eguzon sont peu ou pas marquées. Seule la foliation principale peut localement être observée, elle est alors soulignée par les biotites dans les leptynites banales ainsi que dans les leptynites à amphiboles.

Une linéation et des stries orientées toutes deux au N50 peuvent être observées, mais ces structures restent très rares.

- **Géochimie.** Aucune étude géochimique a été réalisée sur les faciès acides de ce complexe.

Unité de Dun-Gargillesse

ζ. **Gneiss grossiers.** Sur la carte Argenton-sur-Creuse, ce faciès n'est visible que dans un secteur situé entre Gargillesse-Dampierre, au Nord et Baraize, au Sud.

- **Lithologie.** Le faciès le plus courant est un gneiss biotitique, plus ou moins migmatitisé, à grain moyen à grossier (1 à 5 mm) qui présente une linéation d'étirement minéral très marquée (L-tectonite typique) et un débit micacé très régulier. Quand le pourcentage en phyllite devient important, ce faciès peut présenter un aspect plus micaschisteux. C'est une roche de teinte grise légèrement verdâtre, à patine brune.

À l'œil nu le quartz est surtout visible sous forme de lentilles très étirées parallèlement à la linéation orientée au N50 et le feldspath forme parfois de petits ocelles moulés par la schistosité.

Sur la trame gneissique, très biotitique, la migmatitisation est visible sous forme de ségrégations quartzo-feldspathiques. Ces veines leucocrates sont d'une épaisseur plurimillimétrique à pluricentimétrique et d'une longueur variable, montrant parfois des contours diffus. Elles peuvent souligner les plans de schistosité et sont elles-mêmes souvent ourlées par un liseré surmicacé. Ce début de migmatitisation accentue le caractère grossier originel de ces gneiss.

Dans les niveaux très métatectiques ($\zeta[1]$) qui soulignent le chevauchement de Gargillesse, ces apports migmatitiques sont très importants conférant à la roche un aspect métatectique.

• **Pétrographie.** La trame de ces gneiss est granolépido-blastique et la taille du grain va de 0,5 à 1 mm. On peut y distinguer des associations minérales appartenant à différentes paragenèses : d'une part une association caractéristique du faciès métamorphique de degré moyen, composée de quartz-feldspath-biotite-muscovite-grenat-disthène, avec ce dernier qui se déstabilise très vite conjointement à l'apparition de sillimanite ; d'autre part une association qui traduit la rétro-morphose de ce faciès : chlorite-grenat-muscovite de 2^e génération.

Le quartz (de 20 à 55 % de la roche) forme fréquemment des porphyroclastes ou des amas de cristaux, tous deux fortement étirés et moulés par la foliation. Il montre toujours une extinction ondulante marquant une déformation.

Le feldspath potassique est rare et il est associé aux cristaux de quartz en structure poëcilitique ;

Les plagioclases (variant de l'oligoclase à l'andésine) se présentent en ocelles moulés par la foliation, ils constituent 10 à 55 % de la roche, selon les échantillons, et ils sont très damouritisés et déformés (extinction ondulante).

La biotite est omniprésente, constituant 1 à 25 % de ces gneiss. Les cristaux, fortement déformés et plus ou moins chloritisés, sont le plus souvent groupés en lits qui soulignent la foliation.

La muscovite est en général fréquente (en moyenne 8 %) et elle est plus présente dans les faciès plus phylliteux (jusqu'à 20 %). Une génération de ce minéral montre des lattes souvent de grande taille, généralement déformées, qui participent à la foliation ainsi qu'à la linéation minérale au N50 ; une seconde génération plus discrète, est constituée de cristaux plus petits, peu ou pas déformés qui ne présentent aucune orientation visible et qui semblent le plus souvent provenir de la rétro-morphose de la sillimanite.

Le grenat est en général peu abondant, il se présente sous deux habitus : l'un correspondant à des individus cataclasés, fracturés et même parfois éparpillés en débris, vraisemblablement précoces par rapport à la foliation qui les moule ; l'autre représenté par des cristaux non déformés, de forme globuleuse syn- à tardi-foliation.

La sillimanite est courante, elle est souvent associée à la biotite et elle se présente en paquets flexueux de fibrolite ou sont fréquemment imbriqués des petits cristaux de muscovite de deuxième génération.

Le disthène est exceptionnel, on le trouve parfois en reliques dans les grandes lattes de muscovite.

Les cristaux de staurotide signalés, dans la même formation, par les auteurs de la carte voisine, la Châtre n'ont pas été retrouvés ici.

Les veines leucocrates ont une structure grenue, le grain va de 1 à 2 mm en moyenne et exceptionnellement jusqu'à 4 mm. Elles sont constituées de quartz qui est prédominant (jusqu'à 55 %) et qui se présente en rubans allongés dans la foliation ou en amas ; de feldspaths (oligoclase et orthose) et de phyllites qui sont peu abondantes, notamment la biotite.

• **Caractères structuraux.** Ce sont ici les structures linéaires qui prédominent, les structures planaires n'étant pas toujours bien exprimées.

Schistosités. La schistosité principale, la plus ancienne visible, est une schistosité de flux. Elle est relativement bien apparente ici et donne à ces gneiss un débit micacé assez régulier. Elle est surtout soulignée par les phyllites de la paragenèse du faciès amphibolite à sillimanite et elle est donc synmétamorphe de la phase de métamorphisme responsable de cette paragenèse mais postérieure à la phase de métamorphisme à disthène. Les surfaces de cette schistosité portent une linéation ainsi que des stries, orientées toutes deux au N50-N230.

On peut, localement et assez rarement observer une deuxième schistosité oblique de 20 à 30° sur la schistosité principale. Cette deuxième structure semble associée à des plis à plan axial orientés au N150.

Linéations. Une seule linéation est observable dans ces gneiss, elle est orientée au N50-N230 et elle est portée par les surfaces de la schistosité principale. C'est une linéation d'alignement et d'étirement des minéraux, soulignée très fortement d'une part, par l'alignement des minéraux de la paragenèse associée au métamorphisme de degré moyen (faciès amphibolite à sillimanite), et d'autre part par l'étirement de lentilles et des rubans de quartz.

Plis. Les plis, à axe orienté E-W, synschisteux à la schistosité principale n'ont pas été observés dans ce faciès. Par contre, on peut observer localement et assez rarement quelques plis qu'on peut ramener aux trois générations de plis post-schisteux décrits dans l'unité d'Éguzon.

Fracturation. Les auteurs de la carte ont pu mettre en évidence dans ce faciès deux générations principales de fractures nettement exprimées, une orientée au N25 et une au N55. Elle semblent être toutes deux assez anciennes.

• **Géochimie.** Les travaux de J. Bouloton (1974), portant sur la géochimie de faciès semblables qui affleurent dans la région d'Aigurande, semblent indiquer, pour ces gneiss grossiers, une origine à partir de matériel grauwackeux.

Mç. **Métatexites.** Sur la carte Argenton-sur-Creuse, on n'observe ce faciès qu'à l'Est de Cluis, où il chevauche les gneiss amygdalaires de l'unité d'Éguzon et où il est lui-même chevauché par l'unité migmatitique du Pin-Vil-lechiron. Ce faciès correspond au faciès des gneiss métatectiques décrits par E. Petitpierre (1981) et par les auteurs de la carte voisine La Châtre.

• **Lithologie.** Ce sont des gneiss sombres, très biotitiques, semblables aux faciès les plus migmatisés des gneiss grossiers (ζ [1]). Les mobilisats quartzo-feldspathiques, quoique plus abondants que dans ces derniers permettent encore de distinguer la foliation de la roche.

La trame de ces métatexites est parfaitement litée, à grain très fin (infra-millimétrique à millimétrique). La migmatitisation se manifeste par la présence de grosses lentilles ou fuseaux étirés quartzo-feldspathiques à gros grains (1 à 3 cm), à patine brun-rouge, ainsi que par des veines discontinues à limites plus ou moins floues, à grain moins grossier (1 à 5 mm).

Le caractère remarquable de ces métatexites est leur grande hétérogénéité. On passe en effet rapidement, sur de très courtes distances et toujours très progressivement du faciès gneissique banal grossier à des faciès riches en passées granitoïdiques ou en lentilles quartzo-feldspathiques.

• **Pétrographie.** La structure est granolépidoblastique dans la plupart des cas, mais on peut aussi observer des zones totalement granoblastiques. La paragenèse principale est essentiellement constituée par du quartz, des feldspaths, des phyllites (biotite et muscovite) et de la sillimanite et on peut observer, localement, une génération de biotite, plus ancienne. La paragenèse principale est affectée par une rétro-morphose qui développe de la chlorite et une deuxième génération de muscovite.

Le quartz constitue 40 % de la roche en moyenne. Il présente tous les stades de déformation et de recristallisation.

Le feldspath potassique est une orthose légèrement perthitique.

Le plagioclase est de l'oligoclase. Il se présente soit en grains xénomorphes noyés dans la trame, soit en clastes moulés par la foliation. Il est très peu mac lé et toujours altéré et fracturé.

La biotite est en proportions très variables (0 à 30 %). On peut l'observer, en général en cristaux à contours nets, allongés dans la foliation. Ils sont souvent chloritisés, contiennent fréquemment des baguettes de sagénite et sont affectés par une légère déformation qui ne développe aucune structure de déformation intracristalline mais qui, parfois, donne naissance à une foliation ondulée. J.L. Cirodde et C. Lustig (1981) décrivent dans ce faciès une génération de biotite représentée par des individus très déformés, à contours irréguliers et déchiquetés. Ces cristaux montrent de nombreuses structures de déformation intracristalline (kinks, extinction onduluse, etc) et pourraient être les reliques d'une paragenèse plus ancienne.

La muscovite, moins abondante, constitue deux générations d'individus. La première est associée aux lattes de biotite et participe aussi à la foliation principale, les cristaux sont assez frais et sont eux aussi légèrement déformés ; la deuxième est associée à la sillimanite, dont elle dérive vraisemblablement, elle se présente en petits cristaux disséminés dans les fibrolites de sillimanite.

La sillimanite cristallise en paquets flexueux de fibrolite associés à la biotite.

Le grenat est rare et quand il est présent il est le plus souvent en inclusion dans d'autres minéraux.

La cordiérite pinitisée signalée par J. Bouloton (1974) dans les métatexites de la région d'Aigurande, n'a pas été observée ici.

Ces gneiss renferment aussi, en quantité accessoire, de la sagénite (rutile), du zircon et de la tourmaline (surtout dans les mobilisats grenus).

• **Caractères structuraux.** Ils sont dans ce faciès très peu décrits dans la littérature, les auteurs de La Châtre au 50 000^e y signalent, sans les décrire, de nombreux plissements suivant plusieurs axes. J.L. Cirodde et C. Lustig (1981) décrivent dans ces métatexites une schistosité de flux, subhorizontale, surtout soulignée par les phyllites. Elle semble déformée par un léger plissement postérieur qui lui donne un aspect ondulé.

• **Géochimie.** Aucune analyse chimique n'est signalée dans la littérature pour ces roches.

Ensemble leptyno-amphibolique de Cluis

Il affleure au sein des métatexites de la région de Cluis, au centre-Est de la carte. Dans la carrière située à quelques kilomètres à l'Est de Cluis, on peut fort bien observer les deux faciès côte à côte, qui développent une faible puissance (100 à 150 m). Sur la coupure La Châtre, située plus à l'Est, cet ensemble est bien mieux représenté et les auteurs y décrivent une association intime entre les faciès basiques et les faciès acides.

***λCl.* Leptynites**

• **Lithologie.** Appelées « orthogneiss de Forges » sur la carte voisine La Châtre, il s'agit de roches foliées, à grain fin très compacte, à cassure esquilleuse. Elles sont leucocrates à hololeucocrates, de couleur gris pâle, plus ou moins rosé et à patine rouille orangé. Ce faciès est pauvre en micas, la muscovite est généralement dominante sur la biotite et la chlorite et on peut l'observer à l'œil nu dans les plans de foliation.

• **Pétrographie.** Au microscope, la structure est granolépidoblastique et l'orientation générale est plus ou moins marquée par la muscovite.

Le quartz est très abondant (50 à 65 %) et se présente en cristaux engrenés.

Le feldspath potassique est une orthose presque pure (90 %) (Bouvier *et al.*, 1985), plus ou moins perthitique qui montre des petits cristaux parfois kaolinisés et rarement maclés. Elle constitue 10 à 15 % des minéraux et elle est parfois accompagnée de microcline.

Le plagioclase est une albite (An 8 à 13) qui se présente en petits cristaux, c'est, avec le quartz, le minéral essentiel de cette leptynite (30 à 40 %).

La biotite est peu abondante (3 à 5 %), elle est le plus souvent dispersée sous forme de petits cristaux brun-vert mais elle peut aussi constituer des lits minces et discontinus. C'est une biotite pauvre en fer, proche du pôle phlogopite (Bouvier *et al*, 1985).

La muscovite, généralement plus abondante que la biotite (5 à 10 %), cristallise en petites lattes qui sont principalement localisées dans les plans de foliation.

L'épidote est assez rare et elle est surtout présente dans les zones proches d'accidents cassants, elle est alors associée à des phyllites dans les fissures.

- **Caractères structuraux.** Ces leptynites montrent elles aussi une foliation subhorizontale comme presque toutes les roches de l'unité de Dun-Gargilisse. Les plans de cette schistosité principale portent une linéation et des stries orientées toutes deux au N 50-N230. Les structures plicatives sont rares et la dispersion des rares données structurales disponibles n'a pas permis de donner des résultats significatifs. J.L. Cirodde et C. Lustig (1981) signalent à la carrière de Cluis, dans ces métatexités, la présence d'un pli hectométrique, à charnière faillée ; c'est une synforme à plan axial subvertical orienté au N90.

- **Géochimie.** L'étude géochimique effectuée par P. Schmitt *et al* en 1984 place ces leptynites dans le champ des roches ignées (La Roche, 1978), très proches des granites à deux micas et des granites communs, avec toutefois des différences notables dans les compositions chimiques. Ces leptynites sont plus riches en silice et en sodium que les granites communs qui sont, eux, en revanche, plus riches en calcium et en potassium.

L'hypothèse d'une origine granitique avancée par J.L. Cirodde et C. Lustig (1981), au vu de critères minéralogiques, pour ces roches, est donc bien soutenue par la géochimie.

δCl. Amphibolites. Ce niveau d'amphibolites est bien visible dans la carrière de Cluis où il développe une puissance de 100 m environ. On le retrouve plus à l'Est, dans la région de la Pierre-Plantée et on peut le suivre sur la carte voisine La Châtre où il affleure en une large bande, associé aux leptynites.

- **Lithologie.** Ce sont des roches très massives, sombres, noires à verdâtres qui montrent une alternance très régulière de lits (inframillimétriques à millimétriques) sombres à amphiboles et de lits clairs plus riches en feldspaths. Le grain est le plus souvent très fin (inframillimétrique) et la roche peut localement montrer un plissement très fin souligné par les niveaux clairs.

- **Pétrographie.** La texture est grano-nématoblastique, à paragenèse surtout constituée de feldspath et d'amphibole verte et, de grenat et de biotite en plus petite quantité ; viennent s'y ajouter de la chlorite et de l'épidote de rétro-morphose.

Le feldspath potassique est peu fréquent ; il est de type albite tendant vers Panorthose.

Les plagioclases (oligoclase-andésine) constituent 40 % de la roche en moyenne.

L'amphibole verte, une hornblende édénitique, cristallise en prismes assez fins.

Le quartz est peu abondant voire même absent ainsi que la biotite et la chlorite qui provient de sa rétro-morphose

L'épidote, une pistachite, autre minéral de rétro-morphose de ce faciès, est elle aussi présente en petite quantité.

Le grenat est assez fréquent et contient des inclusions pœcilitiques de quartz.

- **Caractères structuraux.** Ces roches montrent une schistosité subhorizontale qui, dans ce faciès, est moins visible que dans les autres faciès de l'unité de Dun-Gargillesse.

- **Géochimie.** L'étude effectuée par B. Lasnier (1965) et J. Bouloton (1974) sur les analyses chimiques de ces faciès montrent qu'ils peuvent dériver de basaltes océaniques.

Les études géochimiques effectuées par P. Schmitt *et al.* en 1984 sur ces amphibolites corroborent cette hypothèse et y apportent quelques précisions : si l'on considère les rapports alumine/alkalins, ces roches se superposent au domaine des basaltes et ne s'en écartent pas assez pour qu'on puisse mettre en évidence une tendance précise, si ce n'est une légère tendance sodique. Sur les diagrammes qui mettent en jeu l'évolution du fer, du magnésium et du titane, on peut noter dans cette série d'amphibolites un enrichissement en fer, caractéristique des séries tholéitiques.

Ensemble leptyno-amphibolique du Cerisier-la Mothe

Cet ensemble est intercalé dans les gneiss grossiers plus ou moins métactectiques qui jalonnent la base de l'unité dans la région de Gargillesse. Il développe une puissance de 30 m environ.

λ Mo. Leptynite de la Mothe

- **Lithologie.** C'est un gneiss leucocrate qui n'affleure qu'au hameau de la Mothe (x = 545 ; y = 168,6) en une lentille de 15 m d'épaisseur environ, située sous les amphibolites. Il est à grain moyen (1 à 2 mm) et montre une foliation ténue et discontinue constituée par l'alignement des biotites.

- **Pétrographie.** La structure de cette roche est granoblastique et sa minéralogie est la suivante :

- le quartz constitue 45 % de la roche, il est déformé (extinction roulante) et partiellement recristallisé ;

- le feldspath potassique est un microcline et le plagioclase, de Poligoclase (14 à 16 % d'anorthite) montre lui aussi une extinction roulante. Les feldspaths constituent 50 % de ce gneiss ;

- la biotite représente 4 % environ des minéraux, elle est alignée de manière discontinue dans la foliation, très déformée et partiellement chloritisée.

- Les **caractères structuraux** et la **géochimie** de ce faciès sont tout à fait semblables à ceux des leptynites de Cluis (*λCI*). Ce sont des métagranites riches en silice et très sodiques.

δCe. **Amphibolite du Cerisier.** Elle constitue à la base de l'unité de Dun-Gargillesse un niveau discontinu, boudiné, de faible puissance (15 à 20 m).

- **Lithologie.** C'est une roche à faciès grossier, souvent massif, présentant parfois un léger débit schisteux. Elle est sombre et mouchetée de taches blanchâtres plus ou moins circulaires rappelant en cela le faciès des amphiboles tachetées de Bonnu (cf. *supra*, unité d'Eguzon).

- **Pétrographie.** Au microscope la structure est granoblastique (la taille du grain varie de 1 à 2 mm). Les taches blanchâtres observées à l'œil nu correspondent à des porphyroclastes plagioclasiques (ocelles) ou à des amas plus ou moins circulaires qui sont constitués d'épidote, de chlorite et de plagioclase et qui semblent pseudomorphoser d'anciens cristaux. Ces amas pourraient traduire la kéliphytisation d'anciens grenats qui feraient partie d'une paragenèse plus ancienne, éclogitique ou granulitique.

La minéralogie de cette amphibolite est la suivante :

- le quartz apparaît en petite quantité (2 à 3 %), il est à extinction roulante, donc déformé ;

- le plagioclase qui constitue de 45 à 50 % de la roche se présente en deux générations différentes : une, plus ancienne, à basicité moyenne (An = 40 à 45) et une moins basique (albite, oligoclase), à rattacher à une paragenèse plus récente ;

- dans certains faciès on trouve du feldspath alcalin de type albite, tendant vers l'anorthose ;

- la hornblende verte, édenitique constitue, avec le plagioclase, l'essentiel de la roche ;

- la biotite, peu abondante (2 à 3 %) est très déformée ;

- le grenat est très rare, on ne l'observe que très localement ;

- cette roche renferme quelques rares minéraux opaques et quelques rares épidotes.

Cette amphibolite montre donc plusieurs paragenèses : une paragenèse ancienne, éclogitique, dont les seuls témoins seraient le grenat, totalement kéliphytisé et un plagioclase assez basique ; une association minérale principale, constituée par de l'amphibole, du plagioclase et une biotite ; et enfin une paragenèse rétromorphique, peut-être elle-même pluriphasée, à épidote, albite et chlorite.

• **Les caractères structuraux et la géochimie** de ces amphibolites sont identiques à ceux des amphibolites de Cluis (δCI).

Du point de vue géochimique les intercalations leptynitiques et amphibolitiques de l'unité de Dun-Gargillesse montrent donc une origine indiscutablement orthodérivée. Les leptynites sont proches du domaine des granités sodiques, de type plagiogranite et les amphibolites montrent une composante géochimique proche de basaltes océaniques à tendance tholéiitique. Sur la feuille Dun-le-Palestel, située immédiatement au Sud, ces intercalations leptyno-amphiboliques contiennent une ultrabasite, Pultrabasite des Coutures, qui s'apparente du point de vue géochimique à des termes cumulatifs gabroïques (Cohen-Julien *et al*, 1989).

Unité migmatitique du Pin- Villechiron

M[1]. **Anatexites à sillimanite et cordiérite.** Les anatexites sont surtout localisées à l'Ouest et le long de la Creuse où elles constituent le domaine migmatitique de Saint-Gilles et en partie celui du Pin où ils sont associés à des diatexites. Ces anatexites contiennent de nombreuses enclaves gneissiques et amphiboliques.

• **Lithologie.** Ce sont des roches d'aspect saccharoïde à texture grenue. Elles sont le plus souvent massives, mais au voisinage des contacts tectoniques qui les délimitent, elles deviennent, du fait de la mylonitisation, schisteuses, à reflets argentés et montrent des niveaux très riches en mica et des structures de flux très développées. Au voisinage de la faille de Gargillesse, les faciès sont intensément déformés car une cataclase tardive vient se surimposer à cette déformation mylonitique.

À l'œil nu, on observe des cristaux de quartz et de feldspath de 1 à 3 mm ; ces derniers étant souvent automorphes. La cordiérite et la biotite sont abondantes et s'associent pour former des nodules qui peuvent atteindre 3 à 4 cm et qui sont inégalement répartis dans la roche. Ces nodules donnent à ces migmatites un aspect tacheté qui rappelle les faciès des gneiss d'Aubusson.

Au sein de ces anatexites apparaît çà et là un granité d'anatexie bien cristallisé, très pauvre en ferromagnésiens. Ce faciès granitique atteint un développement particulier à l'Ouest du hameau de la Prune ($x = 540,5$; $y = 169$) où il

affleure directement sous la couverture sédimentaire. Le passage entre ces faciès granitique et les anatexites typiques à cordiérite est toujours continu.

• **Pétrographie.** Les anatexites montrent une structure granoblastique subsogranulaire et les observations pétrographiques révèlent plusieurs paragenèses successives. Une association minérale dont il ne subsiste que de la biotite et du grenat est vraisemblablement apparue précocement, puis la sillimanite apparaît et elle est synchrone de la mobilisation anatectique qui se traduit par l'association de quartz, plagioclase, feldspath potassique, grenat, biotite, muscovite et cordiérite.

Au voisinage des contacts, les anatexites, déformées, ont une structure granolépido-blastique et elles montrent les mêmes associations minérales que les faciès grenus avec, en plus, une tourmaline très tardive, une épidote (de l'allanite) et quelques petits cristaux d'une muscovite secondaire qui se développe aux dépens de la sillimanite. Les minéraux sont cataclasés, le plus souvent recristallisés et ils peuvent former des rubans très étirés.

Le quartz (30 % environ de la roche) se présente en plages engrenées à extinction roulante ou en plages recristallisées à extinction franche. Dans les migmatites du Pin, les sous-grains ne sont visibles que dans les échantillons prélevés en bordure de la faille de Gargillesse là où la cataclase tardive est très intense (cristaux souvent biaxes). Plus rarement on peut aussi observer ce minéral en inclusions dans le feldspath potassique et dans la cordiérite.

Le feldspath potassique constitue environ 20 % de la roche, c'est une orthose perthitique et/ou du microcline peu ou pas maclé. Ces minéraux, très altérés (séricite) se présentent le plus souvent en plages xénomorphes et ils renferment parfois des inclusions de grenat, de quartz et de biotite.

Le plagioclase, un oligoclase ($An = 18$ à 20), se présente en cristaux automorphes et constitue environ 25 % de la roche. Il contient de nombreux petits cristaux idiomorphes de biotite et plus rarement du grenat.

La biotite (18 à 20 %), se présente sous deux habitus. En général, elle cristallise en individus subautomorphes qui constituent de grandes plages imbriquées entre les autres minéraux ; ce minéral est, dans les échantillons frais très coloré et pléochroïque mais il peut être, par altération, décoloré et envahi par des opaques et des aiguilles de sagénite (rutile) ; il est parfois légèrement chloritisé, cette déstabilisation locale étant vraisemblablement d'origine deutéritique. On peut aussi observer, mais plus rarement des petits cristaux automorphes d'une biotite vraisemblablement plus ancienne, en inclusion dans le feldspath potassique et dans la cordiérite.

La muscovite (2 % en moyenne) montre des cristaux parfois automorphes mais le plus souvent déchiquetés et déformés, associés aux grandes plages de biotite. Dans les faciès schistosés, on observe aussi ce mica en tous petits cristaux développés dans les fibrolites de sillimanite aux dépens de ce minéral.

La cordiérite n'est pas abondante, 3 % en moyenne, mais elle peut parfois constituer jusqu'à 12 % de la roche. Certaines plages semblent automorphes mais en général ce minéral est très altéré (pinité) et renferme de nombreuses inclusions (quartz, muscovite, biotite et parfois grenat). La cordiérite n'est pas systématiquement présente, on la trouve assez régulièrement dans les anatexites de la région du Pin et de Saint-Gilles mais elle est rare sinon absente dans les anatexites du Frûlon.

La sillimanite très faiblement représentée forme des gerbes de fibrolite associées à la biotite. Elle semble être synchrone de la paragenèse induite par la migmatitisation et dans les faciès déformés, le long des accidents, elle se déstabilise en muscovite secondaire.

Le grenat est très rare et il est le plus souvent inclus dans d'autres minéraux, soit, plus rarement, en petits grains arrondis souvent ourlés d'un liseré quartzeux. Ce minéral semble avoir cristallisé précocement dans ce faciès.

Les minéraux accessoires sont le rutile, le zircon, l'apatite et des minéraux opaques.

• **Caractères structuraux.** Les faciès grenus prédominant très largement dans ces roches, il y a peu à dire du point de vue structural.

Schistosité. À proximité de failles ou des accidents chevauchants qui limitent ces migmatites au Sud, on observe des faciès schistosés sur une largeur d'affleurement pouvant dépasser 500 m. Ces anatexites ont une structure grossièrement schisteuse de type mylonitique. Les surfaces de schistosité assez gondolées sont essentiellement soulignées par des micas déformés et parfois réorientés. Ces plans de schistosité assez grossiers, délimitent des zones à texture grenue dont tous les minéraux (quartz, feldspaths, cordiérite) sont cataclasés. Cette déformation semble donc postérieure à la phase de migmatitisation. Ces structures sont reprises par une cataclase tardive due au jeu de la faille de Gargillesse qui y développe des plans de glissement subverticaux, pentes vers le Nord ainsi que de minces zones de brèches pulvérulentes.

Fracturation. Cinq directions de fracture ont été relevées dans les migmatites du Pin ; elles sont, par ordre d'importance décroissant, orientées au N35, N100, N150, N175, N65. Les plans de fracturation portent souvent des stries.

M[2]. **Diatexites à sillimanite et cordiérite.** Ces faciès se rencontrent le long de la Creuse, dans la région du Pin ainsi que dans le secteur du Frûlon et à l'Est de la carte, dans la région de Cluis. Ce faciès n'est pas très homogène, il peut être grenu, franchement rubané, rappelant alors des faciès métatectiques ou légèrement rubanés. On y observe aussi des enclaves gneissiques et amphiboliques.

• **Lithologie.** Ce sont des roches plus ou moins sombres, à patine brun-rouge, à aspect grenu ou rubané. Dans la région du Pin, le faciès grenu prédomine largement ainsi que dans le secteur du Frûlon où il est associé à des

faciès moins grenus et relativement métatectiques. Aux alentours de Cluis ce sont surtout les faciès rubanés métatectiques qui dominent.

Dans les faciès grenus, la texture n'est jamais franchement équante car la trame, bien que souvent effacée et nébulitique, montre cependant quelques orientations soulignées par les ferro-magnésiens (micas essentiellement). Quand l'importance de la trame augmente, la foliation apparaît plus nette et on arrive à des faciès plus ou moins rubanés, granolépido-blastiques, plus ou moins métatectiques comme on en rencontre dans le secteur du Frûlon. Dans les diatexites métatectiques de la région de Cluis, la trame est bien visible, donnant un fin rubanement à la roche qui est sombre, très biotitique, à mobilisats quartzo-feldspathiques peu abondants.

Au voisinage des accidents qui limitent les diatexites, on observe aussi une semelle de phyllonites qui montrent une schistosité et un grain plus fins et réguliers que dans les mylonites qui dérivent des anatexites. La cataclase tardive due au jeu de la faille de Gargillesse affecte aussi ces faciès dans la région du Pin et y développe des zones verticales bréchifiées ainsi que des plans de glissement subverticaux, légèrement pentes vers le Nord.

• **Pétrographie.** La texture de ces roches peut être plus ou moins grenue ou franchement granolépido-blastique. La minéralogie de ces faciès déformés ou non est sensiblement la même que celle des anatexites :

- le quartz (40 % environ) se présente soit en grains néoformés arrondis, à extinction nette, soit en plages xénomorphes déformées, la déformation allant de l'extinction roulante à l'individualisation de sous-grains. Les cristaux de quartz peuvent même être biaxes dans les zones très cataclasées situées au contact de la faille de Gargillesse ;
- les feldspaths (40 % environ) sont en grains xénomorphes, déformés, fracturés et altérés (séricite). Les plagioclases sont légèrement supérieurs en nombre par rapport aux feldspaths potassiques ;
- les pourcentages de biotite et de muscovite sont très variables (20 % en moyenne) et ces deux minéraux sont très déformés ;
- comme dans les anatexites, on remarque deux générations de biotite, l'une, contemporaine de la phase anatectique est représentée par de grandes lattes brunes plus ou moins décolorées et envahies de sagénite en aiguilles ; l'autre, antérieure à la migmatisation, se présente en petits cristaux plus ou moins automorphes, inclus dans les feldspaths potassiques ;
- la *muscovite* fait aussi partie de la paragenèse contemporaine de la phase anatectique et une deuxième génération de muscovite, développée à partir de la sillimanite est rare mais on peut tout de même l'observer dans les faciès schistosés, le long des accidents cisailants ;
- la *cordiérite* est assez exceptionnelle dans les diatexites et elle est même parfois absente comme dans la région du Frûlon ;
- la sillimanite est rare et elle forme des fibrolites associées aux grandes lattes de biotite ;

- les minéraux accessoires sont les mêmes que ceux observés dans les anatexites.

- **Caractères structuraux.** Les phyllonites situées à la base de l'unité montrent une schistosité assez fine avec des surfaces de schistosité bien individualisées, surtout soulignées par les phyllites. Elles pendent de 30° environ au Nord-Est et dans la région du Frûlon, ces surfaces portent une linéation minérale et des stries orientées au N50. Entre les plans de schistosités, les zones à structures grenues sont plus étroites que dans les mylonites résultant de la déformation des anatexites ; les minéraux associés à la migmatitisation sont là aussi très cataclasés et le grain est très fin. On peut observer localement quelques plis postérieurs à cette schistosité, mais ils sont très rares et mal exprimés.

- **Géochimie.** Si l'on pointe sur les diagrammes géochimiques de H. de La Roche (1968) les points représentatifs du chimisme de ces migmatites (anatexites et diatexites), on peut observer qu'ils définissent un domaine qui s'étend des grauwackes aux shales, laissant supposer une grande hétérogénéité du matériel originel. Certains points passent même dans le domaine où les roches ignées et sédimentaires se superposent, ils correspondent vraisemblablement à des sédiments grauwackeux peu évolués.

- **Géochronologie.** Aucune datation n'a été effectuée sur ces faciès dans le cadre de la carte Argenton-sur-Creuse ni pour les cartes voisines, mais, par analogie avec le Haut Limousin, on peut estimer que la migmatitisation est ici aussi dévonienne.

En effet, l'étude géochronologique effectuée par J.L. Duthou en 1977, dans le Limousin, sur les gneiss du Thaurion qui semblent très proches génétiquement de nos migmatites (Bouvier *et al*, 1985) a donné un âge dévonien inférieur à moyen (375 ± 6 Ma) à cet épisode anatectique.

La revue critique des données radiométriques du Massif central et du Massif armoricain, établie par C. Pin et J.J. Peucat en 1986 nous permet d'associer les migmatites décrites ici à la période de migmatitisation générale qu'ils préconisent dans le Limousin et en Bretagne méridionale. Cette manifestation serait dévonienne à tardi-dévonienne (380 ± 20 Ma).

Enclaves des migmatites. Les deux types de migmatites décrits ci-dessus contiennent de nombreuses enclaves, non cartographiables, de gneiss et d'amphibolites qui, lorsqu'elles sont nombreuses, peuvent conférer à la roche un faciès agmatique, comme à la Roche-Bât-PAiguë. B. Lasnier a donné en 1965 une description assez précise de ces enclaves.

Les *enclaves gneissiques* sont en général peu nombreuses et ont des dimensions ne dépassant pas le décimètre sauf dans la région de Ceaulmont,

au barrage de la Roche-Bât-l'Aigue où elles peuvent atteindre jusqu'à 20 m de grand axe. Elles sont constituées de roche très sombre, presque noire recoupée en tous sens par de nombreux filonnets qui rappellent un faciès diadysique.

Au microscope elles montrent de la biotite, du quartz moins déformé que dans les migmatites « encaissantes », une épidote, de Pallanite, de la sillimanite et de l'apatite.

Les *enclaves d'amphibolite* sont nombreuses et on peut en voir de très belles, de forme lenticulaire, sur la route de Baraize à Gargillesse dans l'anatexite à cordiérite. Elles sont ici disposées en chapelet et leurs grands axes sont tous en zone, ce qui permet de penser que ces enclaves peuvent provenir du boudinage d'un même banc. Elles sont en général soulignées par un liseré de biotite et/ou de pegmatite de quelques centimètres d'épaisseur. Ces enclaves sont constituées d'une roche noire à brun verdâtre, à grain fin et compact, elles présentent parfois un léger zonage.

Au microscope, on observe de la hornblende, du quartz, du plagioclase, de l'épidote (allanite), des minéraux opaques en assez grande proportion et de la calcite secondaire dans les fissures. La hornblende est brun verte dans le coeur des lentilles quelques peu importantes et elle cristallise en individus bien trapus où sont inclus de nombreux zircons à auréole pléochroïque bien visible ; sur les bords de ces lentilles et dans les enclaves de moindres dimensions, la hornblende est décolorée et effilochée. Elle est souvent remplacée par de la biotite ou même parfois par de la chlorite et ses clivages sont souvent envahis par de la limonite. Le quartz est peu abondant et il semble peu déformé. Le plagioclase est un labrador fortement altéré (damourite).

Une seule analyse chimique sur ces enclaves amphiboliques est signalée dans la littérature (voir annexes).

λ. *Leptyhite de Ceaulmont*. Dans la carrière de Ceaulmont, on observe, au sein de l'anatexite grenue banale, un horizon particulier de gneiss leucocrate de 80 m de puissance environ. Ce niveau est limité à l'Est par une faille qui longe le lit de la Creuse.

- **Lithologie.** Ce gneiss présente une alternance centimétrique à pluricentimétrique de lits rose clair et gris foncé, plus ou moins nets, irréguliers et discontinus. P. Vialon (1959) et A. Weisbrod (1962) signalent des niveaux identiques respectivement dans les gneiss d'Aubusson et en Ardèche.

- **Pétrographie.** Ces gneiss leucocrates montrent une texture granoblastique qui peut être lépidoblastique localement. Le quartz forme environ 40 % de la roche et il se présente en plages xénomorphes à zones de déformation plus ou moins intenses. Le feldspath potassique est très altéré (séricite) et présente une extinction roulante ; il constitue environ 25 % de la roche. Le plagioclase, un

oligoclase (30 % de la roche) est lui aussi séricitisé et faiblement déformé. La biotite, peu abondante (3 à 5 %) est déformée et déstabilisée ; elle est très décolorée, bordée d'un liseré sombre constitué d'oxydes et de rutile qui envahissent aussi les clivages. La muscovite (2 % environ) est associée à la biotite, elle est déchiquetée et déformée.

• **Géochimie.** Les analyses chimiques effectuées sur ces gneiss montrent son origine orthodérivée. Le rapport Th/U de cette leptynite étudié comparativement à celui de faciès identiques que l'on observe dans les autres unités du domaine du plateau d'Aigurande (Bouvier *et al*, 1985) semble relativement faible. La richesse relative en uranium de ce faciès pourrait être corrélée avec le contexte de mobilisation anatectique de l'unité des migmatites.

Formations magmatiques

$L\gamma^{2AL}$ **Leucogranites à deux micas.** Les seules formations magmatiques qui affleurent sur cette coupure sont les leucogranites à deux micas qui affleurent dans l'axe de Panticlinorium du domaine du plateau d'Aigurande.

Ces formations qui, de par leur position structurale, appartiennent à l'alignement leucogranitique « pointe du Raz-Morvan » constituent ici plusieurs massifs grossièrement alignés suivant une direction E-W dans la zone axiale du plateau d'Aigurande. Ce sont les massifs d'Orsennes (30 km² environ), de Measnes (35 km² environ), des Feuilletts (7 à 8 km²) et quelques pointements de moindre importance, tous localisés dans le quart sud oriental de la feuille. On retrouve sur les cartes voisines d'autres pointements leucogranitiques en position structurale équivalente : ce sont les massifs de Crozant (Dun-le-Palestel, de Crevant (La Châtre) et de Saint-Sulpice (Saint Sulpice-les-Feuilles).

Ces massifs, en général circonscrits, sont à bordures faiblement pentées (10 à 30 % au maximum) et ont des toits très surbaissés qui semblent proches de la surface topographique actuelle. Leurs relations avec les formations encaissantes semblent varier avec la nature de l'encaissant : - dans les micaschistes de l'unité de Fougères, bien que ces massifs leucogranitiques soient très arénisés et que leurs contacts avec l'encaissant ne soit visibles que très localement, on peut, à partir de rares observations et par analogie avec le leucogranite de Crevant, dire que les bordures des massifs leucogranitiques sont concordantes à la foliation de l'encaissant. De plus, on peut observer dans les micaschistes encaissants des lames ou sills de leucogranite de très petites dimensions ainsi que des filons de pegmatite et d'aplite. Les massifs d'Orsennes et de Measnes développent dans les micaschistes de Fougères un léger métamorphisme de contact le plus souvent

marqué par un léger enrichissement en biotite ainsi que par la présence très localisée de cristaux de tourmaline et plus rarement d'andalousite ;

- les contacts entre les formations de l'unité d'Eguzon et les massifs leucogranitiques sont par contre francs, sans auréole de métamorphisme, sans filons de pegmatite et d'aplite et on observe parfois à la périphérie des massifs leucogranitiques des structures de laminage à froid.

• **Lithologie.** Les leucogranites, de teinte claire, gris à rose sur cassure fraîche, sont fréquemment rose orangé à ocre rouille quand ils sont altérés.

Le grain est en général homogène, grossier (jusqu'à 8 mm pour le leucogranite d'Orsennes) à moyen (2 à 3 mm pour celui de Measnes). Ces leucogranites peuvent cependant montrer, très localement, une tendance porphyrique, comme au voisinage du hameau de « la Sylvine » sur la bordure nord orientale du massif d'Orsennes où l'on peut observer un faciès à grain très fin (1 mm) mais nettement porphyroïde à grands feldspaths blancs (5 à 10 mm).

Les massifs d'Orsennes et de Measnes montrent, sur leurs bordures, une légère schistosité peu pentée qui porte une linéation orientée NW-SE (N130-N310).

• **Pétrographie.** La composition minéralogique de ces leucogranites à grain homogène est sensiblement voisine de celle du leucogranite équi-granulaire de Crevant (Petitpierre, 1981) et de celle du leucogranite de Crozant (Rolin, 1981), avec toutefois un grain plus grossier. La proportion des minéraux qui la composent est la suivante : quartz (35 %), feldspath potassique (30 à 33 %), plagioclase (20 %), muscovite (5 à 6 %), biotite (5 à 7 %) et minéraux accessoires.

Le quartz se présente en plages xénomorphes ou en cristaux subauto-morphes, mais toujours marqués par une déformation plus ou moins intense qui se manifeste par une extinction ondulante, par la présence de sous-joints et parfois même par la recristallisation totale de certains individus.

Le feldspath potassique est représenté surtout par de Porthose très perthitique et plus rarement par du microcline.

Les plagioclases (An 10 à 15 %) cristallisent en individus subauto-morphes, en général de petite taille.

La biotite, en lattes rectangulaires, est souvent déformée et parfois déstabilisée, les cristaux sont alors décolorés et envahis par des oxydes. Dans les faciès de bordure tectonisés, ce minéral peut présenter une orientation.

La muscovite se présente en lattes primaires magmatiques soit en bouquets secondaires formés aux dépens des feldspaths potassiques.

Les minéraux accessoires sont essentiellement représentés par du sphène, du zircon, de l'apatite et de l'épidote surtout localisée dans les fissures.

Le faciès porphyroïde, localisé (γ^{2al} [1]) dans la partie nord orientale du massif d'Orsennes présente pour le fond de la roche une minéralogie presque identique avec toutefois une proportion plus forte en feldspath potassique et une granulométrie beaucoup plus fine (1 mm). Sur ce fond viennent se détacher des phénocristaux d'orthose qui peuvent atteindre le centimètre. Localement, on peut observer un alignement de phénocristaux qui pourrait être rapporté à une fluidalité magmatique.

• **Caractères structuraux.** Les leucogranites qui affleurent sur cette coupe sont souvent arénisés mais les affleurements frais montrent quelques structures et plus particulièrement ceux situés sur les bordures de ces massifs. P. Rolin (1981) signale, sur les bordures du leucogranite d'Orsennes, la présence d'une légère foliation peu pentée (orientation planaire des biotites et des phénocristaux de feldspath) ainsi que des structures développées à chaud (étirement, alignement et orientation syncristalline de minéraux) qui peuvent aller jusqu'à une vraie linéation, orientée alors au N130-N310 (Rolin *et al.*, 1980, 1982).

Dans les parties périphériques du massif de Measnes, cette foliation légèrement pentée, soulignée ici aussi par l'orientation planaire des minéraux, peut aller jusqu'à une véritable schistosité mylonitique portant une linéation d'étirement et des stries de glissement orientées NW-SE.

Le contact de ces massifs leucogranitiques avec les micaschistes de Fougères porte peu de traces de laminage à froid alors qu'au niveau de l'unité d'Éguzon, il serait, pour P. Rolin (1981), un « contact froid ».

Aucun des leucogranites affleurant sur la carte Argenton-sur-Creuse n'a été étudié en détail du point de vue de la fracturation, mais, à titre indicatif, on peut citer les résultats de P. Rolin (1981) dans le massif de Crozant qui affleure sur Dun-le-Palestel dans une position structurale identique. Cet auteur signale ici de nombreuses familles de diaclases orientées au N125, N155, N45, N95 et au N5 où l'on retrouve deux directions (N155 et N95) communes à certaines diaclases qui affectent aussi les formations encaissantes.

• **Géochimie.** Les études géochimiques effectuées sur les leucogranites du plateau d'Aigurande ont surtout porté sur le leucogranite de Crozant (Rolin *et al.*, 1982) et sur celui de Crevant (Petitpierre et Duthou, 1980) situés sur les cartes voisines.

Le leucogranite d'Orsennes trop altéré n'a fait l'objet que de deux analyses qui montrent que ce leucogranite semble chimiquement très proche de celui de Crozant tout en étant légèrement plus pauvre en CaO, FeO et TiO₂.

J.M. Stussi (*in* Quenardel, 1984a, 1984c) a inclus le leucogranite de Measnes dans une étude géochimique comparative de tous les granitoïdes du Nord du Massif central. Il résulte de cette étude que ce massif présente

une dualité de faciès géochimique et de répartition qui oppose des granités à biotite (cafémiques) à des leucogranites silico-potassiques riches en silice.

Si l'on compare ces données à celles obtenues pour les leucogranites de Crozant et de Crevant qui occupent la même position structurale sur les cartes voisines (Dun-le-Palestel et La Châtre), on peut apporter quelques précisions supplémentaires :

- les leucogranites de Measnes et d'Orsennes sont très semblables et restent relativement homogènes, alors que le leucogranite de Crevant semble s'individualiser car il est très hétérogène géochimiquement et définit une lignée évolutive très nette, de type silico-sodique (La Roche, 1980);

- d'autre part on remarque une certaine discontinuité géochimique, pour quelques éléments, et notamment pour le fluor, entre le leucogranite de Crevant et les autres massifs de cet ensemble magmatique.

• **Géochronologie.** L'étude radiométrique de ces leucogranites, effectuée par la méthode Rb/Sr montre, pour cinq échantillons du leucogranite de Crozant et deux de celui d'Orsennes, une isochrone caractérisée par : $T = 312 \pm 20$ Ma et un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7055 \pm 0,0039$. L'âge westphalien ainsi obtenu est interprété comme correspondant à la mise en place de ces leucogranites et rejoint, dans la limite des marges d'erreur la datation obtenue par Y. Vialette (1962) sur les filons de pegmatite et d'aplite sécants à la bordure du massif de Crozant ainsi que la datation effectuée par E Petitpierre et J.L. Duthou (1982) sur le leucogranite de Crevant (312 ± 6 Ma). On peut remarquer que la composition isotopique du rapport initial est faible pour un leucogranite de cet âge.

Ici aussi, la comparaison entre les données fournies par le leucogranite de Crevant (rapport initial = $0,7082 \pm 0,0015$) et celles fournies par l'ensemble des autres leucogranites montre l'originalité du massif de Crevant qui semble se différencier des autres massifs du plateau d'Aigurande.

• **Données gravimétriques.** Les modélisations gravimétriques effectuées, sous contraintes de données géologiques et structurales très précises, sur les massifs de Crevant et de Measnes par D. Lemaire *et al.* en 1986 (fig. 5) révèlent que ces deux leucogranites correspondent en profondeur à des bulles aplaties dissymétriques.

Le leucogranite de Measnes s'enracine vers 5 km de profondeur, le plongement de ses bordures est très faible et, contrairement au massif de Crevant, il semble s'enraciner vers l'Est et s'étirer vers l'Ouest. Cette disposition semble identique pour le massif d'Orsennes pour lequel on a cependant moins de données. On peut remarquer que cette modélisation concernant la profondeur d'enracinement des massifs leucogranitiques est compatible avec celle établie par J.L. Vignerresse et J.R. Brun en 1983 sur des leucogranites sud-armoricains.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Sur le socle cristallophyllien transgressent des formations sédimentaires marines ou continentales :

- le Jurassique inférieur (Lias) débute par des niveaux détritiques continentaux qui, pour partie, pourraient appartenir au sommet du Trias (Nord-Est de la feuille). Ces niveaux sont surmontés par des calcaires puis des marnes et des argiles d'âge sinémurien, plienschbachien et toarcien ;
- le Jurassique moyen est représenté par l'Aaléno-Bajocien et la partie inférieure du Bathonien. Ce sont des calcaires fins, à silex, à rosettes de calcite, à entroques ou oolites ;
- les formations tertiaires sont exclusivement continentales. L'Eocène correspond à de vastes épandages de sables, grès, argiles, marnes et à des dépôts de calcaires lacustres ; il recouvre les formations paléozoïques et mésozoïques et en masque souvent les contours. L'Oligocène (?) - Pliocène (?), à qui l'on attribue des sédiments argileux non datés, n'est connu que dans l'angle nord-est de la feuille. Le Pliocène supérieur est caractérisé par des dépôts fluvio-torrentiels équivalents des Sables d'Ardentes ;
- le Quaternaire est représenté par des alluvions, des colluvions et des limons.

Terrains secondaires

Les sédiments détritiques de base sont difficiles à dater ; ils précèdent la transgression qui se développe d'Est en Ouest. Au-dessus, les premiers dépôts marins sont peu profonds, lagunaires et peu fossilifères. Puis viennent des formations plus franchement marines à faunes de céphalopodes et de brachiopodes qui permettent de bien caractériser les différents étages du Lias.

Le Jurassique moyen ou Dogger est représenté par l'Aaléno-Bajocien et partie inférieure et moyenne du Bathonien. Ses faciès, très variés, sont liés à la mise en place d'une plate-forme carbonatée qui occupait toute la région.

Trias (?) - Lias inférieur

Les « dépôts détritiques de base » sont représentés par des sables, argiles bariolées, sables kaoliniques, dolomies jaunes rapportés au Trias terminal (?), à l'Hettangien et même au Sinémurien à proximité d'Argenton. Ces dépôts prolongent vers l'Ouest, en se réduisant, ceux de la feuille La Châtre mais sont beaucoup plus compliqués et plus morcelés. Les anciens auteurs les rapportaient au Trias. Deux formations sont distinguées.

t-11A. **Sables plus ou moins grossiers et argiles rouges (0 à 75 m).** A l'Ouest de la faille de l'Auzon se développe une épaisse série sableuse avec des passées grossières. Elle a été reconnue sur 75 m d'épaisseur par le sondage ($x = 553,35$; $y = 172,6$) qui a rencontré le socle à - 94 m. Vers le Sud-Ouest, au Sud de Pisany, elle débute par des conglomérats rouges. Ceux-ci sont surmontés d'argiles rouge brique et supportent des argiles bariolées de l'Hettangien, aux environs du viaduc de Neuville.

Vers l'Ouest, les sables disparaissent entre Frûlon et Pommiers. Au-delà, seules des argiles rouges remplissent encore, sur quelques mètres d'épaisseur, de petites dépressions de part et d'autre de la vallée de la Creuse et notamment autour de Badecon et jusqu'au Sud de Celon.

Dans les environs de Cluis, sur la rive orientale de l'Auzon, ces niveaux sont inconnus et le socle est directement recouvert par les sables kaoliniques blanchâtres t-nD.

t-11D. **Sables kaoliniques blanchâtres et dolomies (0 à 10 m).** Au Sud de Neuvy-Saint-Sépulcre (feuille de La Châtre, bordure est de la feuille Argenton-sur-Creuse), le contact avec le socle se fait par une zone d'altération conglomératique épaisse de plusieurs mètres. Elle a été observée dans tous les sondages ayant atteint le socle. Aux sondages (4-13), près du Beauchat au Sud-Est de Gournay, et (4-17) au Nord de Mouhers, son épaisseur dépasse 8 m. Dessous, le sommet des gneiss est parcouru par des « filons » de dolomie jaune qui lui donnent un aspect carié. Au Sud de Limanges, bordure ouest de la feuille La Châtre ($x = 559,2$; $y = 2173,3$), de telles traces de dolomies jaunâtres « cariant » le substratum ont pu être observées en pierres volantes.

Au-dessus de cet horizon, près de Mouhers, affleurent des sables kaoliniques, de quelques mètres d'épaisseur, de couleur blanchâtre qui supportent des dolomies jaunes. Ces sables argileux ont été exploités au Nord de

Limanges au lieu-dit les Echinelles ($x = 558,1$; $y = 2175,6$) et au pont de Vineuil ($x = 557,55$; $y = 2175,3$) au-dessus du socle affleurant dans le ruisseau. Cette formation sablo-argileuse ne semble pas dépasser la vallée du Couvent à l'Ouest de Mouhers. Plusieurs kilomètres au SSW, elle réapparaît localement au Nord-Ouest de Cluis (versant est de la vallée de l'Auzon).

Lias

11. À l'Est de Cluis: dolomies jaunâtres ; à l'Ouest : calcaires dolomitiques, calcaires blancs et argiles vertes à débris de lignites (Hettangien) (0 à 15 m). Deux secteurs sont à considérer par rapport à la faille de l'Auzon.

Au Nord-Est, entre Neuvy-Saint-Sépulchre (1/50 000 La Châtre) et Mouchers et, sur le versant est de l'Auzon, on observe sur les sables kaoliniques blanchâtres (t-II D) quelques mètres de dolomies jaunâtres. Situées sous les calcaires sinémuriens, elles peuvent prolonger les calcaires dolomitiques hettangiens des Chaumes (feuille La Châtre).

A l'Ouest de Cluis et de la faille de l'Auzon, notamment aux abords du viaduc de Neuville, au-dessus des argiles rouges déjà citées se développe une série d'argiles, marnes et calcaires fossilifères. De bas en haut, R. Mouterde (1952 : p. 41) a décrit la coupe suivante :

- calcaire dolomitique brun foncé cristallin peu épais ;
- calcaire blanc, compact, formant deux bancs à faune hettangienne : *Gervilleia rhomboidalis*, *Pseudotraperium laevigatum*, *Isocyprina germari*, *I. heeri*, *Micraschiza sp.* (0,30 m et 1 m) ;
- argiles vertes sans fossiles avec à leur base un niveau à débris de lignite, visibles sur 6 m environ ;
- calcaires du Sinémurien supérieur.

On a retrouvé le calcaire dur et blanc (appelé « castine » dans la région) aux environs de Cony (carrefour cote 229 à 500 m à l'WNW), au Vivier et le long du chemin du Vivier à Villeginois (épaisseur de l'ordre de 0,30 m) ; il a aussi été reconnu lors de travaux dans le vallon de Villeserin, au Nord de Pommiers et dans de nombreux sondages. Dans le sondage (4-21) au moulin du Mas à l'Ouest de Cluis, les argiles vertes ont livré une riche microflore hettangienne (Châteauneuf, *in* Blouin et Pelaton, 1967).

A l'Ouest de cette zone, l'Hettangien carbonaté n'existe plus et le Sinémurien supérieur repose directement sur les argiles rouges (t-IA) qui, à leur tour, vont rapidement disparaître plus à l'Ouest.

12. Calcaires argileux beiges parfois gréseux ou conglomératiques et marnes beiges à gryphées (Sinémurien supérieur) (5 à 20 m).

D'après les travaux de R. Mouterde (1952) le Sinémurien inférieur est absent sur la feuille d'Argenton comme sur la feuille de La Châtre aux environs de Neuvy-Saint-Sépulchre⁽⁷⁾. Le Sinémurien supérieur est représenté par le classique Calcaire à gryphées, beige en surface mais beige à bleuté à la cassure. Vers l'Ouest, ce calcaire prend une teinte beige à brune. Au sommet de la formation apparaissent des marnes à grosses gryphées (environs de Gournay ou de Badecon).

Au Sud-Ouest de Neuvy-Saint-Sépulchre, au moulin Chanrot, ces calcaires reposent directement sur le socle constitué de gneiss (Mouterde, 1952: p. 39):

(7) Il se pourrait aussi que les termes supérieurs de la série précédente (M) encore rapportés à PHettangien montent quelque peu dans le Sinémurien inférieur.

- calcaire brun, cristallin emballant des blocs de gneiss et le pénétrant dans des fissures.(1,30 m) ;
- calcaire argileux brun ou verdâtre, finement quartzeux à petits galets de gneiss. (0,40 m) ;
- calcaire argileux et marnes brunes avec quelques galets de calcaire brun ou de grès brun micacé avec *Gryphaea* sp., *Rhynchonella* sp. (0, 20 m) ;
- marnes et calcaires argileux fossilifères (4 à 5 m).

Cette coupe est encore visible dans de bonnes conditions. On peut y observer la base de la formation carbonatée qui pénètre le socle carié comme le fait la dolomie t-n D.

Au Sud d'Argenton, le long de la route qui descend des Granges vers le Nord-Ouest, le Sinémurien supérieur transgresse sur le gneiss offrant une belle coupe (x = 539,2 ; y = 1712,45). Des migmatites, très altérées, sont recouvertes par un banc (0,40 m) de calcaire organo-détritique à débris de quartz plus ou moins anguleux atteignant 5 cm.

Latéralement, sur toute la feuille, la base du Sinémurien supérieur reste détritique et parfois nettement conglomératique (comme à l'Ouest du viaduc de Neuville). C'est encore vrai lorsqu'elle ne repose plus directement sur le substratum mais surmonte les argiles rouges (t-IIA) ou les marnes et calcaires de l'Hettangien. Enfin il faut noter la présence fréquente d'oolites ferrugineuses dans ces calcaires.

La puissance de la formation est variable. Elle est peu épaisse au moulin Chanrotelle (6 à 7 m en comptant l'altération du socle) et au Nord de Mauhers (8 m). Aux sondages (4-19 et 4-20), elle atteint 20 m et même 25 m (sondage 4-7), à l'Ouest de Cluis en bordure de la faille de l'Auzon. En rive gauche de la Creuse elle se réduit progressivement (7 m).

13. Calcaires argileux et marnes, marnes et marno-calcaires, calcaires bruns cristallins (Pliensbachien) (15 à 20 m). Bien qu'aucune subdivision n'ait été figurée sur la carte, on peut reconnaître trois termes superposés.

• **Carixien.** Il s'agit d'une alternance de calcaires argileux gris fins décimétriques et de marnes gris-beige, épaisses de quelques mètres, et identifiables sur le terrain en pierres volantes. Vers le sommet du Carixien se développe un niveau à nodules phosphatés de 10 à 25 cm d'épaisseur (Lasne, 1889). A la fin du siècle dernier, il a fait l'objet de petites exploitations dans toute la zone des affleurements. A sa base, la distinction avec le sommet des marnes du Sinémurien supérieur est assez imprécise.

- **Domérien inférieur.** Constitué de marnes et de marno-calcaires beiges épais d'environ 5 m, ce terme n'est visible que lors de travaux. Des ammonites pyriteuses ont été signalées près de Chavin.

- **Domérien supérieur.** Des calcaires bruns, cristallins, spathiques, détritiques et fossilifères forment un repère bien reconnaissable au sein de l'ensemble marneux du Lias moyen-supérieur. Ils sont épais de 4 à 5 m dans l'Est (Mouhers) mais deviennent plus massifs et plus épais en allant vers l'Ouest (affleurement de l'Auvergnier, au Sud d'Argenton). En l'absence de fossiles, ils peuvent parfois être confondus avec les calcaires du Sinémurien supérieur. Ils renferment généralement une faune abondante à très nombreux *Pseudopecten aequivalvis* (région de Gournay) accompagnés de grosses bélemnites et de gros brachiopodes. Ceux-ci peuvent être abondants au point de joncher les champs comme à Chaumont près de Gournay. Ils offrent la particularité, déjà notée depuis la fin du siècle dernier (notamment à Chavin et au célèbre gisement des Granges, au Sud d'Argenton), d'avoir été silicifiés au moins dans leur appareil brachial. Ces calcaires ont été exploités localement comme matériaux de construction (château de la Prune à Ceaulmont).

Lias-Dogger

14-j1. **Marnes passant à des argiles au sommet (Toarcien-Aalénien inférieur)** (environ 75 m). Cette puissante série marneuse et argileuse forment les pentes de la cuesta. Elle se suit depuis Chazelet, à l'Ouest, par Celon, le Xenoux, Malicornay jusqu'aux abords de Neuvy-Saint-Sépulchre vers l'Est. Ces marnes grises admettent quelques petits bancs de calcaires argileux gris. Il ne semble pas y avoir de faciès « Schistes-carton » mais R. Mouterde signale en deux points, près de Neuvy-Saint-Sépulchre et au Nord de Cluis, des traces de lignite vers la limite Toarcien inférieur/Toarcien supérieur.

A divers niveaux, lors de travaux ou en carrières on a pu recueillir des ammonites (*Hildoceras bifrons*) épigénisées en limonite (carrières du Fay et de Pongautron à l'Ouest de Neuvy-Saint-Sépulchre).

La partie supérieure de la formation, peut-être à des niveaux stratigraphiques légèrement différents mais toujours sous les dépôts du Tertiaire (altération anté-Eocène supérieur ?), passe à des argiles qui ont été recherchées pour les tuileries (le Fay, Celon) et font maintenant l'objet d'une extraction intense à Pongautron (tuiles et céramiques). De petites plaquettes finement gréseuses et micacées de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur de couleur rouille y sont incluses. Dans la carrière des Matherons, au Nord de Celon, on pouvait également recueillir des amas fibro-radiés de gypse provenant probablement de l'altération de pyrites.

Dogger

Il est bien visible long de la route qui relie Argenton à Saint-Marin où il est entaillé par la vallée de la Creuse. Il y présente un léger pendage vers le Nord-Ouest.

J1-2. Calcaires organo-détritiques à silex, calcaires à entroques, brèche à rosettes de calcite (Aalénien moyen-Bajocien).

• *L'Aalénien* est représenté par une vingtaine de mètres de calcaires biodétritiques gris à spicules de spongiaires qui passent à des niveaux dolomitiques à silex contournés. Ces niveaux silicifiés sont peu épais alors que sur les feuilles voisines de Velles et d'Ardentes ils peuvent atteindre 80 m d'épaisseur et donner naissance à la formation des « terres à chailles », absente dans la région d'Argenton.

Quelques ammonites ont été recueillies : *Ludwigia* cf. *murchisonae*, citée par R. Mouterde (1952) dans le sondage effectué pour l'alimentation en eau d'Argenton ; et *Ludwigia* cf. *gigantea* à l'affleurement au Compas (Sud-Est d'Argenton). Elles permettent de caractériser l'Aalénien moyen. L'Aalénien inférieur et supérieur n'ont pas été identifiés.

Ces niveaux renferment des nodules pluricentimétriques, quartzeux blancs et poreux qui s'apparentent extérieurement et par leur structure microscopique aux nodules d'anhydrite du domaine supratidal des sebkhas littorales.

• Le *Bajocien* est caractérisé par des calcaires à entroques et par la brèche à rosettes de calcite qui les surmonte. Il débute par un niveau de conglomérat à galets verdis, d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, bien visible le long de la route de Saint-Marin, au-dessus duquel des fragments de *Sonninia* sp. et *S. gr. propinquans* permettent de caractériser le Bajocien inférieur. Les calcaires à entroques (20 à 40 m) renferment quelques niveaux oolitiques.

Au-dessus des calcaires à entroques se développe une formation spécifique à la région d'Argenton. Elle n'avait pas été reconnue par les anciens auteurs qui, étant donné son aspect, l'avaient sans doute confondue avec des éboulis de pente. Il s'agit de la *brèche à rosettes de calcite* dont l'épaisseur maximum est de l'ordre d'une trentaine de mètres. Elle a été bien mise en évidence lors des travaux de la déviation d'Argenton et on peut toujours l'observer le long de la route de la Garenne à Saint-Marcel, au Génétoux, à la Chocaterie, à la carrière du Bridonnet. Cette formation présente un aspect chaotique et renferme des boules de calcite spathique fibro-radiées en masses importantes. Des bancs de calcaire fin, des niveaux silicifiés et stromatolitiques se développent au sein de la masse bréchique.

Les rosettes de calcite correspondent à des pseudomorphoses d'évaporites d'origine diagénétique précoce intertidale à supratidale (Arbey et Lorenz,

1986). Les structures stromatolitiques, les fentes de dessiccation, les indices de karstification viennent à l'appui d'une telle interprétation.

Cette brèche à rosettes de calcite a une extension géographique relativement réduite. Elle s'étend peu à l'Est d'Argenton mais on la retrouve dans la partie est de la feuille de Belâbre et plus à l'Ouest elle apparaît dans la vallée de la Vienne (Mourier, 1983) sans que l'on puisse prouver une continuité.

La présence de cette formation évaporitique, très locale, est liée au basculement d'un petit bloc isolant une lagune évaporitique dans laquelle se sont déposés les sédiments à l'origine de la brèche. Ensuite, la brèche se serait formée par dissolution des évaporites lors de la transformation du gypse en calcite.

Les niveaux à rosettes de calcite sont rapportés au sommet du Bajocien supérieur (Lorenz, 1989). Il y aurait une lacune du Bajocien moyen et d'une grande partie du Bajocien supérieur.

j3. Calcaires oolitiques (Bathonien inférieur-moyen). Au-dessus des calcaires à entroques ou de la brèche à rosettes de calcite, se développent des calcaires oolitiques peu fossilifères. La présence de quelques brachiopodes (carrière de Saint-Marin : x = 534,60; y = 179,35) permet de rattacher ces niveaux au Bathonien inférieur à moyen. Au Nord d'Argenton, le long de la voie pénétrante, au lieu-dit le Contour, ils renferment à leur base une passée récifale d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

Ces calcaires oolitiques ont été exploités dans de grandes carrières pour la fabrication de la chaux, en particulier au Palis et le long du coteau de la Garenne.

J3G. Calcaire récifal de Saint-Gaultier (Bathonien moyen) (0 à 20 m). Ce calcaire à polypiers atteint son maximum de développement dans la région de Saint-Gaultier où il a été largement exploité. Il a livré, au siècle dernier, une très riche faune de mollusques, de polypiers, de brachiopodes qui ont permis de lui attribuer un âge bathonien moyen. Ce récif, bien développé sur la feuille Velles passe à des calcaires organo-détritiques visibles près de Conives ; il se poursuit vers l'Est, sur la feuille Velles, jusqu'à la RN 20.

J3C. Calcaires fins (Bathonien moyen). Dans la partie nord-ouest de la feuille, apparaissent quelques niveaux de calcaires fins qui doivent être rattachés à la série des calcaires de lagon reconnus sur les feuilles voisines Saint-Gaultier et Velles.

Ce sont des calcaires fins, oolitiques et même micritiques, à laminations algaires, brèches de dessiccation, ripple-marks. Ils évoquent des environnements de type lagon. La présence, à Saint-Gaultier, de *Burrirhynchia turgida*

à leur base et de *Meyendorffina bathonica* au-dessus permet de les rapporter au Bathonien moyen et supérieur. Sur la feuille Argenton, seule la partie inférieure de ces calcaires affleure.

Terrains tertiaires

eP, *eB*. **Éocène indifférencié (épandages détritiques continentaux).**

Ces dépôts couvrent la moitié nord de la feuille mais ils ont également pu recouvrir la moitié sud avant que son soulèvement n'entraîne leur érosion. D'origine fluviatile, ils se sont étalés sur une surface souvent accidentée par l'érosion karstique des calcaires jurassiques (érosion moins développée toutefois que sur la feuille Velles, plus au Nord). C'est la classique Formation de Brenne, décrite par L. Rasplus (1982), qui affleure largement sur la feuille voisine Saint-Gaultier. Aux environs d'Argenton, sous-jacent à la Formation de Brenne, apparaît un faciès particulier argileux et jaunâtre riche en silex, ici dénommé Formation de Pongautron. Au-dessus, la formation est essentiellement constituée par une succession de séquences de sables fins plus ou moins argileux grisâtres et d'argiles sableuses (Donnadieu, 1976). On note des passées d'argilolites et de grès de Brenne. En quelques points on reconnaît des meulrières ou des niveaux siliceux, la présence de passées riches en pisolites de fer et au sommet de cuirasses ferrugineuses.

Plusieurs lambeaux d'épandages détritiques continentaux, tous situés au Sud de la feuille Argenton, sont rapportés avec doute à l'Eocène :

- un long placage s'étend depuis Cluis vers le Nord : argile jaunâtre sableuse avec des galets de quartz pouvant atteindre 20 à 25 cm comme au-dessus de Vineuil, au Nord de Mouhers). Près du château d'eau de Cluis, cette terre argileuse contient des plaquettes ferrugineuses centimétriques ;
- sur la crête qui s'allonge par Fontenay, on note des galets épars dans une matrice de terre argileuse reposant sur le socle ;
- sur la crête au Sud de Pommairs, les galets atteignent 20 à 25 cm et l'ensemble repose vers l'Ouest sur des calcaires sinémuriens ;
- à la sortie est de Frûlon, une mare est creusée dans une formation argileuse (en poche probablement), qui contient des plaquettes ferrugineuses comme celles de Cluis⁽⁸⁾.

• *eP*. **Formation de Pongautron (Crétacé ?-Yprésien)W : argiles à débris de silex** (3-15 m). Mis en évidence au cours du levé de cette feuille,

- (8) Encore plus au Sud, s'étendent sur le socle, des placages riches en galets, notés RH (sables et limons des plateaux). Ils peuvent provenir de l'altération sur place du socle (quartz anguleux) mais avec des remaniements de galets, héritage des formations tertiaires ou d'épandages de Quaternaire ancien, antérieurs au creusement des vallées.
- (9) La Formation de Pongautron n'a pas été datée mais il est évident que si elle se situe à la base de la Formation de Brenne (datée à sa base de l'Yprésien ; Châteauneuf, 1977), sa mise en place est antérieure : elle pourrait être d'âge Yprésien inférieur, voire plus ancien.

ce faciès argileux jaunâtre à ocracé est très développé au sommet de la cuesta liasique tant entre la sortie sud d'Argenton et Celon qu'au Sud de la route Argenton-Neuvy-Saint-Sépulchre. Il est bien visible dans les grandes carrières d'extraction d'argile du sommet du Lias, à Pongautron, à l'Ouest de Neuvy ($x = 554,3$; $y = 178,8$). La matrice argileuse contient de nombreux débris de silex jaunâtres ou rougeâtres quelquefois bleutés. Les passées gréseuses sont rares.

En de nombreux points on observe les *accumulations de pisolites de fer* (ePm) de quelques millimètres à plusieurs centimètres de diamètre : au Sud d'Argenton aux environs des Vaux (la Pénoterie : $x = 536,9$; $y = 173,05$) et près des Chaillots (au départ de l'ancien chemin des Rozets, près de la cote 174 : $x = 535,4$; $y = 174,65$). On retrouve quelquefois des pisolites de fer dans des grès de la partie inférieure de la Formation de Brenne sus-jacente mais à en juger par leur aspect ils pourraient être remaniés.

Dans la vallée de la Sonne, au Nord-Ouest de Celon, aux environs des Bouchauds, une lentille silicifiée se développe. De teinte brun chocolat, à débit en dalles, on peut l'observer au Sud-Ouest du village le long des chemins ($x = 533,4$; $y = 171,1$ et $x = 533,25$; $y = 171,25$). Cette roche siliceuse ne proviendrait pas de la silicification d'un ancien calcaire mais plutôt de celle d'une argile ou argilolite (rens. oral F. Bavouzet). Elle est surmontée par une brèche de même nature sur quelques dizaines de centimètres et l'ensemble est recouvert par des argiles à pisolites de fer. Cette lentille se poursuit vers le Nord, les débris de silex jonchent les sols des vignes en allant vers les Vaines. Les derniers débris ont été notés près de l'étang Maillot.

• *eB. Formation de Brenne (Yprésien-Priabonien ?) : sables argileux grisâtres.* Elle repose sur la Formation de Pongautron qu'elle semble raviner et remanier au Sud d'Argenton (observations de J.P. Gély). Un passage latéral entre les deux formations ne peut toutefois pas être exclu. Dans son ensemble la Formation de Brenne est plus grossière et de couleur blanche à grise ce qui permet de la distinguer sur le terrain.

L'essentiel de la formation est représentée par des sables argileux grisâtres épais de 10 à 30 m. Ils donnent des terres sablonneuses de couleur gris sale. Les quartz sont généralement petits (inférieurs à 1 mm) et liés par une matrice argileuse kaolinique.

Divers faciès sont associés à la Formation de Brenne. De bas en haut ou latéralement :

- 0 à 10 m de *grès plus ou moins grossiers* (eB[5i]) à gros quartz anguleux (plusieurs millimètres). Il s'agit des grès de Brenne caractéristiques,

gris à blanchâtre. Ces grès ont été exploités en de nombreux points comme moellons ou mauvaises pierres de taille. Ils forment des lentilles au sein des sables argileux et passent latéralement à des argilolites très fines et lustrées. Parfois ces grès contiennent des galets de quartz de quelques centimètres. Ils constituent notamment l'éminence du signal de télévision (cote 215), au Sud d'Argenton. Un peu au Sud, entre Pébaudet et les Vaux, ils remplissent une dépression karstique et apparaissent comme un « filon » ;

- des *passées de galets de quartz* (eB[4]) *s'y intercalent*. Les galets bien usés, peuvent atteindre une dizaine de centimètres et ont généralement été observés en épandages de surface ; il est donc difficile d'en préciser la position. On peut cependant admettre que, en dehors de tous résidus d'altération de formations plus récentes, ces quartz sont intercalés dans les sables argileux, et sont les équivalents latéraux, non indurés, des passées de grès conglomératiques. Vers le Sud, en même temps que la Formation de Brenne repose sur les termes de base du Lias ou sur le socle, la taille des galets augmente jusqu'à atteindre 10 à 20 cm dans les environs de Saint-Gilles, au Sud de Celon ;

- des *passées de galets et de chailles à patine noire* (eB[3]). sont présentes, en épandages, dans le Nord de la feuille, en limite avec de celle de Velles, où elles sont très développées. Ces faciès semblent cantonnés dans la partie inférieure de la Formation de Brenne mais leur répartition est très irrégulière. Ces chailles empruntées au Bajocien sont usées et recouvertes d'une patine noirâtre à éclat gras. Cette patine, d'origine organique, est due à des encroûtements algaires dans des « oueds » souvent asséchés. La surface de ces chailles présente des traces d'impacts en « coups d'ongle ». Ces chailles sont accompagnées de galets de quartz bien roulés dont la taille peut atteindre jusqu'à 10 cm. En dehors de la feuille, il a été observé que ces éléments détritiques se trouvent au sein d'une argile kaolinique blanchâtre (Donnadieu, 1976).

L'ensemble a parfois été dénommé « conglomérat à quartz et chailles ». Il s'agit, à l'échelle régionale, des « traînées à chailles » décrites, par les anciens auteurs, dans le Sud du Bassin parisien.

- des *meulrières* (eB[2]). Deux petites zones à débris de meulrières, témoins de la présence d'anciens calcaires lacustres silicifiés, ont été reconnues. Il s'agit d'une meulière compacte, blonde à brune, dont les morceaux parsèment les champs :

- la première zone se situe au Nord de Saint-Marcel où l'on note la présence de gros blocs de meulrières compactes brun foncé (x = 537,9 ; y = 2179,8) ;
- la seconde, en limite de la feuille Velles, (x = 540,7 ; y = 180,6). Comparable à la précédente elle apparaît en gros blocs épars. Un grand bloc de cette roche a servi comme table du dolmen du bois des Mazières, à environ 1,5 km au SSE ;

- des *cuirasses ferrugineuses* (eFm) (quelques mètres). Elles affectent

les grès et les argilolites et correspondent à des ferruginisations en milieu aride. Dans la Brenne, les sondages de Cogéma (Donnadieu, 1976) les ont traversés à plusieurs niveaux qui marquent le sommet de séquences. La dernière cuirasse, d'épaisseur plurimétrique, de teinte ocre à rouge brique, est la plus importante (renseignement F. Bavouzet). Fréquentes sur la feuille Velles, on ne les observe que dans l'angle nord-est de la feuille Argenton-sur-Creuse.

Les formations détritiques continentales sont difficiles à dater. Cependant grâce à l'abondant matériel échantillonné sur les sondages de Cogéma (Donnadieu, 1976), une quinzaine d'échantillons ont pu être datés (Châteauneuf, 1977). Quatre ensembles microfloristiques distincts ont été reconnus :

- la base de la formation constituées de conglomérats et d'argiles organiques posséderait une association caractéristique de l'Yprésien (Cuisien supérieur) en position comparable à celles des Argiles de Laon du centre du Bassin parisien ;
- la deuxième association correspond à des argiles organiques intercalées ou en contact étroit avec les argiles micacées à oxyde de fer qui constituent la base de la série de Brenne (secteur de Mézières, Rosnay, Martizay et Migné). Cette association caractérise le Lutétien ;
- latéralement, reposant directement sur le Cénomaniens (Sud-Est de Mézières), une troisième association était comparable à celle du Priabonien inférieur (Auversien) du Parisien ;
- enfin plus haut dans la série de Brenne, une quatrième association contemporaine d'un rafraîchissement climatique caractérisait le Priabonien supérieur (Ludien) ou la base de l'Oligocène.

e5. *Marnes des Prunes (Lutétien moyen)* (quelques mètres). Le seul témoin de cet âge correspond au célèbre gisement des Prunes (quelques kilomètres à l'Ouest d'Argenton). Cette marnière a livré de nombreux restes de vertébrés à l'origine de la définition d'une zone paléontologique qui se situe entre les zones de Messel et de Bouxviller (Brunet et Jehenne, *in* Debrand-Passard *et al.*, 1982). Il s'agit en fait du remplissage, par une marne beige à verdâtre, d'une dépression karstique dans les calcaires oolitiques du Bathonien. Ces marnes réputées phosphatées (ce que nous n'avons pu mettre en évidence) ont servi à l'amendement au siècle dernier et il n'en subsiste que de rares témoins.

g-p. **Argiles de la Formation des buttes de Jeu (Oligocène à Pliocène)** (0 à 20 m). Ces argiles (définies sur la feuille Ardentes) n'existent que dans l'angle nord-est de la feuille aux abords du bassin de Lys-Saint-Georges. Elles affleurent dans les talus de la route D 990 au Sud de Buxières-d'Aillac

aux abords du croisement avec la route de Neuvy-Saint-Sépulchre en limite de la feuille Argenton.

Il s'agit d'argiles de couleur rouge brique, englobant des silex irréguliers rougeâtres mais jaunes en cassure, et de nombreux petits débris centimétriques faisant penser à des agrégats de fer, sans être des pisolites de minerais de fer de l'Eocène. Cette formation a été respectée par l'érosion sur une dizaine de mètres mais, plus à l'Est, dans le bassin elle peut atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur (cf. feuille Ardentes). Reposant sur l'Eocène continental et surmontées par la Formation d'Ardentes d'âge pliocène supérieur, ces argiles n'ont livré aucun élément de datation. Leur âge, non déterminé, pourrait être compris entre l'Oligocène et le Pliocène (sur la feuille Ardentes, elles ont été notées m-p).

Nota. Sur la feuille Velles ont été signalés des épandages de silex rougeâtres provenant de l'Hettangien également présent en surface dans le Nord-Est de la feuille d'Argenton. À l'origine ces silex proviennent probablement de l'altération, suivie d'un transport relativement faible des calcaires à silex de PHettangien. Ils pourraient constituer des témoins d'une plus grande extension des argiles des buttes de Jeu à moins qu'on les rattache à la Formation de Pongautron.

Formations superficielles plio-quaternaires

Ces formations présentées par faciès sont regroupées en fonction de leur situation géomorphologique et des processus à l'origine de leur mise en place. L'ordre de leur description est indépendant de leur âge, sauf pour les formations fluviatiles.

Formations fluviatiles

Fp. *Dépôts fluvio-torrentiels (Pliocène supérieur ?) : sables, graviers et galets très fortement altérés.* Aux environs de Badecon-le-Pin, ces rares placages à caractères résiduels occupent une position culminante de part et d'autre de la vallée de la Creuse. On les trouve également sous forme d'affleurements sporadiques sur les reliefs à l'écart de la vallée. Ils sont constituées surtout de galets de quartz blancs, très usés, pouvant atteindre 10 cm de diamètre, emballés dans un sable rougeâtre peu argileux. Ils sont généralement épais de quelques décimètres, mais peuvent atteindre 3 m au Fay.

Ces dépôts sont associés à une surface façonnée antérieurement au creusement des vallées et ils étaient plus largement étendus que ne le laissent apparaître les placages résiduels.

Aucun élément ne permet de préciser l'âge de ces dépôts qui pourraient être des équivalents de la Formation d'Ardentes (feuille Ardentes). Leur âge serait alors pliocène supérieur comme ces derniers.

Fv. Alluvions anciennes (50 à 80 m au-dessus de la Creuse à l'étiage), très fortement altérées. La terrasse correspondante est souvent façonnée dans le substrat (terrasse rocheuse). Elle est aussi marquée localement par un recouvrement d'alluvions fluviales Fv, dans le secteur compris entre Gargillesse et Le Menoux d'une part et, aux environs d'Argenton-sur-Creuse d'autre part.

Ces dépôts n'ont pu être observés en coupe. En surface ils apparaissent constitués de graviers et de galets surtout quartzeux, parfois de rares roches endogènes très altérées (granites, gneiss), dans une matrice sablo-argileuse présentant un bariolage d'origine hydromorphe (couleur variant du rouge jaunâtre au gris).

La même formation a été analysée plus en aval sur la carte Saint-Gaultier à 1/50 000. La fraction sableuse est constituée de 30 % de feldspaths environ dont 1/4 à 1/5 de plagioclases. Parmi les minéraux lourds, la tourmaline domine le zircon, l'andalousite, la staurotide et l'épidote. Amphibole et grenat représentent quelques pour cent. La biotite et la muscovite sont abondantes. La fraction inférieure à 10 mm est dominée par la kaolinite.

Aucun document paléontologique ne permet de dater précisément ces alluvions sans doute mises en place pendant le Pléistocène inférieur.

Fw. Alluvions anciennes (35 à 50 m au-dessus de la Creuse à l'étiage), fortement altérées. Elles sont bien représentées surtout dans le secteur d'Argenton où elles participent aux grands placages alluviaux de la rive droite. Les alluvions Fw sont emboîtées dans la formation Fv et visibles dans plusieurs carrières. Celle située près du lieu-dit « les Pommeurs » au Nord de Saint-Marcel offre la meilleure coupe. Les alluvions, épaisses de 18 à 20 m, comprennent, de bas en haut :

- 3 à 5 m de sable jaune à grisâtre, assez bien classé, à stratification oblique ;
- 3 à 4 m de sable très riche en galets peu altérés de roches éruptives, à stratification oblique et larges chenaux ;
- une surface fortement ravinée. Les chenaux sont comblés de sables fins, limono-argileux, grisâtres, d'épaisseur décimétrique ;
- 10 m de sable riche en graviers de quartz et de roches éruptives altérées. La stratification oblique traduit un changement dans la direction des courants par rapport aux unités inférieures. Le niveau présente une matrice argilo-ferrique brun rougeâtre d'altération météorique qui ne colmate pas totalement les pores. Vers le bas cette matrice, moins abondante, est distribuée

en bandes. Vers le sommet, le colmatage est plus poussé ce qui engendre localement un bariolage hydromorphe de plages rougeâtres et grisâtres.

A leur partie supérieure, les alluvions, ont été ravinées par le ruissellement et sont recouvertes d'un mince cailloutis et d'un limon colluvial.

Des échantillons prélevés dans la formation équivalente sur la carte Saint-Gaultier (notée Fv), ont été analysés. Les sables contiennent 20 à 25 % de feldspaths dont 1/3 de plagioclases. La fraction sableuse lourde est dominée par la tourmaline, l'andalousite, le zircon et l'épidote. La matrice argilo-ferrique issue de l'altération météorique est constituée de kaolinite dominante, d'illite, avec un peu de quartz et des oxy-hydroxydes de fer mal cristallisés.

Ces dépôts ne renferment aucun document paléontologique permettant de les dater avec précision : ils appartiennent probablement au Pléistocène moyen.

Fx. Alluvions anciennes (15 à 35 m au-dessus de la Creuse à l'étiage), moyennement altérées. Ces dépôts forment des terrasses bien représentées de part et d'autre de la Creuse aux environs du Menoux et en rive droite en aval d'Argenton. La formation Fx s'emboîte dans la formation Fw.

Les alluvions visibles dans de nombreuses carrières, sont surtout sableuses. On observe aussi des corps plus grossiers (galets et graviers de quartz et/ou de roches éruptives, grosses plaquettes de calcaire oolitique) intercalés à différents niveaux. Les niveaux à plaquettes calcaires sont quant à eux plutôt situés vers la base de la formation. De gros blocs de roches éruptives (granite, amphibolite,...) pouvant atteindre 1 m de diamètre, sont aussi présents. Les niveaux argilo-silteux grisâtres ou verdâtres sont minces et souvent en position médiane dans les coupes. Entre 0 et 3 à 4 m de profondeur, ces alluvions comprennent une matrice argilo-ferrique de couleur brun rougeâtre, issue de l'altération météorique, ne colmatant pas totalement l'espace poreux de la roche. Comme dans les alluvions décrites précédemment cette altération s'est développée au cours de phases paléopédologiques sous climat tempéré et humide (horizon Bt). On observe épisodiquement un horizon A2 blanchi et glossique qui affecte les parties supérieures du matériau à matrice brun rougeâtre. Cet horizon s'est individualisé sous climat froid et humide pendant la dernière phase glaciaire, mais il a souvent été tronqué par l'érosion.

Les sables alluviaux (notés Fw), analysés sur la carte Saint-Gaultier, sont constitués de :

- 25 à 30 % de feldspaths dont 1/5 de plagioclases ;
- biotite et muscovite abondantes ;

- amphibole dominante, épidote, andalousite, zircon, grenat, staurotide, titanés et disthène parmi la fraction lourde.

La matrice argilo-ferrique est composée d'illite et de kaolinite en quantités équivalentes, ce qui témoigne d'une altération modérée des minéraux primaires des sables.

Lorsque le substrat est calcaire, la surface de contact avec le recouvrement alluvial est très irrégulière. L'épaisseur des dépôts peut atteindre 7 à 8 m.

Les industries de faciès acheuléen moyen à évolué, trouvées de façon éparse dans les alluvions Fx sur cette carte et sur les cartes voisines, permettent d'attribuer ces alluvions au Pléistocène moyen final (Riss ou Saalien).

Fy. Alluvions anciennes (5 à 15 m au-dessus de la Creuse à l'étiage), moyennement altérées. Ces alluvions forment une terrasse presque continue de part et d'autre de la Creuse en aval du Menoux. Elle se situe à une altitude relative de 5 à 15 m au-dessus de la Creuse à l'étiage. Verticalement, on peut observer souvent la superposition suivante :

- à la partie inférieure, un sable très riche en graviers et galets de roches endogènes diverses (granites, amphibolites, gneiss,...) peu altérées, et en plaquettes de calcaire émoussées. On trouve aussi de gros blocs de roches éruptives. La fraction sableuse contient 25 % de feldspaths en moyenne dont 1/3 de plagioclases environ. Dans les minéraux lourds, le grenat domine, dans l'ordre d'importance décroissante, l'amphibole, la tourmaline, le zircon, l'andalousite, l'épidote et la staurotide. Les minéraux argileux sont surtout de Pillite, accompagnée d'un peu de kaolinite, et d'autres minéraux en trace. Le quartz est aussi présent dans la fraction fine ;

- à la partie supérieure, les niveaux sablo-limoneux deviennent dominants. L'altération météorique est moyennement développée. Elle est à l'origine d'une matrice brunâtre souvent répartie de façon irrégulière, composée d'illite et de kaolinite en quantités équivalentes. La composition minéralogique est voisine de celle décrite ci-dessus.

L'épaisseur de ces alluvions ne dépasse pas quelques mètres.

En raison des analogies de faciès avec les dépôts observés dans la vallée de la Creuse plus en aval, on peut attribuer ces alluvions à la première partie du Würm (ou Weichsélien inférieur et moyen), mais aucun indice paléontologique ne le prouve.

Fy-z. Alluvions récentes des fonds de vallées : argiles sables, graviers et galets peu à pas altérés. Dans la vallée de la Creuse, les dépôts s'étendent de part et d'autre de la rivière entre les cotes relatives 0 et 5 m.

La partie inférieure du remplissage de la plaine d'inondation actuelle est constituée de sables feldspathiques riches en amphiboles et en micas, de graviers et galets de quartz, roches siliceuses, roches éruptives et métamorphiques diverses ; elle est toujours enfouie sous les dépôts holocènes, c'est pourquoi elle n'est pas altérée. Elle est épaisse de quelques mètres. Ces alluvions ont été déposées pendant la seconde moitié du Würm (ou Weichsélien supérieur). Elles peuvent aussi correspondre en partie à la charge de fond de l'unité des dépôts holocènes sus-jacents.

La partie supérieure des alluvions Fy-z de la Creuse correspond aux dépôts mis en place au cours de PHolocène, principalement pendant les crues. Elle est constituée de sédiments fins : argiles, limons ou sables, parfois localement de tourbe. Dans la fraction sableuse on trouve environ 25 % de feldspaths dont 1/3 de plagioclases, de la biotite et de la muscovite abondantes. L'amphibole domine largement le cortège des minéraux lourds. La fraction argileuse est surtout constituée d'illite. Cette unité est épaisse de quelques mètres.

Formations de versants

Cζ. Colluvions des versants et des fonds de vallons du domaine cristallin. Nées de l'altération des terrains cristallins et métamorphiques, elles s'accumulent sur les pentes et dans le fond des vallons. Elles ont été cartographiées quand leur épaisseur est suffisante pour masquer le substrat. Les minéraux de leur composition, essentiellement argileux, sont accompagnés de sables ou de débris dont la nature varie selon le substrat dont elles dérivent.

CF, Ce, Cj. Colluvions des versants et des fonds de vallons sur substrat reconnu. Elles forment des placages discontinus peu épais, représentés par une surcharge sur la teinte du substrat. Leur existence dépend de la nature du substratum ou des formations superficielles préexistantes, et de la valeur de la pente topographique. Les versants de la vallée de la Creuse étant généralement assez raides, ces dépôts y sont peu abondants. Les différents faciès décrits ci-dessous sont parfois mélangés.

- **Cj. Colluvions principalement alimentées par les calcaires jurassiques.** Les versants façonnés dans les calcaires jurassiques portent localement, à la faveur de ruptures de pentes ou au niveau du raccord avec la plaine alluviale en fond de vallée, un matériau à matrice argilo-calcaire brun jaunâtre, contenant des éléments calcaires émoussés, de taille variable.
- **Ce. Colluvions principalement alimentées par les formations tertiaires.** A la partie supérieure des versants, les formations argilo-siliceuses détritiques éocènes peuvent fluer et donner des colluvions de couleur

variable (blanchâtre, jaunâtre, rougeâtre,...) dominante argileuse contenant une fraction sableuse plus ou moins abondante et parfois des galets de quartz ou des fragments de grès.

• **CF. Colluvions principalement alimentées par les alluvions fluviales.** Il s'agit de cailloutis riches en graviers de quartz ou de roches siliceuses, à roches éruptives plus rares, à matrice sableuse ou sablo-argileuse brune à grise, repris des épandages alluviaux voisins. Il est parfois difficile de les distinguer en surface des alluvions en place auxquelles ces colluvions passent progressivement.

Formations résiduelles

Ces formations plio-quaternaires ont été élaborées sur place par altération des faciès sous-jacents ; elles sont localisées essentiellement dans les dépressions.

Galets de quartz épars. Sur toute l'étendue de la carte, on remarque la présence de galets de quartz épars, d'une taille de quelques centimètres. Ils peuvent provenir de plusieurs formations détritiques : sables de l'Éocène ou alluvions diverses. Ils ont été notés par un figuré dans les zones où ils paraissent abondants.

RH. Sables et limons des plateaux. Ils sont composés par des dépôts argilo-sableux contenant d'ordinaire une proportion assez forte de graviers et de quartz blanc laiteux. Ces dépôts couvrent une grande partie des sommets des interfluves ainsi que les parties hautes des plateaux non érodées. Localement, ils peuvent passer latéralement aux dépôts de l'Éocène dont ils seraient un héritage. Ils peuvent également inclure des éléments empruntés aux dépôts fluvio-torrentiels (p) et probablement une part non négligeable d'altérites.

Dépôts anthropiques

X. **Remblais.** Remblais liés à la construction des voies ferrées et aux décharges qui comblent les anciennes carrières.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

DOMAINE DU PLATEAU D'AIGURANDE

Les terrains métamorphiques qui affleurent sur la carte Argenton-sur-Creuse se répartissent en quatre grandes entités structurales dont l'empile-

ment constitue un édifice : le domaine du plateau d'Aigurande. Les leucogranites varisques qui viennent percer ce bâti correspondent à un cinquième ensemble structural. Ces cinq entités affleurent largement en dehors des limites de la carte et des études régionales s'y rapportant ont permis d'affiner et de préciser leurs caractéristiques.

Unité de Fougères

Unité basale de l'édifice métamorphique, elle est essentiellement composée d'anciennes argilites très potassiques dont l'âge est rapporté au Briovérien supérieur (680 Ma ; Ahmadzadeh et Petitpierre, 1984). Ces sédiments sont en général pauvres en quartz, mais ce minéral peut localement être abondant donnant alors des faciès plus gréseux.

Au sein de cet ensemble banal et monotone on note quelques épisodes détritiques plus grossiers matérialisés par les niveaux de quartzite à muscovite et par la leptynite de Messant, ancienne arkose provenant du remaniement d'une roche volcanique acide.

Les micaschistes graphiteux qui affleurent dans cette unité peuvent témoigner d'un dépôt en milieu confiné riche en matière organique.

La paléogéographie de cette unité peut donc être rapportée à un milieu épicontinental de plate-forme interne à tendance lagunaire.

Unité d'Éguzon

Pour cette unité qui repose structuralement sur l'unité de Fougères par l'intermédiaire d'un chevauchement majeur, le chevauchement de Chambon, il s'avère difficile de déterminer avec précision les milieux de dépôt ou de mise en place initiaux pour deux raisons : cette entité est, d'une part, lithologiquement plus complexe et plus variée que l'unité de Fougères et, d'autre part, elle montre certains critères de dépôt ou de rythmicité dont l'interprétation doit être très nuancée car il faut tenir compte des déformations successives et du polymétamorphisme qui ont affecté ces faciès.

Formation des gneiss amygdalaires

Constituant la base de cette unité, elle a été globalement interprétée comme un ensemble polygénique volcanoclastique constitué de matériaux d'origine volcanique plus ou moins remaniés. Les niveaux de leptynite observés dans ces gneiss amygdalaires pourraient provenir d'anciens tufs rhyolitiques fortement remaniés. Cette formation (Parga Pondal et Marte,

1964) a été comparée aux « gneiss conglomératiques » des Cévennes (Chenevoy, 1968).

Pour J. Bouloton (1974), les gneiss amygdalaires semblent former un ensemble polygénique constitué de matériaux d'origine détritique issus de la désagrégation de granites porphyroïdes et/ou de matériaux d'origine volcanique acide. Cette arénisation pourrait s'accompagner d'un remaniement plus ou moins marqué, qui semble s'être effectué *in situ* ou à proximité des appareils volcaniques comme le laissent supposer l'abondance des feldspaths et la variation de la granulométrie des éléments figurés.

E. Petitpierre (1981) distingue dans les gneiss amygdalaires deux ensembles :

- un ensemble dont les différents termes proviendraient du remaniement plus ou moins intense d'une arène granitique ;
- un groupe de formations fines d'origine vraisemblablement détritique, poly- ou monogénétique (métamicrogranite ou métacinérite ?).

J. Bouloton et E. Petitpierre interprètent la rythmicité observée dans la taille des amygdales et dans la granulométrie de certains gneiss amygdalaires qui affleurent sur les feuilles voisines, comme des reliques d'un granoclasement sédimentaire. Cette interprétation reste possible mais il faut la nuancer en y introduisant le rôle des déformations et des phases successives de métamorphisme qui ont affecté ces roches surtout dans le cas de faciès laminés.

P. Rolin (1981), pour sa part, avance deux hypothèses concernant les relations existant entre les différents faciès de gneiss amygdalaires de cette formation :

- les « orthogneiss » de la mine du Peurot et ceux du Confluent seraient intrusifs dans les faciès de la base de l'unité d'Éguzon ;
- les gneiss amygdalaires de Lagedemont sont les arkoses remaniées d'un socle granitique dont les gneiss du Peurot et du Confluent seraient des lambeaux.

Les niveaux de leptynite observés dans les gneiss amygdalaires seraient d'origine sédimentaire et proviendraient d'anciens tufs rhyolitiques fortement remaniés.

Quelles que soient les hypothèses avancées par les différents auteurs, on remarque qu'ils s'accordent tous pour associer la diversité des faciès de gneiss amygdalaires aux différents stades d'un remaniement et/ou d'un transport de matériel soit volcanique, soit granitique. Cette proposition est en accord avec les résultats fournis par l'exploitation des analyses chimiques. En effet les points représentatifs de ces analyses dérivent du secteur

des roches ignées vers les secteurs des roches sédimentaires (sans que cette dérive soit associée à une évolution de la granulométrie de ces faciès). Pour P. Schmitt *et al.* (1984), aux effets du tri mécanique qu'ont subi ces différents faciès, se superpose une tendance géochimique marquée, à partir d'une source essentiellement granitique.

Formation des gneiss gris *L.s.* Elle repose sur les gneiss amygdalaires et a une origine sédimentaire : les micaschistes feldspathiques situés à la base géométrique de cette formation proviendraient d'argilites ferrifères et les gneiss gris *s.s.*, situés à son sommet géométrique, proviendraient vraisemblablement de grauwackes plus ou moins pélitiques. Les sédiments dont dérivent le gneiss gris *L.s.* ont une histoire trop complexe pour qu'on puisse leur rapporter une paléogéographie très précise mais si l'on se réfère au contexte régional ces sédiments seraient à rapporter à un milieu de dépôt de type épicontinental à marginal.

Au sein de ces gneiss gris *L.s.* affleurent un niveau acide orthodérivé (leptynite de la Roche-Blond-Chambon) et un complexe leptyno-amphibolique.

Leptynite de la Roche-Blond-Chambon. Pour C. Fraisse *et al.* (1987), on peut attribuer à ce niveau une origine volcanique acide de type « dôme-coulée » mise en place dans les shales et grauwackes qui ont donné naissance à cette formation des gneiss gris.

Complexe leptyno-amphibolique. Les différents auteurs qui ont étudié les faciès acides et basiques de ce complexe arrivent à des hypothèses différentes quant à leur origine.

- **Amphibolites.** C'est Yang Kieh (1932) qui, le premier, effectue une étude détaillée de ces roches auxquelles il attribue une origine incontestablement « ortho ». Plus tard, J. Delorme et A. Emberger (1949) ainsi que J. Parant (1954) proposent d'attribuer aux amphibolites une origine « para » en se basant sur des critères de terrain comme par exemple l'alternance leptynite/amphibolite qu'ils observent à petite échelle et qu'ils ramènent à des figures sédimentaires.

Grâce aux travaux plus détaillés effectués sur tous les faciès d'amphibolite de ce complexe Yang Kieh, 1932 ; Lasnier, 1965 ; Rolin, 1981 ; Bouvier *et al.*, 1985), il a été possible de préciser et d'affiner les hypothèses concernant l'origine de ces différents faciès.

- les *amphibolites banales plus ou moins rubanées.* Pour Yang Kieh (1932) et B. Lasnier (1965) ces roches présentent des paramètres normatifs de diorite et parfois de basalte légèrement sous-saturé.

P. Rolin (1981), au vu de travaux pétrographiques et géochimiques (basaltes alcalins à calco-alcalins) qu'il a effectué sur ces amphibolites considère les bancs épais d'amphibolite finement rubanée, qui alternent avec des leptynites comme d'anciennes coulées de basalte ou d'anciens sills ou laccolites intrusifs, le fin rubanement de ces roches pouvant être d'origine métamorphique. Pour les bancs d'amphibolite centimétriques à pluricentimétriques associés aux leptynites cet auteur envisage une origine tuffitique.

Les résultats de l'étude géochimique effectuée par P. Bouvier *et al.* (1985) sur ces roches, ainsi que les analyses chimiques effectuées par B. Lasnier (1965) et J. Bouloton (1974) sont en accord avec cette hypothèse puisqu'ils assimilent, du point de vue de la chimie, ces amphibolites à des basaltes tholéitiques, du moins dans les premiers stades de leur cristallisation.

- les amphibolites mouchetées. Ces faciès sont interprétés par Yang Kieh (1932) comme d'anciens gabbros. P. Rolin corrobore cette interprétation et apparente ces faciès, du point de vue géochimique, à des basaltes ou gabbros alcalins à tendance calco-alcaline. Hypothèse étayée par la disposition de ces faciès en bancs puissants dépourvus de leptynite, par leur aspect grenu et par la présence de taches blanchâtres plurimillimétriques dont certaines renferment d'anciens phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène et seraient des reliques de l'ancienne paragenèse gabbroïque. Les résultats présentés par P. Bouvier *et al.* (1985) et concernant la géochimie de ces faciès reste bien en accord avec ces hypothèses.

Pour expliquer les structures observées dans ces roches, P. Rolin évoque aussi, par analogie avec des faciès semblables décrits dans le Limousin par D. Santallier (1975), une étape supplémentaire : ces amphibolites pourraient provenir de la rétomorphose d'une ancienne éclogite semblable à celles décrites par Yang Kieh et B. Lasnier dans ce secteur. Le processus d'amphibolitisation serait comparable à celui décrit par D. Santallier (1975) et les taches blanchâtres (qui sont rappellons-le de deux natures différentes) pourraient alors figurer, d'une part les reliques de la structure d'un ancien gabbro et d'autre part les restes d'une paragenèse éclogitique ou granulitique.

Du fait de la quasi-similitude géochimique de toutes ces amphibolites, on peut aussi avancer l'hypothèse d'une origine commune pour la plupart de ces roches : basalte alcalin à calco-alcalin, tholéitique, du moins dans les premiers stades de leur cristallisation ou gabbro alcalin à calco-alcalin. Les textures et les associations minérales différentes observées dans ces roches peuvent être soit rapportées à une diversification dans la nature des roches initiales soit interprétées comme le résultat de déformations et de métamorphismes de degrés différents.

Dans le premier cas, les différents faciès d'amphibolites observés dériveraient de faciès correspondants à des niveaux différents de remontée

et de cristallisation de magmas basaltiques. Les amphibolites rubanées proviendraient d'anciens basaltes et les textures particulières observées dans les amphibolites mouchetées seraient à rapporter à d'anciennes structures gabbroïques.

La deuxième hypothèse, qu'il y ait diversification dans la nature des roches initiales ou non, envisage de surimposer une différenciation métamorphique et tectonique qui impliquerait le passage de tous les faciès basiques de cet ensemble dans le faciès éclogite. Les seules reliques relativement bien conservées de cette étape de haute pression seraient les éclogites décrites par Yang Kieh et B. Lasnier ; les amphibolites mouchetées à taches xénomorphes correspondraient à des éclogites déjà rétomorphosées dans le faciès granulite ; les amphibolites mouchetées à fuseaux et les amphibolites rubanées représenteraient un stade de rétomorphose encore plus poussé. A cette différenciation métamorphique viendrait s'ajouter une ségrégation tectonique qui pourrait expliquer le rubanement de ce dernier faciès.

Les serpentines qui affleurent dans le secteur de la Jarrige pourraient correspondre à d'anciennes péridotites intercalées dans les métamorphites et partiellement épargnées par la rétomorphose.

• **Leptynites.** Les faciès acides qui appartiennent à ce complexe leptyno-amphibolique et qui affleurent sur cette carte n'ont fait l'objet d'aucune analyse chimique, les auteurs qui les ont étudiés avancent au vu de critères lithologiques et pétrographiques quelques hypothèses concernant leur origine.

Les leptynites banales correspondraient, pour P. Rolin (1981) à d'anciennes roches grenues à « potentiel feldspathique » initial élevé. Il leur attribue une origine ortho vraisemblablement granitique. Pour cet auteur, ainsi que pour M. Chenevoy (1957), les leptynites à hornblende dériveraient d'anciens tufs volcaniques remaniés ou resédimentés. Quant aux leptynites essentiellement quartzieuses, leur origine est, pour P. Rolin (1981), vraisemblablement sédimentaire.

Par manque de données chimiques concernant les faciès acides de ce complexe nous ne pouvons donc pas affirmer leur origine orthodérivée bien que leurs caractères texturaux tendent à faire adopter cette hypothèse. Nous ne pouvons donc pas, établir de liens précis entre les faciès acides et les faciès basiques de cette formation et *a fortiori* assimiler les deux termes de cette association à un volcanisme bimodal. L'origine orthodérivée de ce complexe est vraisemblablement la plus tangible, elle est en partie déjà pressentie par les études géochimiques effectuées sur les faciès basiques, mais elle reste à préciser quant aux termes acides.

De ce fait on ne peut que dire actuellement, que ce complexe acide-basique répond tout à fait correctement à la définition purement lithologique que donne F.H. Forestier en 1961 d'un « complexe leptyno-amphibolique ». C'est une formation complexe où deux catégories de roches sont étroitement associées, basiques et ultrabasiques d'une part et acides d'autre part.

De nombreuses approches différentes ont, par la suite, précisé la notion de « complexe leptyno-amphibolique » (CLA). Si on se réfère aux critères retenus comme décisifs dans la définition d'un CLA par D. Santallier *et al.* (1988) dans leur revue critique de ces complexes, nous ne pouvons pas, ici, dans l'état actuel de nos connaissances parler de « complexe leptyno-amphibolique », comme ces auteurs le définissent. En effet nous venons de voir que nous ne pouvons pas, faute de données, assimiler ce complexe à une association bimodale et en conséquence nous ne vérifions pas un des critères de définition essentiel d'un complexe leptyno-amphibolique.

Nous gardons toutefois le terme de « complexe leptyno-amphibolique » pour parler de cette association tout en précisant au lecteur que ce terme n'est employé ici que dans un but purement descriptif et qu'on ne peut, pour l'instant, nullement lui associer les caractères géodynamiques propres aux CLA tels qu'ils sont définis par D. Santallier *et al.* (1988).

Pour B. Lasnier (1965) comme pour P. Rolin (1981), il est possible d'interpréter, dans l'état actuel de nos connaissances, ce complexe leptyno-amphibolique comme un empilement de coulées (sills ou laccolites) de roches acides (rhyolites ?) et basiques (basaltes alcalins à calco-alcalins) ou comme des intrusions de granites (?) et de gabbros, associées à des niveaux volcano-sédimentaires tuffitiques. Ces derniers niveaux correspondant aux alternances très fines d'horizons acides et basiques, qui, rappelons-le présentent une géométrie (biseautages et/ou passage latéral d'un terme à l'autre) qui pourrait évoquer des variations latérales de type sédimentaire.

L'origine des lentilles de péridotite (harzburgite) serpentinisée observées dans cette formation reste à préciser : intrusion sous forme de laccolite (?) ou de sill (?), cumulât de chambre magmatique basaltique (?) ou résidu de fusion partielle du manteau (?), copeau tectonique intercalé dans les métamorphites avant la phase de métamorphisme général (?).

Par analogie avec le Limousin et avec les hypothèses régionalement admises (Ledru *et al.*, 1994), ces corps basiques et acides pourraient donc être rattachées à des épisodes magmatiques replacés en contexte extensif intraplaque ou bordure de marge, le tout associé à de rares apports détritiques qui expliquerait la présence de quelques leptynites quartzitiques d'origine sédimentaire. Ce modèle pourrait être corrélié à l'épisode distensif cambro-ordovicien bien connu dans la chaîne varisque. La présence de serpentine pourrait témoigner d'une participation mantellique et élargir ces

dépôts à une océanisation. Mais cette hypothèse reste à préciser par une étude plus approfondie des faciès acides de ce complexe.

Unité de Dun-Gargillesse

Cette unité qui repose sur les faciès sommitaux de l'unité d'Eguzon par contact faillé ou chevauchant est essentiellement constituée de gneiss grossiers, plus ou moins migmatitisés et contient peu de faciès pélitiques vrais. Dans cet ensemble métagrauwackeux viennent s'intercaler de nombreux niveaux orthodérivés acides et basiques ainsi que du matériel ultrabasique.

Ces associations leptyno-amphiboliques d'origine indiscutablement orthodérivée (plagiogranite sodique-basalte à tendance tholéiitique), peuvent s'apparenter à des associations bimodales issues de la différenciation de lignées tholéiitiques et par là même rentrer dans la définition du complexe leptyno-amphibolique donnée par D. Santallier *et al.* en 1988.

Les données géochimiques fournies par P. Bouvier *et al* 1985 pour l'ultrabasite des Coutures (cumulat gabbroïque) qui affleure au sein de ce complexe sur la carte Dun-le-Palestel, située immédiatement au Sud, viennent soutenir cette hypothèse.

Ces associations orthodérivées pourraient donc, par analogie avec les données régionales (cf. *supra*, unité d'Eguzon) être rattachées à des phénomènes magmatiques rapportés à l'épisode distensif cambro-ordovicien bien connu dans la chaîne varisque.

Unité migmatitique du Pin-Villechiron

Sommet de l'empilement lithostructural du domaine du plateau d'Aiguarande, cette unité est essentiellement constituée de diatexites et d'anatexites. La géochimie de ces migmatites, paradérivées, témoigne d'une hétérogénéité importante dans le sédiment originel qui devait être grauwackeux relativement varié, comportant des niveaux détritiques très feldspathiques, parfois très peu évolués et d'autres niveaux plus évolués proches des shales. Dans cet environnement sédimentaire venaient s'intercaler des niveaux orthodérivés basiques (à l'origine de certaines enclaves amphibolitiques) et acides (leptynite de Ceaulmont).

On peut raisonnablement attribuer un âge dévonien inférieur à ces migmatites par analogie avec les migmatites de Saint-Léonard-de-Noblat (Limousin) datées à 380 Ma (Duthou, 1977).

Leucogranites

Cet ensemble de massifs circonscrits qui viennent percer le bâti cristallophyllien le long de l'axe de Panticlinorium du plateau d'Aigurande est essentiellement constitué de matériel leucogranitique correspondant à des produits magmatiques très différenciés issus d'une anatexie crustale.

Les données géochimiques et géochronologiques régionales (Petitpierre et Duthou, 1982 ; Rolin et Duthou, 1982 ; Stussi, *in* Quenardel *et al.*, 1984a) ont permis de montrer que cet ensemble structural proviendrait de la cristallisation de deux magmas différents : l'un, à partir duquel se serait différenciée une lignée évolutive de type calco-sodique qui constitue le massif de Crevant, un peu plus riche en biotite (1/50 000 La Châtre) et l'autre, à tendance silico-potassique qui aurait donné naissance aux autres leucogranites du plateau d'Aigurande (Crozant, Orsennes, Measnes, etc.). Les mises en place de ces deux magmas seraient presque contemporaines, d'âge westphalien (312 ± 6 Ma pour le leucogranite de Crevant et 312 ± 20 Ma pour le leucogranite de Crozant). Le rapport isotopique initial (0,7082 \pm 0,0015) obtenu pour le leucogranite de Crevant est interprété par J.L. Duthou soit comme le résultat d'une fusion partielle de roches crustales à rapport Rb/Sr faible, soit comme le résultat d'un mélange de matériel mantellique et de matériel crustal.

Les données isotopiques obtenues à partir du leucogranite de Crozant ne mettent en évidence aucune figure de mélange mais la composition isotopique du strontium initial reste faible pour un leucogranite de cet âge.

La forme en goutte inversée de ces massifs ainsi que leur dissymétrie révélées par les modélisations gravimétriques (Lemaire *et al.*, 1986) ont permis de montrer l'individualisation de ces massifs les uns par rapport aux autres.

Ces données corroborent le modèle de mise en place proposé par P. Rolin en 1981, à partir de données structurales pour les massifs de Crozant, d'Orsennes et de Measnes. Cet auteur envisage une mise en place diapirique de ces formations magmatiques. Cette mise en place se serait effectuée, dans un premier temps, dans les micaschistes de Fougères, sous contrainte orientée au SE-NW qui développe dans la partie sommitale de ces massifs ainsi que dans l'encaissant des structures ductiles en accord avec cette cinématique. Cette déformation serait synchrone des derniers mouvements tangentiels régionaux ductiles, matérialisés par le chevauchement de Chambon dont le déplacement s'est effectué, rappelons-le du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Dans un deuxième temps le chevauchement de Chambon, continuant à fonctionner, va écraser à froid les bordures des massifs qui ont commencé à

se rigidifier et à dégazer leur phase fluide. Cette déformation en régime cassant va développer une légère cataclase dans la partie sommitale de ces granites ainsi que dans l'auréole de métamorphisme.

Dans ce modèle, soutenu par les auteurs de la carte, les massifs leucogranitiques qui affleurent dans le cœur du plateau d'Aigurande sont donc considérés comme des intrusions magmatiques syn- à tardicinématique du chevauchement de Chambon. Les données gravimétriques structurales et lithostratigraphiques nous permettent enfin d'avancer que l'alignement magmatique défini par ces massifs leucogranitiques peut être raisonnablement rattaché à l'alignement de la ceinture leucogranitique sud-armoricaine.

Rappelons que pour M. Faure *et al* (1990) la mise en place de ces leucogranites s'effectuerait en contexte extensif sans composante horizontale cisaillante notable et serait en faveur d'un champ de déformation régional extensif. Comme nous l'avons vu plus haut (cf. « Description des ensembles structuraux » les résultats des auteurs de cette carte et les travaux récents de G. Lerouge (communication orale) sur le plateau d'Aigurande ne vont pas dans le sens de cette dernière hypothèse.

DOMAINE SÉDIMENTAIRE

Les événements mésozoïques

Les levés géologiques et de nombreuses études microstructurales (Blès *et al*, 1989 ; Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Lerouge, 1984 ; Lerouge *et al*, 1986) effectués dans le Sud du Bassin parisien soulignent le caractère polyphasé de la tectonique post-hercynienne, essentiellement cassante. Les principales failles du socle ont été réactivées plusieurs fois ce qui explique que dans la couverture, les accidents se localisent à l'aplomb des structures cassantes hercyniennes et qu'ils y montrent sensiblement les mêmes orientations. Régionalement, ces accidents à jeu mésozoïque peuvent contrôler la sédimentation.

Trias (245 à 205 Ma). Une longue période d'érosion et d'altération suit l'orogénèse hercynienne. Pour partie, elle correspond aux dépôts continentaux détritiques attribués au Trias (?) et à l'Hettangien.

Lias (205 à 180 Ma). Une pénéplaine se forme sur laquelle va progressivement transgresser une mer venue de l'Est. Les premiers dépôts franchement marins datent du Sinémurien. La région est alors recouverte par une mer peu profonde, épicontinentale, riche en faune. Avec le Sinémurien supérieur (Lotharingien) s'installe une sédimentation marneuse puis argileuse qui va perdurer jusqu'à l'Aalénien.

Dogger (180 à 155 Ma). Le passage Lias/Jurassique moyen correspond dans toute la région à une période durant laquelle la sédimentation est interrompue par de nombreuses lacunes difficiles à dater en l'absence d'affleurements et de faunes caractéristiques.

Avec PAaléno-Bajocien commence à s'installer une sédimentation de plate-forme carbonatée dans laquelle se développent des niveaux siliceux et, localement, évaporitiques (ceux-ci liés à un mouvement de tectonique synsédimentaire local). Au Bathonien, la sédimentation oolitique prédomine largement. On est alors en présence d'une mer chaude, très peu profonde, dans laquelle s'installent, localement, des faciès récifaux (récif de Saint-Gaultier). Une émergence, au Bathonien moyen, permet le dépôt de niveaux ligniteux dans la région de Saint-Gaultier-Argenton. Au cours du Bathonien moyen-supérieur, la sédimentation de barrière oolitique se poursuit avec parfois l'installation de zones à la limite de l'émergence. Des faciès fins avec fentes de dessiccation, des laminites algaires, des ripple-marks s'y observent. À l'intérieur des limites de la feuille Argenton-sur-Creuse, ces niveaux sont les derniers du Mésozoïque à avoir été préservés de l'érosion. Immédiatement plus au Nord la mer revient avec des faciès subrécifaux.

Vers la fin du Bathonien supérieur, des mouvements tectoniques importants amènent à un surélévement de la partie sud du Bassin parisien (Debrand-Passard, 1982). Le sommet du Bathonien, le Callovien, l'Oxfordien inférieur et une moitié de l'Oxfordien moyen manquent sur les feuilles voisines (Ardentes, Velles, Saint-Gaultier).

Malm (155 à 135 Ma). Des faciès subrécifaux (feuille Velles) se réinstallent dans la région dès la partie supérieure de l'Oxfordien. Des calcaires lités sous influence continentale (Calcaires lités inférieurs à pseudomorphoses de gypse et débris de plantes) et des niveaux à spongiaires (Calcaires de Von) leur succèdent. Ils précèdent la venue de faciès alternativement plus et moins profonds. Au Tithonien supérieur, la mer laisse place à des faciès lagunaires (Purbeckien de la région de Graçay) avant de quitter le Bassin parisien.

Crétacé (135 à 65 Ma). Le Crétacé inférieur est inconnu dans l'extrême sud du bloc armoricain. Plus au Nord, de Paléocène a toutefois été identifié (carte à 1/50 000 Levroux).

La transgression du Crétacé supérieur atteint probablement la région d'Argenton. Des faciès glauconieux attribués au Cénomaniens ont été signalés en sondages (Cogéma), dans des karsts, sous le remplissage tertiaire de la Brenne. Des argiles blanches, marines, turoniennes (?) ont été signalées à l'intérieur du périmètre du 1/50 000 Velles. Les faciès supérieurs du Crétacé sont présentement cantonnés dans la région de Vierzon et il est

peu probable qu'ils aient atteint Argenton. La mer quitte définitivement la Brenne dès le Sénonien.

Les événements du Paléogène

Paléocène (65 à 53 Ma). Au début du Tertiaire un climat tropical favorise une puissante action pédogénétique sans que les dépôts correspondants (altérites) aient été reconnus.

Éocène (53 à 35 Ma). Il se marque par le développement d'un régime compressif pyrénéen N-S à NNE-SSW (Bergerat, 1985 ; Blés *et al.*, 1989 ; Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Lerouge, 1984). Cette compression fait jouer, en décrochement dextre les structures subméridiennes et en faille inverse les accidents E-W du socle. Au niveau de la couverture sédimentaire elle induit, outre le rejeu des accidents du socle, le développement d'ondulations anticlinales WNW-ESE à E-W (anticlinaux de Châteauroux, Graçay,...) et probablement de la dépression de la Brenne.

La microtectonique (petite fracturation) se manifeste par une intense stylolitisation et la formation de deux familles de fractures décrochantes les unes dextres, les autres senestres (Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Gros et Martin, 1981). Les pics de stylolites sont toujours subhorizontaux et varient en orientation de N 160° à N 20° E avec un maximum à N 10° E. Les petites failles se répartissent en deux familles :

- une famille de direction moyenne N 160° à N 170° E. Les stries portées par les miroirs de ces failles sont très peu pentées (pitch compris entre 0 et 25°). Elles caractérisent un mouvement décrochant dextre ;
- une famille de direction moyenne N 30° E représentée par de petites failles très nombreuses. Les stries visibles sur les miroirs sont peu pentées et témoignent d'un mouvement senestre.

Ces divers jeux de fractures indiquent que les directions conjuguées N160° et N30° E constituent un système simple de fracturation apparu sous l'effet d'une compression horizontale proche de N-S. La présence de pics stylolitiques orientés suivant cette direction vient confirmer cette interprétation.

Ces mouvements s'accompagnent d'une surrection du Massif central. Cette accentuation des reliefs jointes à une pluviométrie plus forte favorise la mise en place d'oueds (cours d'eau intermittents). L'un de ceux-ci sera à l'origine du comblement de la Brenne.

Postérieurement, plusieurs phases de cuirassement se sont développées. La plus importante qui s'est produite vers la fin de l'Éocène coiffe le som-

met des buttons de la Brenne. Très caractéristique elle se reconnaît aisément par sa teinte rouge brique et sa puissance décamétrique.

Éocène terminal et Oligocène inférieur (35 à 28 Ma). Cette période se caractérise par un régime distensif ENE-WSW à l'origine des rifts européens : . fossés de Limagnes, de Bresse, d'Alsace, de la Loire,... (Bergerat, 1985 ; Blès *et al*, 1989 ; Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Lerouge, 1984 ; Lerouge *et al*, 1986). Cette déformation, connue également sur tout le pourtour du Massif central (Bergerat, 1985 ; Blès *et al.*, 1989) induit des rejeux en faille normale des accidents subméridiens créant des points bas où s'installent lacs et marais (Lablanche, 1982). Curieusement, la région d'Argenton paraît avoir constitué un môle rigide où aucune trace de ces lacs n'a été reconnue.

Oligocène (28 à 24 Ma). Le bloc armoricain qui plonge en direction du centre du Bassin parisien occupé par une mer bascule progressivement en direction du Sud. Des faciès lacustres et palustres, ceux des Calcaires d'Étampes sens large, succèdent aux faciès marins. Plus au Sud, la région d'Argenton est surtout soumise à une phase d'altération dont les traces ont disparu ou n'ont pas été reconnues.

Les événements du Néogène

Miocène-Pliocène inférieur (24 à 3,4 Ma). Au Miocène inférieur, le basculement du bloc armoricain en direction du Sud s'accroît. Des eaux marines en provenance de l'Atlantique envahissent la Touraine et s'étendent temporairement sur la Sologne.

Au Miocène supérieur une compression alpine WNW-ESE s'exerce sur l'ensemble de la région (Bergerat, 1985 ; Blès *et al*, 1989 ; Debrand-Passard *et al*, 1980 ; Lerouge, 1984 ; Lerouge *et al*, 1986). Le bloc armoricain bascule en direction de l'Ouest. La mer quitte le Blésois puis la Touraine. Cette déformation (Bergerat, 1985 ; Blès *et al*, 1989) induit un jeu en décrochement des failles du socle proche de la direction E-W ; celles d'orientation subméridiennes jouent en faille inverse. Pour finir le bloc armoricain bascule en direction du Nord et chasse définitivement la mer du Sud du Bassin parisien (Debrand-Passard *et al*, 1995).

Durant toute cette période la région d'Argenton est soumise à une puissante phase d'altération. Les argiles de la Butte-du-Jeu pourraient être les témoins d'un drain ayant existé à cette période.

Pliocène supérieur (3 à 2 Ma). La réactivation des reliefs jointe à des précipitations qui deviennent très abondantes favorisent l'apparition de puissants cours d'eau. Le fleuve bourbonnais emprunte le fossé de la Loire

alors que plus à l'Ouest de gigantesques cônes de déjection fluvio-torrentiel empâtent la bordure nord du Massif central, région d'Argenton comprise.

Les événements quaternaires

Les mesures microtectoniques réalisées *in situ* (Blès *et al.*, à paraître) montrent que le Massif central est soumis à une compression NW-SE (régime décrochant distensif) qui pourrait induire localement des jeux en faille normale des accidents subméridiens (Cornet et Burlet, 1992). Le même phénomène affecte le Sud du bassin de Paris. Parallèlement, le réseau hydrographique s'enfoncé et la région prend sa morphologie actuelle.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

DOMAINE DU PLATEAU D'AIGURANDE : FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET MAGMATIQUES

Analyse de la déformation régionale

Le schéma structural et la coupe géologique qui illustrent la carte Argenton-sur-Creuse présentent les grands ensembles structuraux qui constituent le domaine du plateau d'Aigurande ainsi que quelques-uns des marqueurs structuraux qui les caractérisent.

Ces unités lithostructurales ainsi que les accidents chevauchants qui les limitent ont été décrits en début de notice. Nous allons ici, après un rappel des caractères structuraux (schistosités, plis, linéations et stries) de ces différentes unités, essayer de dégager les grands traits de la déformation régionale, puis nous décrirons les principaux accidents cassants qui apparaissent sur cette coupure.

A l'échelle de la carte les différentes unités lithostructurales séparées par des accidents chevauchants se disposent en bandes grossièrement orientées SW-NE à pendage faible variant de NW à NE.

Dans cet empilement de nappes, la structure principale est une schistosité plate parallèle aux limites lithologiques. Outre cette schistosité principale, ce bâti montre des traces de déformations successives, certaines caractérisant une unité particulière, d'autres étant communes à plusieurs unités. Ce sont essentiellement des plis et des schistosités de plan axial qui apparaissent toujours localement.

Les failles tardives de Gargillesse et de Fonteneilles ainsi que le faisceau constitué par les failles de Cluis, Cluis-Dessous et de Measnes Piodon perturbent quelque peu cet ordonnancement.

En replaçant cette coupure dans son environnement on voit que l'empilement d'unités structurales observé ici constitue le flanc nord de l'anticlinorium du plateau d'Aigurande, structure régionale à axe grossièrement orienté NW-SE.

Au Sud de la carte Argenton-sur-Creuse, on retrouve le flanc sud de cet anticlinorium qui montre sensiblement la même structure, les unités pendent ici au Sud-Est. Dans la partie centrale de ce vaste pli affleurent les terrains les plus profonds de l'empilement : les micaschistes de Fougères, percés par les leucogranites westphaliens

Rappel des caractères structuraux

Tous ces caractères structuraux sont résumés dans le tableau 2 (en annexe) et avant d'essayer d'en décrire les traits principaux, il nous faut faire deux remarques :

- le terme schistosité est employé ici pour désigner toute surface d'origine mécanique rencontrée habituellement dans les roches métamorphiques ;
- les chiffres associés aux marqueurs structuraux décrits dans ce tableau ne traduisent pas une chronologie relative mais seulement un numéro d'ordre dans la description de ces éléments. Nous pouvons seulement avancer que L1, S1 et P1 sont les structures les plus anciennes visibles et S3 et P3 sont les marques de la déformation la plus tardive. Les marqueurs des autres déformations n'apparaissant que très localement, il n'a pas pu être établi de relation de chronologie relative entre eux. On peut cependant noter que la déformation correspondant aux plis P2a est anté- à syn-chevauchement de Chambon car d'une part ces structures développent une schistosité associée à la muscovite de rétroprophose, et d'autre part, ces plis sont cisailés par ce chevauchement.

Dans tout ce bâti on peut observer *cinq schistosités différentes* : une schistosité principale et quatre schistosités de plan axial, toujours très locales et beaucoup moins importantes.

La schistosité principale S1, la plus ancienne visible et la plus importante, est une schistosité de flux subhorizontale qui développe des surfaces subparallèles aux limites lithologiques. Cette structure qui se retrouve dans tous les faciès des trois unités sommitales est bien visible dans les unités d'Éguzon et de Dun-Gargillesse, mais elle est souvent masquée par la migmatitisation dans l'unité migmatitique du Pin-Villechiron. On ne l'observe par contre jamais dans les faciès de l'unité basale, l'unité de Fougères-Culan. Cette schistosité est liée aux chevauchements des migmatites et de Dun-Gargillesse, et elle est syn- à tardimétamorphe du métamorphisme de degré moyen (faciès amphibolite) qui a affecté ces unités car la biotite et la muscovite de première génération, le quartz, le feldspath, la sillimanite ainsi que les amphiboles (dans les faciès basiques) participent à cette schistosité.

Dans les trois unités sommitales, les plans de schistosité S1 portent une linéation L1 et des stries toutes deux orientées au N50-N230. L1, linéation d'alignement et d'étirement de minéraux se traduit :

- d'une part par l'alignement des minéraux qui ont cristallisé ou recristallisé pendant la phase de métamorphisme de degré moyen, à savoir les feldspaths, le quartz, les phyllites et la sillimanite pour les gneiss et micaschistes et les plagioclases et les amphiboles pour les faciès basiques des groupes leptyno-amphiboliques ;

- d'autre part par un étirement de ces minéraux ; dans des formations très favorables comme dans la leptynite de la Roche-Blond-Chambon, on peut observer des quartz et des feldspaths étirés en fuseau avec leur axe d'allongement 15 à 20 fois plus grand que les deux autres dimensions. Ces fuseaux sont de type constrictif et leur axe d'allongement est orienté parallèlement à l'allongement de la linéation. Cette linéation est donc une linéation de transport de type « a ».

Les critères de cisaillement attachés à cette structure sont décrits par de nombreux auteurs, tous s'accordent sur la direction de ce cisaillement qui est NE-SW, mais la vergence de cette structure est discutée. Les auteurs de cette carte préconisent un cisaillement à vergence NE ; M. Faure *et al.* (1990) penchent plutôt pour un cisaillement à vergence SW.

On observe aussi, couramment, sur les surfaces de la schistosité principale (S1), des stries et des rubans quartzeux. Ces structures sont souvent pénétratives et la présence de ces stries atteste de l'existence de frictions plan sur plan, en régime fragile, suivant la direction N50, durant la structuration des faciès de ces trois unités sommitales.

Dans les faciès de base de nappe de l'unité d'Eguzon, cette surface de schistosité principale, S1, porte aussi une deuxième linéation, L2, ainsi qu'une deuxième génération de stries, orientées au N130-N310. Ces deux structures sont bien moins marquées que les structures orientées au N50. L2 est aussi une linéation d'alignement de minéraux, elle est synchrone de la rétro-morphose tardive car elle réoriente les minéraux préexistants et elle est soulignée par la cristallisation de muscovite tardive. Les critères de cisaillement associés à ce marqueur structural (sens de rotation des minéraux, axe de quartz,...) indiquent, pour les auteurs de cette carte, un déplacement du SE vers le NW.

La présence de stries présentant cette même orientation dit bien ici aussi que cette déformation s'est effectuée en régime ductile et fragile. Ces deux marqueurs linéaires, orientés au N130-N310 et associés à la rétro-morphose tardive, sont liés au fonctionnement westphalien du chevauchement de Chambon et ils n'apparaissent semble-t-il dans cette unité, que dans les faciès proches de cet accident.

Cette surface de schistosité S1 généralement subhorizontale peut cependant présenter une grande dispersion car elle est reprise localement par de nombreux plis :

- des **plis intrafoliaux (P1)**, synschisteux qui ne sont observables que dans l'unité d'Eguzon. Ils sont très rarement visibles à l'affleurement et on les découvre plus facilement au sciage de l'échantillon. On peut cependant en remarquer dans les amphiboles qui affleurent au barrage d'Eguzon et dans les micaschistes feldspathiques au Nord de Cluzeau-de-Rongères (1/50 000 La Châtre). Ces plis, les plus anciens visibles, ont un axe sensiblement orienté E-W et semblent reprendre une schistosité plus ancienne (Rolin, 1981) qui résulterait de la déformation associée à la période d'enfouissement ;
- des **plis d'entraînement (P2a)** qui viennent parfois localement replisser cette schistosité principale (fig. 6) et qui sont à axe orienté au N150, orthogonalement à la linéation principale L1 (N50).

Dans l'unité d'Eguzon, ces plis d'axe N150 se présentent sous trois formes différentes :

- soit des plis kilométriques, très amples, à plan axial droit, qui apparaissent cartographiquement, comme par exemple, entre Cluzion et Orsennes,
- soit des plis métriques droits et amples que l'on peut observer à l'échelle de l'affleurement,
- soit des microplis déversés au Nord-Est qui déforment la schistosité principale (S1) et qui déterminent localement une schistosité de plan axial S2a.

Dans l'unité de Dun-Gargillesse, cette famille de plis est bien moins développée et on ne l'observe que dans les gneiss grossiers où elle ne s'exprime que par des individus métriques à plan axial vertical, les microplis à plans déversés étant très rares. Dans l'unité migmatitique ces plis orientés au N150 sont reconnaissables mais extrêmement rares ;

- des **plis (P2b) à axe orienté au N40-N50** qui sont les structures pliatives les plus fréquentes dans les trois unités sommitales et surtout dans

l'unité d'Eguzon. Dans l'unité de Dun-Gargillesse et dans l'unité migmatitique ces structures restent visibles mais elles sont mal exprimées.

Ces plis, qui replissent localement la schistosité principale (S1), sont de dimensions, décimétriques à kilométriques. Ils sont soit très ouverts, à plan axial vertical et à axe horizontal, soit très resserrés et leur plan axial est alors fortement déversé vers le Nord-Ouest, comme on peut l'observer au barrage d'Eguzon et dans les gneiss gris au Sud de Gargillesse.

Les plis de petite dimension déterminent une schistosité de fracture de plan axial, S2b (voir plus bas), et, on peut alors remarquer qu'ils sont synmétamorphes de la rétomorphose tardive à muscovite, car seule la muscovite tardive cristallise dans les plans de cette schistosité.

Ces structures sont, par ailleurs, parfois cisailées par le chevauchement de Chambon ; elles sont donc antérieures ou synchrones de cet accident ;

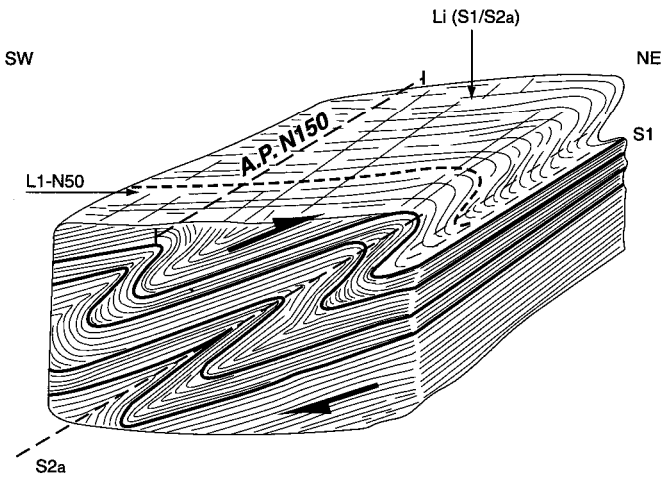


Fig. 6 - Microplis d'entraînement synschisteux P2a déformant la schistosité régionale S1. Axe de pli (N150) orthogonal à L1 (N50) replissée; plan axial déversé au Nord-Est (d'après Rolin, 1981)

- des **plis (P3J en chevron ou en genou, à axe orienté au N80** ($\pm 20^\circ$), à plan axial droit ou légèrement déversé vers le Sud. Ces structures, millimétriques à métriques, sont souvent associées à une schistosité de fracture de plan axial, S3 (cf. *infra*) assez mal exprimée, elles sont bien représentées dans toute l'unité d'Éguzon, spécialement dans les faciès gneissiques et micaschisteux mais elles sont assez mal exprimées dans l'unité de Dun-Gargillesse et dans l'unité migmatitique. Ces plis, qui correspondent à une phase de déformation mineure, reprennent les linéations au N50 et N310, ils sont donc très tardifs.

Une **schistosité de plan axial (S2a)** apparaît localement, elle est surtout bien exprimée dans l'unité d'Éguzon, elle est plus rare dans l'unité de Dun-Gargillesse et très estompée dans l'unité migmatitique du Pin-Villechiron alors qu'on ne l'observe jamais dans l'unité de Fougères-Culan. Cette structure fait un angle faible (20 à 30° environ) avec la schistosité principale et elle est associée aux plis à plan axial orienté au N150, aucune cristallisation de minéraux n'a pu lui être rapportée.

Une **schistosité de fracture de plan axial (S2b)** associée aux plis N40-N50 peut aussi se former localement, dans les zones où la schistosité principale (S1) est très redressée comme par exemple dans les amphibolites qui

affleurent au Nord du barrage d'Eguzon ; dans les deux autres unités sommitales, on observe cette structure beaucoup plus rarement. Elle est souvent assez mal exprimée et découpe des microlithons plurimillimétriques. Cette schistosité peu pentée recoupe la schistosité principale selon un angle important (jusqu'à 45°) et elle est vraisemblablement synmétamorphe de la rétomorphose tardive car la muscovite est le seul minéral qui cristallise sur les surfaces qu'elle développe. On ne l'observe jamais dans l'unité de Fougères-Culan.

Une schistosité de fracture de plan axial (S3), verticale est associée aux plis tardifs à axe orienté au N80, elle peut être observée localement dans

les unités d'Eguzon et de Dun-Gargillesse et c'est dans les gneiss amygdalaires de l'unité d'Eguzon que cette schistosité est la plus visible. Elle est par ailleurs assez rare, peu marquée et peut être exceptionnellement soulignée par des micas blancs néoformés.

Une **schistosité mylonitique Snc**, schistosité principale qui domine dans toutes les formations de l'unité de Fougères et que l'on peut aussi observer à l'apex des massifs leucogranitiques. C'est une schistosité mylonitique, sub-horizontale, bien exprimée qui montre un léger pendage de 10 à 15° au NW, la densité des plans de schistosité étant proportionnelle à l'intensité de la déformation.

Cette structure est liée à la cristallisation des minéraux de la paragenèse principale schistes verts (sous-faciès à biotite muscovite almandin albite épidote) observée dans cette unité. Les plans qu'elle développe portent de la biotite mais surtout de la chlorite de rétomorphose cristallisée à partir de cette biotite et de la muscovite recristallisée à partir de la muscovite de la paragenèse principale

Dans les micaschistes de Fougères cette schistosité est associée à une seconde schistosité, *Sns*, plus discrète que l'on peut observer sur la tranche de certains échantillons. Cette deuxième schistosité, blastomylonitique, subhorizontale, plus fine et très gondolée (plans sigmoïdes), montre un léger pendage (2 à 5°) au Sud-Est et elle est pénétrative à toutes les échelles d'observation. Elle est, elle aussi, associée à paragenèse principale cristallisée dans le faciès schiste vert.

Ces deux structures mylonitiques néoformées appartiennent à un même continuum de la déformation et correspondent aux plans « C » et « S » liés à la tectonique tangentielle associée au chevauchement de Chambon. Elles sont vraisemblablement synchrones de la mise en place des leucogranites et semblent avoir effacé toute structure antérieure.

Ces surfaces de schistosité portent une linéation, (Ln) ainsi que des stries orientées au N130-N310 toutes deux souvent mal exprimées et parfois même absentes. Ln (= L2) est une linéation d'alignement minéral, synmétamorphe de la rétomorphose. Elle réoriente les minéraux anciens recristallisés ainsi que les minéraux de rétomorphose néoformés et elle est surtout marquée par l'étirement des rubans de quartz recristallisé, des ocelles d'albite et par l'alignement des phyllites (surtout la chlorite et la muscovite tardive). C'est une linéation de type « a » présente dans toute l'unité de Fougères-Culan ainsi qu'à l'apex des massifs leucogranitiques qui affleurent dans l'axe de l'anticlinorium de plateau d'Aigurande. Les critères de cisaillement associés à ce marqueur sont, pour les auteurs de cette carte ainsi que pour P. Launeau *et al* (1988), conformes à un déplacement vers le Nord-Ouest.

Pour E. Lasne (1988) cette schistosité porte une deuxième linéation qu'il décrit dans un affleurement de micaschistes de Fougères au Sud-Est de Culan (1/50 000 Châteaumeillant). C'est une linéation au N50 antérieure à celle orientée au N130-N310 puisqu'elle la recoupe parfois. Sur la carte Argenton-sur-Creuse nous n'avons jamais pu observer cette linéation dans les formations de Fougères-Culan et les auteurs des cartes voisines ne la mentionnent pas non plus.

Les stries visibles sur les plans de la schistosité Sn sont bien visibles surtout dans la leptynite de Messant et à l'apex des massifs granitiques ; la présence de ces structures orientées parallèlement à la direction de la linéation

Ln (N130-N310) suggère que la déformation associée au chevauchement de Chambon s'est effectuée en régime ductile et fragile.

La schistosité principale (Snc) de l'unité de Fougères est affectée par trois générations de plis : la première, synschisteuse est rarement observable, elle se manifeste par des plis à axe parfois courbe et sensiblement orienté N-S.

Deux générations de plis post-synschisteux peuvent également être observées : l'une, plus rare montre des plis à axe orienté au N40 et à plan axial droit ou parfois déversé au Sud-Est ; l'autre est beaucoup plus fréquente, elle est exprimée par de nombreux plis à axe orienté au N80 et à plan axial droit ou fortement déversé au Sud. Cette dernière famille de plis est très tardive car elle replisse la linéation orientée au N130-N310.

Conclusion. Du tableau précédemment présenté et de la description de ses principaux éléments on peut tirer les quelques conclusions suivantes.

La schistosité composite principale (S1) observée dans les trois unités sommitales (Eguzon, Dun-Gargillesse et Pin-Villechiron) est une schistosité de flux acquise au Dévonien moyen à supérieur lors du fonctionnement en régime ductile des chevauchements de Dun-Gargillesse et des migmatites, en climat syn- à tardi-métamorphe du métamorphisme de faciès amphibolite (barrowien) qui a affecté ces séries. Cette schistosité plate, parallèle aux limites lithologiques, est approximativement orientée NE-SW et les deux chevauchements sont sensiblement parallèles à cette structure.

Dans les 3 nappes supérieures de ce bâti une linéation (L1) et des stries portées par les surfaces de cette schistosité et orientées au N50 sont associées à cette déformation dont la cinématique (déduite des structures) évoque un déplacement du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Sur cette coupure ainsi que sur les coupures voisines cette linéation n'a pas été observée dans les faciès de l'unité basale de Fougères mais E. Lasne la décrit, sur un affleurement de micaschistes de l'unité de Fougères, sur la carte Châteaumeillant, située beaucoup plus à l'Est.

De nombreux plis (P2a, P2b et P3) viennent postérieurement reprendre localement ces séries amenant une grande dispersion dans l'orientation des surfaces de cette schistosité. À ces trois familles de plis sont associées localement et dans certaines conditions trois schistosités de fracture de plan axial plus ou moins pentées par rapport à la schistosité principale. Ces schistosités

de fracture sont surtout développées dans l'unité d'Eguzon, elles sont rares dans l'unité de Dun-Gargillesse et très mal exprimées dans l'unité migmatitique du Pin-Villechiron.

Cet ordonnancement assez régulier est cependant perturbé par le jeu de deux groupes de failles, les failles de Gargillesse et de Fonteneilles et le faisceau de failles de Cluis-Measnes-Piodon qui viennent tronquer les chevauchements.

La base du bâti métamorphique (l'unité de Fougères-Culan) ainsi que les massifs leucogranitiques sont marqués par le jeu westphalien du chevauchement de Chambon qui y a développé une schistosité principale mylonitique (Snc) qui domine dans tous les faciès. Cette schistosité, subhorizontale, à léger pendage au Nord-Ouest est parfois localement associée à une schistosité blastomylonitique (Sns) plus fine et plus discrète, subhorizontale, à plans sigmoïdes et légèrement pentée au Sud-Est. Dans les formations métamorphiques la schistosité principale est reprise par quelques rares plis synschisteux (Pn) et post-schisteux (Pn + 1), orientés au N40-N50. Ces deux structures planes (Snc et Sns) correspondent aux plans « C » et « S » liés à la tectonique tangentielle induite par le fonctionnement du chevauchement de Chambon et elles sont toutes deux synmétamorphes de la paragenèse schistes verts.

La schistosité principale, Snc, porte une linéation d'alignement et d'étirement de minéraux (Ln) orientée au N130-N310. Cette linéation oriente les minéraux de la paragenèse principale. La cinématique associée à cette déformation indique un mouvement du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Cette linéation associée au fonctionnement du chevauchement de Chambon est aussi présente (L2 = Ln) dans les faciès de base de nappe de l'unité d'Éguzon, sus-jacente à cet accident. Elle est portée ici par la schistosité principale (S1) de cette unité et elle est associée à la phase de rétro-morphose tardive à muscovite. Les deux linéations L1 et L2 n'ont cependant jamais pu être observées sur le même plan de schistosité, dans les faciès de cette unité.

Toutes ces observations nous amènent à penser qu'une première déformation visible (Dévonien supérieur à moyen) a laissé ses marques dans les trois unités superficielles et qu'une déformation postérieure associée au jeu westphalien du chevauchement de Chambon a surtout marqué l'unité de base de ce bâti, l'unité de Fougères-Culan y effaçant vraisemblablement toute structure antérieure car sur la carte Argenton-sur-Creuse ainsi que sur toutes les cartes voisines aucun marqueur correspondant à une déformation antérieure n'y a été observé. Cette déformation, bien qu'ayant affecté certains faciès de l'unité d'Éguzon qui en portent les traces (linéation L2 = Ln), semble cependant y avoir préservé les marques de la déformation antérieure (S1, L1).

Au vu des observations de E. Lasne (1988) qui signale, dans les mica-schistes de Fougères qui affleurent sur la carte Châteaumeillant, située plus à l'Est, la présence simultanée des deux linéations orientées au N50 au N130 marqueurs respectifs de la déformation dévonienne et à la déformation westphalienne, on peut supposer que l'unité de Fougères a aussi été affectée par cette première déformation et qu'elle en garde quelques rares reliques. Cette déformation aurait par ailleurs été totalement occultée dans cette unité par la déformation mylonitique westphalienne correspondant au

fonctionnement du chevauchement de Chambon. Si on tient compte de cette hypothèse, on peut même envisager que l'unité de Fougères-Culan peut n'être qu'une semelle mylonitique de l'unité d'Eguzon et qu'elle se serait décollée au niveau du chevauchement de Chambon qui ne serait alors qu'un cisaillement intra-nappe. Mais aucun argument ne permet actuellement de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

Description des principaux accidents cassants

Diaclases. Tout ce bâti est affecté par de nombreux groupes de diaclases. La mise en place des massifs leucogranitiques semble avoir développé dans les unités de Fougères-Culan et d'Eguzon, deux familles de fractures orientées au N155 et au N85-105 que l'on retrouve aussi dans ces massifs. Par ailleurs, des fractures qui semblent plus anciennes (Rolin, 1981) sont visibles dans tous les ensembles structuraux de ce bâti ; elles sont orientées au N15 et N75 dans l'unité de Fougères-Culan ; au N125, N55 et N25 dans l'unité d'Eguzon et au N55 et N25 dans l'unité de Dun-Gargillesse. Dans l'unité migmatitique, on peut recenser plusieurs groupes de fractures qui sont par ordre décroissant d'importance orientées au N35, N100, N150 et N65.

Les leucogranites montrent eux aussi de nombreuses diaclases qui statistiquement constituent des familles dont les plus importantes sont orientées au N45.

Principales failles

- **La faille de Villeneuve.** Orientée NNW-SSE, cette faille est localisée à l'Ouest de la Creuse, elle s'amortit rapidement vers Lagedemont, au Nord, à proximité de la faille de Gargillesse, et ne prend de l'importance qu'au Sud, sur la carte voisine Dun-le-Palestel où elle affecte notablement le massif leucogranitique de Crozant (le compartiment ouest est affaissé d'une centaine de mètres).

Les conditions d'affleurement fort médiocres n'ont pas permis une étude détaillée des éléments structuraux liés à cette faille qui n'a été mise en évidence que par la cartographie. La zone de brèches qui lui est associée est souvent dégagée par l'érosion et se remarque dans la topographie. Cette faille, minéralisée en fluorine a été exploitée en deux endroits, à Montgoury

(au Nord-Ouest d'Eguzon) et plus au Sud, à Champotray (1/50 000 Dun-le-Palestel).

- **La faille de Gargillesse.** C'est un des accidents les plus importants du domaine du plateau d'Aigurande. Sur la carte Argenton-sur-Creuse, cette faille, subverticale, se suit sur une vingtaine de kilomètres depuis l'extrémité orientale de la carte, où elle limite au Sud les migmatites, jusqu'aux environs du hameau du Pommier, où elle affecte, par ses derniers rejeux, la couverture mésozoïque.

Le tracé de cet accident, sensiblement orienté N50-55 n'est pas rectiligne, et chaque portion semble nettement subordonnée à des directions de fractures présentes dans l'unité d'Eguzon et dans l'unité migmatitique du Pin. Cette faille est soulignée par une zone de brèches de 60 à 100 m de puissance où l'on peut observer de multiples plans de glissement, fortement pentés vers le Nord, ainsi que des zones subverticales de roches pulvérolentes et de nombreuses zones graphiteuses (pouvant atteindre de 10 à 50 m de puissance avec cannelures sur les plans de glissement) et semble reprendre des structures mylonitiques peu pentées, visibles au voisinage de l'accident.

Le premier jeu visible de cette faille qui affaisse le compartiment nord de l'accident (migmatites) est post-namuro-westphalien et anté-liasique. En effet ce jeu affecte, au Sud-Est de la carte, le leucogranite westphalien de Saint-Benoit-du-Sault (Saint-Sulpice-les-Feuilles à 1/50 000) et il est antérieur au dépôt des formations liasiques de la couverture.

Des mouvements plus tardifs de cet accident affectent la couverture liasique du Sud-Est du bassin de Paris en affaissant le compartiment sud de l'accident et en soulevant les formations jurassiques (voir tectonique des formations sédimentaires).

- **La faille de Fonteneille.** C'est une faille subverticale orientée au N50-55 qui vient tronquer le chevauchement de Dun-Gargillesse dans la région de Dampierre. Elle limite les migmatites de la région du Frûlon et elle a vraisemblablement fonctionné en faille normale, abaissant le compartiment est par rapport au compartiment ouest. Les gneiss compris entre cet accident et la faille de Gargillesse apparaissent de ce fait en horst entre les migmatites du Frûlon et celles du Pin.

- **La faille d'Eguzonnet.** Comme pour la faille de Gargillesse, le tracé de cet accident, sensiblement orienté NW-SE est subordonné aux directions anciennes de la fracturation régionale (N145, N25, N125). Il met en contact

les gneiss amygdalaires de la base de l'unité d'Eguzon avec le sommet des micaschistes feldspathiques de cette même unité. Le jeu de cet accident est bien marqué dans la région de Lagedemont où le compartiment oriental est affaissé de 600 à 700 m, et son amplitude s'amortit progressivement vers le lac de Chambon.

La faille d'Eguzonnet est tronquée par la faille de Gargillesse et par le chevauchement de Chambon, elle leur est donc antérieure.

- **Les failles de Cluis et de Cluis-Dessous** semblent avoir des jeux importants car elles perturbent notablement la lithologie.

La faille de Cluis, prolongement vers le Nord de la faille de Measnes-Piodon pour J. Bouloton (1974) et pour P. Rolin (1981), participe donc à un

accident majeur de Pantiforme du plateau d'Aigurande. Les lithologies différentes observées de part et d'autre de cet accident (Cirodde et Lustig, 1981) sont compatibles avec un effondrement du bloc ouest par rapport au bloc est. La présence le long de cette faille d'une navette tectonique constituée de leptynite de la Roche-Blond-Chambon (unité d'Éguzon) indique, pour cet accident, un jeu décrochant vraisemblablement senestre. Aucun argument structural de terrain n'a pu toutefois être observé.

La faille de Guis-Dessous décale le chevauchement de Chambon et sa position plus méridionale, à l'Est de l'accident, est compatible avec un effondrement du compartiment est par rapport au compartiment ouest. Aucun jeu décrochant n'a été mis en évidence ici. Le jeu de ces deux failles détermine donc un coin tectonique soulevé par rapport aux deux compartiments latéraux qui le délimitent.

• **La faille de Measnes-Piodon.** Cette faille qui prolonge la faille de Cluis vers le Sud jusqu'au-delà des limites de la carte a, semble-t-il joué en faille normale effondrant le compartiment ouest.

Le faisceau constitué par les failles de Cluis, Guis-Dessous et Méasnes-Piodon constitue donc un accident majeur du plateau d'Aigurande. Il est postérieur à la structuration du bâti métamorphique ainsi qu'au dépôt de la couverture sédimentaire locale puisqu'il affecte ces deux formations.

Métamorphisme

La description lithologique ci-dessus fait apparaître, dans ces unités litho-structurales, plusieurs paragenèses qui témoignent d'une évolution métamorphique et structurale polyphasée.

Unité de Fougères-Culan

Dans cette unité (fig. 7) le métamorphisme a créé au moins trois paragenèses différentes. Une paragenèse principale : muscovite + biotite + almandin + quartz + albite qui caractérise un sous-faciès (quartz-albite-épidote-almandin) du faciès schiste vert et, ces minéraux sont alignés dans la schistosité (plans « C » et « S ») liée au chevauchement de Chambon et/ou participant à la linéation orientée au N130 contemporaine de ce chevauchement.

Une paragenèse de rétomorphose, F4, à muscovite secondaire et chlorite, vient reprendre cette association minérale principale, la chlorite étant plus abondante à proximité des massifs leucogranitiques.

L'éventualité d'un métamorphisme antérieur (F2 et peut-être F1), de degré plus fort (HP et MT : métamorphisme barrowien), est à envisager car

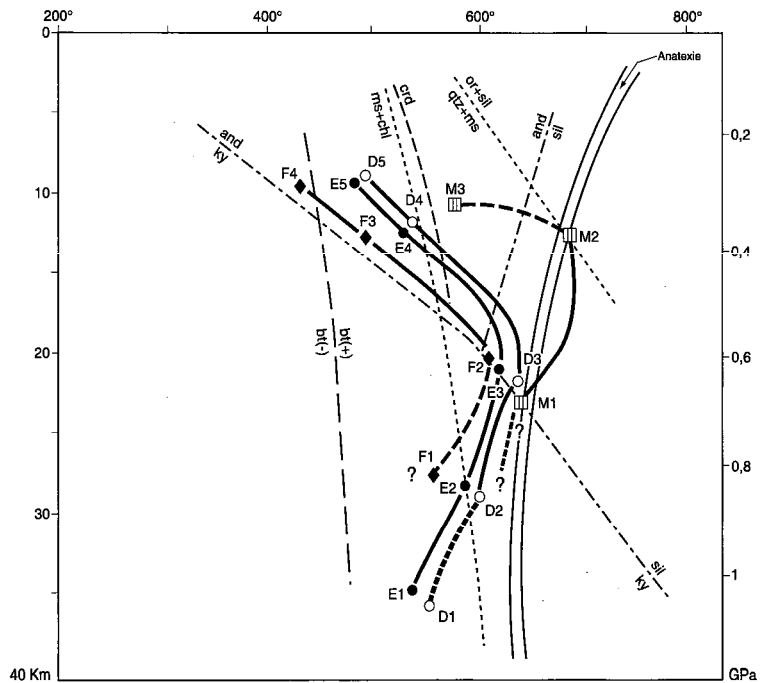


Fig. 7 : Évolution métamorphique des différentes unités structurales du domaine du plateau d'Aigurande

and : andalousite
 sil : sillimanite
 ky : disthène
 or : orthose
 qtz : quartz
 ms : muscovite
 bt : biotite
 crd : cordiérite

F : Unité de Fougères - Culan
 E : Unité d'Éguzon
 D : Unité de Dun - Gargillesse
 M : Unité migmatitique du Pin - Villecheron

La valeur du point triple (Winkler, 1975) est moyennée à partir de celles données par Althaus (1967,1969) et Richardson *et al.* (1968,1969)

les reliques de sillimanite et de disthène, signalées par J. Bouloton (1974) et par C. Fraisse *et al.* (1987) dans les micaschistes de cette unité, pourraient en être des témoins. La mylonitisation intense qui a rappelons-le, affecté cette unité en effaçant toute trace de déformation antérieure a aussi pu effacer localement les restes de ce métamorphisme antérieur. Certains minéraux de la paragenèse principale actuelle pourraient d'ailleurs provenir de cette paragenèse ancienne et auraient alors été repris et réalignés par la déformation westphalienne.

Sur cette évolution polyphasée vient se surimposer un métamorphisme de contact à andalousite et tourmaline, contemporain de la mise en place des leucogranites.

Unité d'Éguzon

Hormis le quartz et les porphyroclastes feldspathiques des gneiss, qui sont vraisemblablement hérités, on observe, tant dans les faciès gneissiques de cette unité que dans les faciès basiques des paragenèses correspondant à cinq étapes successives de métamorphisme (fig. 7).

Le *premier stade (E1)*, très précoce, correspond à un métamorphisme de haute pression et de moyenne température (faciès éclobite) ; les « éclobités » du complexe leptyno-amphibolique et les grenats rencontrés dans les basites de ce complexe en seraient les seuls témoins.

Le *second stade (E2)* traduit un climat de haute pression et de moyenne température et se situe dans la zone de stabilité du disthène. Ce métamorphisme (barrowien) développe dans les faciès gneissiques du disthène qui n'apparaît maintenant plus qu'en reliques au sein de plages de muscovite, et, les éclobités du stade précédent commencent à s'amphibolitiser avec cristallisation de pyroxène secondaire, de plagioclase et de hornblende.

Dans ces deux stades, les micas, le grenat, l'oligoclase et les feldspaths potassiques coexistent et sont alignés sur la linéation minérale orientée au N50-N230.

Le *stade suivant (E3)* est caractérisé par une pression plus faible et une température plus élevée ; il se situe dans le domaine de la sillimanite qui cristallise dans les gneiss dans la linéation minérale orientée au N50-N230 alors que le disthène se déstabilise. L'amphibolitisation des faciès basiques est presque totale, seules sont conservées quelques éclobités en enclave.

La phase d'amphibolitisation a été datée (K/Ar sur amphiboles) par J.M. Cantagrel (1973) qui obtient un âge de 330 Ma environ, mais on peut ramener cette phase au Dévonien moyen car son âge a, selon ce même auteur, été rajeuni lors de la mise en place des leucogranites.

Un *quatrième stade (E4)* se situe dans le faciès épidote, à température et pression plus faibles. Dans les faciès basiques l'épidote cristallise en lits faiblement obliques par rapport à la foliation des amphiboles.

Le *dernier stade (E5)* se manifeste essentiellement par la cristallisation d'une muscovite secondaire aux dépens de la sillimanite et par la chloritisation des biotites. La muscovite secondaire est alignée sur la linéation minérale orientée au N130-N310 et les phyllites en lattes plus anciennes (biotite et muscovite) semblent reprises par cette linéation. La chloritisation des biotites semble liée plus particulièrement à la présence des leucogranites.

Unité de Dun-Gargillesse

Les paragenèses minérales décrites dans les différents faciès de cette unité traduisent une évolution métamorphique polyphasée très voisine, à quelques différences près, de celle de l'unité d'Éguzon (fig. 7). On retrouve, d'une manière certaine les quatre stades (D2, D3, D4, D5) équivalents aux stades (E2, E3, E4, E5) reconnus dans l'unité d'Éguzon, mais le stade D1, correspondant au métamorphisme de HP-MT reste, pour l'unité de Dun-Gargillesse, hypothétique puisque nous n'avons pas pu y observer de reliques d'« éclo-gites » mais seulement quelques grenats reliques presque totalement kéliphysés. La rétomorphose westphalienne (D5) est bien moins marquée ici que dans les faciès de l'unité d'Éguzon et elle est essentiellement représentée par la cristallisation de muscovite secondaire et enfin, lors du stade D3 un début d'anatexie apparaît dans certains faciès de cette unité, sous forme de ségrégations quartzo-feldspathiques qui peuvent souligner les plans de schistosité.

Unité migmatitique du Pin-Villechiron

Ce qui caractérise cette unité est la mobilisation anatectique, plus ou moins marquée, qui se traduit par la paragenèse suivante : quartz + plagioclase + feldspath potassique + grenat + biotite + muscovite + cordiérite + sillimanite. Cette association caractérise des conditions de haute température proches de 680° environ pour une P_{H_2O} de 4kbar et correspond au sous-faciès sillimanite-cordiérite-orthose-almandin. Cette anatexie a plus ou moins noyé toutes traces de paragenèses antérieures. Seules les enclaves gneissiques (agmatites) observées au barrage de la Roche-Bât-l'Aigue montrent une paragenèse de mésozone avec quartz, biotite, muscovite, oligoclase et fibrolites de sillimanite. Cette association pourrait correspondre à la paragenèse antérieure à la migmatisation. La rétomorphose westphalienne est pratiquement inexistante dans cette unité et cette absence peut traduire un refroidissement rapide de ces séries, postérieurement à la migmatisation. Les déstabilisations de biotite en chlorite, observées localement, seraient vraisemblablement dues à des phénomènes deutériques.

Conclusion

En conclusion, nous pouvons remarquer que dans les unités d'Éguzon et de Dun-Gargillesse, le cheminement métamorphique a pu être observé avec une précision que ne nous permettent pas les observations effectuées dans les deux autres unités de ce bâti. En effet, l'unité de Fougères-Culan est trop marquée par la mylonitisation westphalienne qui a pratiquement effacé toute structure antérieure et l'unité migmatitique du Pin-Villechiron est pour sa part envahie par la migmatitisation qui a, elle aussi, masqué les structures antérieures. On peut cependant déduire des descriptions précédentes quelques points principaux (voir tabl. 3) mais il faut signaler que l'âge des événements majeurs (tectonique tangentielle et métamorphisme) qui vont être décrits plus bas n'est établi qu'indirectement, par analogie avec le reste du domaine paléozoïque européen et particulièrement avec le Limousin (Santallier *et al.*, 1983).

Dans l'unité d'Éguzon, et seulement dans cette unité, on retrouve des traces plausibles de l'*épisode métamorphique de haute pression (E1) de la « période éovarisque »* (Ordovicien-Silurien) (Ledru *et al.*, 1989), sous la forme de lentilles d'« éclogites » plus ou moins bien préservées au sein des amphibolites du complexe leptyno-amphibolique. Les métasédiments qui encadrent ces basites ne montrent pas de reliques de cette phase de haute pression, mais cela peut fort bien s'expliquer par le fait que ces dernières ont été effacées ou moins bien conservées que dans les faciès basiques qui ont toujours tendance à mieux résister à la rétomorphose.

Le métamorphisme barrowien de la « période médiovarisque » (Ledru *et al.*, 1989) correspond à l'épisode de métamorphisme majeur qui a affecté les séries de ce bâti. La phase paroxysmale (E2, D2 et F1) de ce métamorphisme est bien préservée, sous forme de reliques de disthène, dans les unités d'Éguzon et de Dun-Gargillesse, moins bien exprimée dans l'unité de Fougères-Culan et inexistante dans l'unité migmatitique du Pin-Villechiron. En effet, dans l'unité basale, les reliques de disthène sont extrêmement rares, cette rareté pouvant être originelle ou imputée à la mylonitisation westphalienne qui aurait effacé en grande partie ces témoins, et dans l'unité du Pin-Villechiron, on n'observe jamais de disthène, du fait peut-être de la migmatitisation, postérieure à cette phase.

Cette phase à disthène, due à l'enfouissement des séries, précède quelque peu ou est contemporaine des premiers soubressauts de la tectonique collisionnelle de la période médiovarisque. Mais l'épaississement crustal, conséquence directe des écaillages dus à ce régime tectonique va aussitôt entraîner un rééquilibrage thermique qui va porter les séries déjà métamorphisées dans des conditions différentes (température plus forte et pression moins élevée). Ce nouveau stade de métamorphisme va se manifester, dans les

séries les moins profondes, par la déstabilisation du disthène, par la cristallisation de sillimanite et par Pamphibolitisation plus ou moins complète des reliques d'éclogites ; dans les séries les plus profondes, une anatexie viendra, en plus, prendre place dans des conditions de cristallisation de sillimanite, cordiérite et de muscovite.

Les chevauchements ductiles du Dévonien moyen, observés sur cette coupure (chevauchement de Dun-Gargillesse et chevauchement des migmatites) ainsi que sur les coupures voisines sont à rapporter à cette période collisionnelle médiovarisque, mais ils sont vraisemblablement postérieurs à la phase de rééquilibrage thermique. Ils sont, en effet, synchrones de la phase de métamorphisme barrowien à sillimanite (faciès amphibolite) et ont sûrement été favorisés par des changements du comportement mécanique de la croûte induits par le régime d'anatexie débutante associé à ce métamorphisme. Par le jeu de ces chevauchements qui auraient porté des séries de matériel profond, anatectique (unités de Dun-Gargillesse et unité migmatitique) sur des

séries de matériel moins profond, n'ayant pas subi d'anatexie (unité d'Eguzon), on peut expliquer le métamorphisme inverse observé dans ce bâti.

La fin de cette phase de métamorphisme majeur, barrowienne, se situe vers 360 Ma et se manifeste, dans les amphibolites de ces séries par une rétrogenèse dans le faciès à épidote.

Après cet épisode tectono-métamorphique majeur, on peut raisonnablement supposer que l'enfouissement des séries s'arrête et que le système en raccourcissement ne peut plus évoluer. Pour pouvoir expliquer la suite de l'évolution tectono-métamorphique des séries qui affleurent sur cette feuille, il est nécessaire d'élargir les observations au domaine de Boussac (Quenardel *et al.*, 1984c) et de considérer l'histoire du domaine du plateau d'Aigurande en fonction de celle des autres domaines tectoniques qui affleurent sur les cartes voisines (domaines de la Marche et de Guéret, etc.).

Au Carbonifère inférieur, les accidents majeurs, les failles de la Marche et de Boussac, qui limitent le plateau d'Aigurande au Sud (voir cartes voisines et fig. 2) fonctionnent en jeu ductile, dextre, orienté E-W (Lerouge *et al.* 1983 ; Lerouge et Quenardel, 1985) et par ces réajustements ils semblent donner une « ouverture » à ce système tectonique. Ces phénomènes semblent être concomitants d'un nouveau rééquilibrage thermique en profondeur qui va donner lieu à une anatexie crustale qui serait à l'origine du magmatisme observé dans les domaines délimités par ces grands accidents : domaines de Guéret (356 Ma), de la Marche et de Boussac (voir cartes Boussac et Aigurande à 1/50 000).

Toujours au Carbonifère inférieur tout ce bâti métamorphique commence à remonter progressivement et à se refroidir, ce refroidissement entraînant une différence sensible dans le climat tectonique régional qui ne va plus, dès

ce moment là, s'apparenter au régime ductile seul, mais qui va se situer à la limite ductile-fragile, voire même fragile.

Le *dernier épisode métamorphique* important observé sur la carte Argenton-sur-Creuse est postérieur à cette remontée, il est namuro-westphalien et il est à rattacher au fonctionnement du chevauchement de Chambon. Ce chevauchement dont le jeu westphalien se situe à la limite des domaines ductile-fragile correspond, rappelons-le, à un réajustement du « domaine de plateau d'Aigurande » lors du jeu senestre, westphalien, (Choukroune *et al.*, 1983 ; Lerouge *et al.*, 1983 ; Lerouge et Quenardel, 1985)

des failles de Boussac et de la Marche (voir fig. 2 et 1/50 000 Boussac) et il n'a donc pas la même signification géodynamique que les chevauchements ductiles dévoniens (chevauchement de Dun-Gargillesse et chevauchement des migmatites).

Cet épisode tectonique développe dans l'unité de Fougères-Culan un métamorphisme dans le faciès schistes verts (sous faciès biotite, muscovite, almandin, albite, épidote) car la cristallisation de ces minéraux est guidée par la déformation induite par le chevauchement de Chambon. Cette paragenèse a ensuite subi une rétro-morphose à muscovite et chlorite.

Dans les trois autres unités, cette phase se manifeste localement par une rétro-morphose plus ou moins bien marquée à muscovite et chlorite. On peut remarquer que la présence de chlorite est toutefois liée à la proximité des massifs leucogranitiques synchrones de cet événement. Cette dernière phase rétro-morphique peut être effectivement favorisée par la mise en place de ces produits très tardifs de différenciation magmatique qui seraient remontés en bulles fines dans le cœur de l'antiforme, permettant ainsi une plus grande circulation des fluides.

Signalons enfin que ces massifs leucogranitiques développent dans les séries métamorphiques encaissantes un léger métamorphisme de contact à andalousite et tourmaline.

Après la phase tectono-métamorphique westphalienne il n'y a plus trace de grands événements sur la carte Argenton-sur-Creuse. Le bâti ne sera alors plus modifié que par le jeu des accidents cassants plus tardifs. A l'échelle régionale, des rejeux tardifs, ductiles et cassants (dextres et/ou senestres) continuent d'affecter les accidents majeurs (faille de la Marche et faille de Boussac) jusqu'au Stéphanien supérieur (Lerouge et Quenardel, 1985 ; Cohen-Julien *et al.*, 1991).

Les séries métamorphiques, témoins d'une période précoce de l'histoire sédimentaire et magmatique du domaine du plateau d'Aigurande (période distensive, cambrienne probablement) ont donc été structurées et métamorphosées par une phase majeure (compressive) attribuée au Siluro-Dévonien,

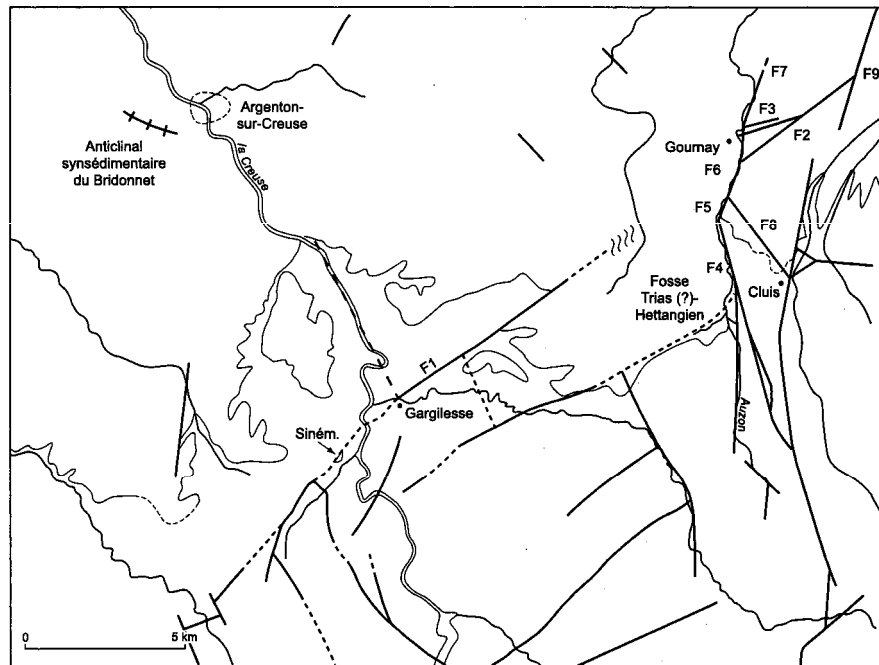


Fig. 8 - Structure des terrains sédimentaires

par analogie avec le reste du domaine paléozoïque européen et particulièrement avec le Limousin (Floc'h *et al.*, 1983). Pour les auteurs de cette carte, les tous derniers soubressauts de cette phase compressive, du moins pour le « domaine du plateau d'Aigurande » seraient namuro-westphaliens. La succession des événements métamorphiques dans le « domaine du plateau d'Aigurande » s'étale donc sur tout le Paléozoïque et s'inscrit dans un schéma analogue à celui des autres secteurs des zones internes de la chaîne paléozoïque européenne (Pin et Peucat, 1986 ; Ledru *et al.*, 1989).

FORMATIONS SEDIMENTAIRES

Les failles importantes qui affectent les terrains sédimentaires ne semblent exister qu'au voisinage du socle, vers le Sud ou plutôt le Sud-Est. En direction du Nord, l'épaisse formation marneuse du Lias constitue une couche d'amortissement. Les failles paraissent plus ténues ou dépourvues de rejeux post-triasiques.

Les deux accidents cassants majeurs qui affectent les terrains sédimentaires de la feuille Argenton sont la faille de Gargillesse et le faisceau de failles qui s'étend de Cluis au bassin de Lys-Saint-Georges.

Faille de Gargillesse

Cet important accident du socle, de direction générale N50° à N55°, affecte également les dépôts sédimentaires (F1, fig. 8).

Sur la rive gauche de la Creuse, un petit témoin de terrain sédimentaire est conservé à l'Est de Bazaiges au contact de la faille. S'il ne s'agit d'un lambeau pincé, on peut estimer que le domaine septentrional est soulevé d'au moins 75 m. Sur la rive droite on retrouve un rejet du même ordre près de Fontenay ; le Pliensbachien au Sud y est en contact avec le socle au Nord. Plus à l'Est, à Villegenais, le Toarcien inférieur au Sud est en contact avec le socle ou les sables triasico (?) - hettangiens au Nord. Plus à l'Est, le rejet de cette faille s'amortit rapidement. Ainsi, dans les fossés de la route, au Grand-Fresne, on observe qu'une flexure qui abaisse vers le Sud les couches marneuses et calcaires du Pliensbachien.

La faille de Gargillesse se perd donc, dans les terrains sédimentaires, avant de venir buter sur l'ensemble de failles de Cluis et plus précisément sur la faille de Gournay (F5). Au-delà on retrouve une nouvelle faille (F2), à nouveau N55° qui remonte aussi le compartiment nord et s'amortit avant la faille de Lys-Saint-Georges (F9).

Enfin il faut signaler que, quelques kilomètres plus au Nord, la cuesta du Lias a une direction générale parallèle à la faille de Gargillesse.

Faisceau de failles de Cluis

Il se compose essentiellement d'une suite de fractures de direction moyenne subméridienne qui forment une ligne brisée, sur lesquelles butent des fractures obliques.

Prolongeant des cassures du socle, la faille de l'Auzon (F4), de direction N170° à N180°, a un regard ouest. Elle présente un rejet important au Sud, de l'ordre de 60 m au niveau des calcaires sinémuriens, mais beaucoup plus fort à la base de la transgression. La raison en est un jeu synsédimentaire qui s'amortit vers le Nord, près de Millançay. Au-delà, elle est relayée par la faille du Breuillat (F5) de direction N 20°. Son rejet devient à regard est par suite du pendage au NNW du compartiment oriental. Ce rejet s'accroît vers le Nord, notamment après la jonction avec la faille F8 qui est une faille à regard est dont le rejet est au plus de l'ordre d'une dizaine de mètres.

Vers le Nord, la faille du Breuillat passe à la faille de Gournay (F6) de direction N180°, peu importante, relayée par la faille de la Chabanne (F7) de direction N20°. Cette dernière s'amortit rapidement. Dans sa partie méridionale, elle limite le petit horst de Gournay.

Horst de Gournay

Il forme une étroite lanière, large de 100 m, de direction N65°, qui s'étend sur moins d'un kilomètre. Des argiles, des marnes et des dolomies de l'Hettangien forment la petite crête supportant la route de Chaumont. Ces dépôts montent en direction de l'Est et viennent au niveau des calcaires du Pliensbachien supérieur. La faille sud est la plus importante. A son abord les couches sont déformées et présentent un pendage au Sud-Est. Au Nord, plusieurs petites failles visibles en labours abaissent rapidement l'Hettangien. La pente du sol coïncide alors avec celle des calcaires du Sinémurien. À l'Ouest, ce horst est limité par la faille de la Chabanne (F7). Vers l'Est, il semble s'enfoncer assez rapidement suite à de petites failles qui n'ont pu être mises en évidence dans une zone couverte de prairies.

Autres failles

Dans l'angle nord-est de la feuille, de petites failles de direction N80° ont été mises en évidence par de nombreux sondages de recherche d'argile. La carrière de Pongautron serait ouverte sur un petit horst (renseignement F. Bavouzet).

Tectonique synsédimentaire

Certaines structures ont eu un jeu synsédimentaire. La *faille de l'Auzon* (F4) a joué au cours du dépôt des sables et argiles du Trias (?) - Hettangien : près de 90 m de sédiments ont été piégés sur le compartiment occidental contre seulement une dizaine de mètres sur le compartiment oriental.

Par ailleurs, à l'intérieur du périmètre de la feuille Argenton, il n'est pas exclu que d'autres accidents aient eu un jeu synsédimentaire. Ainsi, pourrait s'expliquer la répartition très irrégulière des sables et argiles triasico (?) - hettangiens.

L'anticlinal du Bridonnet. La carrière du Bridonnet, entaillée dans le Bajocien inférieur, est située à 2 km à l'Ouest d'Argentan, sur la route des Prunes, à une centaine de mètres au Sud-Ouest du circuit de moto-cross. Des calcaires oolitiques y surmontent des calcaires organodétritiques. Ces niveaux sont légèrement plissés selon un axe N270° (Lorenz, 1980). Cet accident est synsédimentaire : les oolites présentent des déformations témoignant d'une compression au cours de la diagenèse ; les fractures d'extrados, parfois ouvertes, ont été comblées par la brèche à rosettes sus-jacente.

Ce pli anticlinal doit se situer au droit d'un accident du socle réactivé par le jeu de blocs basculants en système distensif (écho du début de l'ouverture de l'Atlantique). De tels jeux en amenant le soulèvement du nez d'un bloc ont pu créer une barrière qui a isolé une lagune dans laquelle l'évaporation a permis le dépôt d'évaporites à l'origine de la brèche à rosettes.

Ce point est donc un exemple exceptionnel de l'activité tectonique qui s'est manifestée à l'époque de la lacune, entre Bajocien inférieur et Bajocien supérieur.

Néotectonique

La néotectonique présentée est déduite de l'observation des déformations affectant la surface d'aplanissement « mio-pliocène », antérieure au creusement des vallées actuelles. Dans l'extrême Ouest de la feuille, ainsi que dans toute la moitié est, la surface d'érosion est régulière et affecte indistinctement le socle et la couverture sédimentaire ; son hypsométrie (fig. 9) se relie harmonieusement avec celle des feuilles voisines à quelques petites déformations près (fig. 10 et fig. 11, coupes I et III). Par contre, dans le centre de la feuille, il existe une énorme anomalie morphologique qui ressort bien sur la coupe II de la fig. 11 : la « cuesta bajocienne » domine de 70 m le fossé d'effondrement d'Argenton. Plus au Sud, la cuesta liasique est nettement plus élevée et appartient également à cette anomalie.

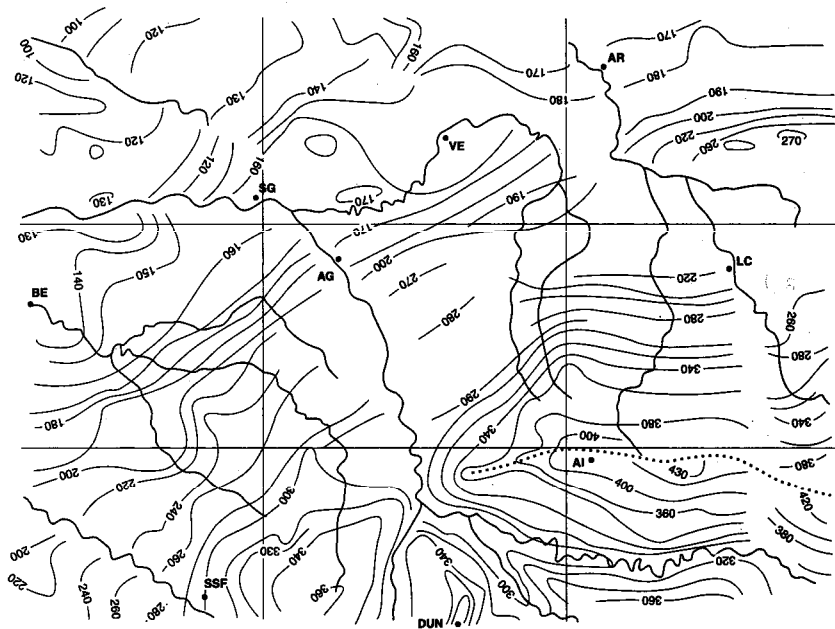


Fig. 9 - Hypsométrie de la surface composite "mio-pliocène" sur la feuille Argenton-sur-Creuse (AG) et les feuilles voisines (SG= Saint-Gautier; VE= Velles; AR= Ardenes; BE= Bélâbre; LC= La Châtre; SSF= Saint-Sulpice-les-Feuilles; DUN= Dun-le-Palestel; AI= Aigurande)

Trait noir épais: hydrographie; gros pointillé: ligne de crête limitant vers le Nord le bassin de la Petite-Creuse

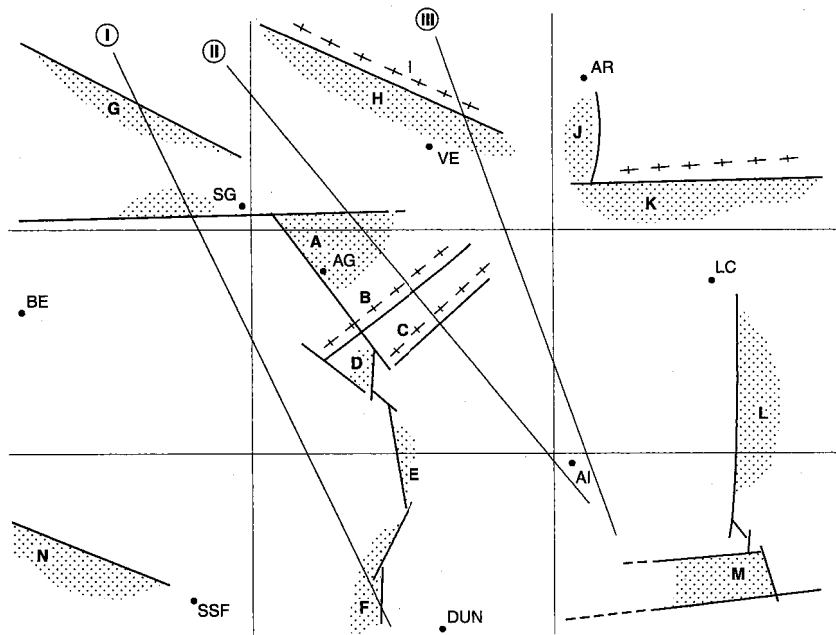


Fig. 10 - Déformations de la surface composite "mio-pliocène"

- Failles hercyniennes à rejeux récents
- ▨ Fossés d'effondrement
- +-+ Lignes de crête limitant des demi-horsts

①, ②, ③ : coupes données figure 11

- A : fossé triangulaire d'Argenton-sur-Creuse
- B : horst de Malicornay
- C : horst de Fontenay - Villeginet
- D : demi-fossé d'Éguzon
- E : demi-fossé de Crozant
- F : demi-fossé de la Sédelle - St-Gervais-de-Beaupré, le long de la faille Issoudun - Cluis - la Sédelle
- G : demi-fossé de Preully-sur-Claise - la Gabrière
- H : demi-fossé de Velles
- I : flexure de Châteauroux
- J : demi-fossé d'Ardentes
- K : demi-fossé de Montipouret, au pied de la "cuesta bajocienne", en fait un demi-horst
- L : demi-fossé de La Châtre
- M : fossé complexe de Tournessac
- N : demi-fossé de Brigueil-le-Chantre - St-Sulpice-les-Feuilles

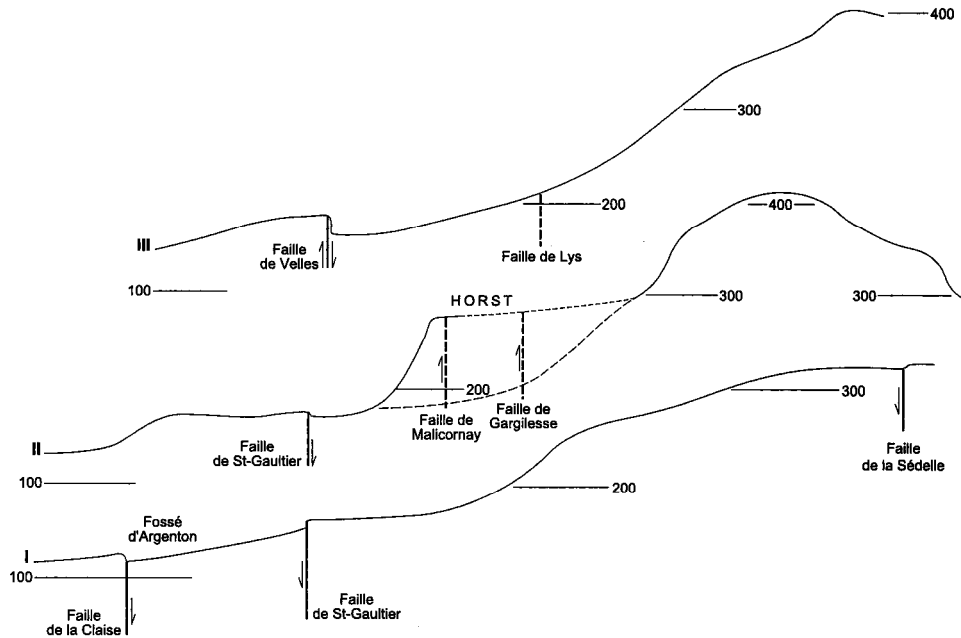


Fig. 11 - Coupes I, II, III (localisées fig. 10) ; surface "mio-pliocène" déformée

Les déformations (soulèvements, rotations, effondrements) se sont produites pendant l'édification de la surface mio-pliocène) et se sont prolongées au Quaternaire. L'histoire de la région peut être résumée ainsi :

- la vallée de la Creuse est d'implantation ancienne (antérieure à l'Oligocène ?) sur une zone de faiblesse du socle, de telle sorte qu'au Mio-Pliocène, lors du façonnement de la surface qui se raccordait à la mer des faluns, puis à la mer redonienne, la Creuse est l'une des rares rivières (avec le Cher et la Gartempe) à franchir le rebord du « plateau central » et à commencer sa pédiplanation ;
- une première phase distensive E-W provoque la formation de fossés d'effondrement N-S peu marqués ; dans la région, on rapporte à cette phase le premier creusement (20 m) du demi-fossé de La Châtre ;
- une seconde phase, de compression, N-S, provoque le bombement de l'anticlinal de Crozant, immédiatement suivi d'un creusement des vallées, en particulier de celle de la Creuse. Les cours d'eau se mettent en équilibre avec la nouvelle topographie qu'ils incisent sur des profondeurs variant de 20 à 80 m sous la surface initiale. Ces anciens cours forment actuellement des terrasses rocheuses perchées plus ou moins haut au-dessus des cours actuels ;
- une troisième phase, de distension, N-S également, s'accompagne de la formation de demi-fossés d'effondrement E-W seuls (Saint-Gaultier, Tournessac) ou liés à des basculements et remontées de blocs (fossés de Velles/flexure de Châteauroux ; fossé de Montipouret/« cuesta bajocienne » ; fossé d'Argenton (?)/horsts de Malicornay et Fontenay-Villeginet). Les cours d'eau s'encaissent une fois de plus : la Creuse dans le horst de Malicornay, l'Indre dans la cuesta bajocienne à Ardentes. Le creusement n'est pas uniforme ou le basculement des blocs se fait en plusieurs épisodes : il en résulte une ou plusieurs terrasses rocheuses emboîtées, au-dessus des cours actuels ;
- une quatrième phase, de distension E-W provoque un rejeu d'ouverture des fossés N-S précédents (La Châtre par exemple) et l'ouverture d'autres fossés (ici ceux de Saint-Sulpice-les-Feuilles, la Sédelle, Crozant, Ardentes, Preuilly/La Gabrière et probablement aussi un rejeu de celui d'Argenton).

Le Pliocène se termine ici et le creusement des vallées quaternaires commence avec la formation de terrasses alluviales bien marquées sur la couverture jurassique beaucoup plus rares sur le socle. Il est probable que la distension a pu se prolonger pendant le début de cette période. Il n'est pas possible de dire à partir de quel moment on est passé au régime de compression NW-SE et NNW-SSE que l'on observe actuellement.

La figure 12 représente une reconstitution possible des horsts en matériel jurassique, fracturés, basculés et soulevés à des altitudes considérables au-dessus de la surface primitive. En fait, la région centrale est beaucoup plus complexe puisqu'elle a enregistré au moins trois phases récentes et qu'on y

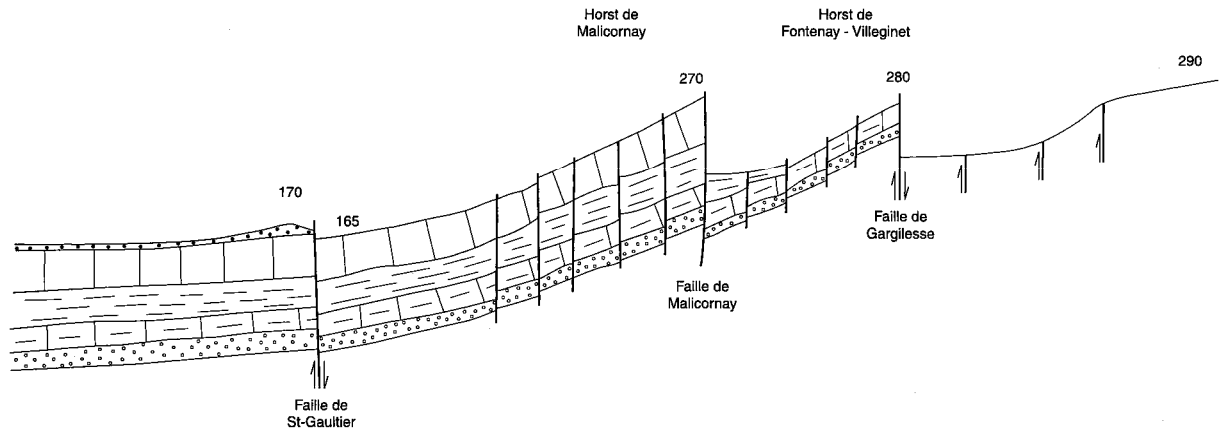


Fig. 12 - Essai de reconstitution des horsts-"blocs basculés" de Malicornay et de Fontenay - Villeginet

dénombrer cinq niveaux de terrasses alluviales et au moins quatre niveaux de terrasses rocheuses emboîtées dans le socle.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sol, végétation, cultures

La coupure Argenton-sur-Creuse, qui jouxte au Nord-Ouest l'exceptionnelle réserve écologique de la Brenne, s'étale sur une région limitée au Nord par le Boishaut du Sud (Berry méridional) et au Sud par les monts de la Marche, véritable frontière géographique et culturelle. Ce ressaut granitique sépare cette région, pays d'oïl tourné vers le bassin de Paris, des monts de Guéret, pays d'oc qui appartient pleinement au Massif central.

Le Berry, vieux terroir agricole français doit son unité plus à son histoire qu'à la géographie. Le secteur couvert par cette carte illustre bien cette variété de paysages car il occupe d'une part les confins septentrionaux du Massif central, profondément entaillés par la Creuse et d'autre part la bordure méridionale du bassin de Paris, le Boishaut, dépression argileuse mollement vallonnée.

Dans le Boishaut, cultures et prairies se partagent le bocage qui empiète aussi sur les premiers reliefs du Massif central prenant ainsi le pas sur la lande.

La densité de haies, de prés et de taillis, caractéristiques du paysage bocager qui domine donc sur le territoire couvert par la carte Argenton-sur-Creuse impose la présence de l'arbre sans pour autant offrir de vastes espaces forestiers. En effet, bien que l'Indre, grâce à ses sols bruns et acides, soit maintenant un des départements les mieux placés dans la production du bois de chêne la coupure étudiée ne montre que quelques châtaigneraies inexploitées et quelques boqueteaux de bouleaux et de chênes.

L'agriculture a longtemps dominé l'activité de cette région, pays d'élevage et de petites exploitations agricoles. Mais ces exploitations, bien qu'elles se soient souvent regroupées en coopératives sont, aujourd'hui pour la plupart, abandonnées et de nombreuses friches, envahies d'épineux font maintenant partie du paysage.

Actuellement la région se désintéresse de la culture proprement dite pour s'orienter surtout vers les produits propres à la consommation animale : les cultures fourragères, le maïs et le tournesol ont pris la place des cultures du début du siècle, cultures céréalières (blé noir, sarrasin) et de la pomme de terre.

L'élevage reste une activité importante de la région. Les bovins se sont substitués aux ovins et l'élevage s'oriente surtout vers la production de viande qui arrive maintenant à une qualité fort appréciée en boucherie. Les ovins restent toutefois présents pour rentabiliser les parcelles peu intéressantes.

Géographie humaine

L'habitat peu dense et dispersé (30 hab./km²) est marqué par un exode rural important. Malgré l'expansion du réseau routier et autoroutier qui désenclave la région, l'Indre reste un département défavorisé qui continue de perdre sa population.

La ville la plus importante est Argenton-sur-Creuse (5 200 hab., petite cité pittoresque dont les vieux quartiers dominent le cours de la Creuse (« la Venise du Berry »). Cette ville, qui s'est spécialisée au XIX^e siècle dans la confection reste encore fidèle à cette industrie. Les autres agglomérations de caractère semi-urbain, un peu assoupies à l'ombre des platanes de leur promenade, s'animent les jours de marché telle Le Menoux située à l'endroit où la Creuse sort de l'étreinte du soubassement cristallin.

Le tourisme estival est maintenant florissant dans la région grâce à l'attrait de la vallée de la Creuse, ruisseau mélancolique ou tumultueux cher à Rollinat et de nombreux villages anciens qui la bordent comme Gargillesse, où survit le souvenir de George Sand ainsi que de nombreux impressionnistes (Rousseau, Monet,...).

A Eguzon, l'importante retenue du barrage EDF mise en service en 1926, est à l'origine du lac Chambon aménagé aujourd'hui en base de loisirs qui participe largement à l'essor touristique de la région de même que les efforts consentis par les municipalités pour la mise en valeur de sites historiques moyenâgeux, comme le château de Cluis par exemple.

L'engouement actuel pour le tourisme vert (promenades à cheval, bicyclette, randonnées, etc.) a trouvé une bonne implantation dans cette région et vient compléter la palette d'activités touristiques qui lui donnent un regain d'activité.

RESSOURCES EN EAU

La feuille Argenton-sur-Creuse se place à l'extrémité méridionale du Bassin parisien. S'appuyant sur les terrains cristallophylliens du Massif central au Sud, on y trouve les couches inférieures sédimentaires qui s'étagent du Trias au Dogger.

Les formations aquifères, intrinsèquement perméables, sont peu nombreuses et très peu étendues sur la carte : les sables du Trias qui affleurent en un fin liseré discontinu au centre de la feuille et les calcaires du Dogger dans l'angle nord-ouest. A cela, s'ajoutent dans une moindre mesure, les formations détritiques récentes de Brenne et les alluvions de la Creuse.

Aux eaux souterraines, il faut ajouter les eaux de la Creuse qui alimentent d'une part la ville d'Argenton-sur-Creuse en eau potable, pour partie, d'autre part le barrage d'Eguzon pour la fourniture d'énergie.

Terrains métamorphiques

Ils ne constituent pas de réservoirs aquifères. On note cependant de nombreuses sources soit à la faveur de failles géologiques, soit à la base de zones altérées. Le débit est toujours très réduit (4 m³/h à Baraize : 593-6-2).

Du point de vue chimie (593-6-3), l'eau est caractérisée par :

- une résistivité très élevée (13 700 ohm.cm) ;
- un pH acide (5,65) ;
- une quasi-absence de carbonates (TH = 2°F et TAC = 1) ;
- la présence de nitrates à des teneurs très variables, le maximum étant observé au printemps.

De nombreuses sources étaient captées pour l'alimentation en eau potable de villages ou hameaux (Baraize, Cuzion, Dampierre, Orsennes,...) ; mais la faible productivité et surtout la grande vulnérabilité de la ressource ont entraîné leur abandon.

Sables du Trias

Les sables du Trias affleurent à peine à la base des terrains sédimentaires, mais ils se développent considérablement en profondeur vers le Nord : 3 m à Orsennes (593-3-1), 11 à 13 m à Maillet (3-2 et 11) ; bien plus au nord, vers la fosse de Sologne, la puissance des sables dépasse 30 m. Les sables du Trias s'enfoncent rapidement vers le nord sous les dépôts à dominante argileuse du Lias. En limite de feuille, ils se trouvent à plus de 150 m de profondeur.

Les affleurements étant très réduits, la nappe est captive sur tout son domaine d'extension ; elle s'écoule vers le nord avec un gradient assez élevé : de + 250 m au hameau d'Hallé à + 180 m à Maillet distant de 7 km. La nappe était artésienne à tous les forages réalisés ; mais, sous l'effet d'une exploitation intensive, le niveau de l'eau a fortement baissé (plus de 7 m en 30 ans à Cluis).

La productivité est faible près des affleurements où les sables sont d'épaisseur réduite : 5 m³/h à Cluis (593-4-4), 18 m³/h à Celon (5-1) ; elle augmente vers le nord où les sables sont plus épais : 70 m³/h à Gournay (4-24), 84 m³/h à Vavre (593-3-6), avec des débits spécifiques de Tordre de 2 m³/h/m.

Les paramètres physico-chimiques sont très contrastés, ce qui témoigne une circulation complexe : résistivité de 1 680 à 3 327 ohms/cm, pH de 6,5 à 7,8, TH de 15 à 34°F,... La teneur en nitrates est toujours faible : 0 à 6 mg/l, ce qui indique une protection relativement bonne de la ressource.

La nappe du Trias est captée presque exclusivement pour les besoins en eau potable, la plus grosse unité de distribution étant celle de Maillet-val de Creuse, les autres assurant l'alimentation de Cluis, Gournay, Neuvy-Saint-Sépulcre,...

Calcaires du Dogger

Les calcaires oolitiques et récifaux forment un réservoir de type karstique à l'extrémité nord-ouest de la feuille. Plusieurs sources apparaissent à la base des calcaires, en débordement sur les alluvions et colluvions de fond de vallon (Nord d'Argenton, le Pêchereau). Le type karstique apparaît nettement au hameau des Jadrets où l'on trouve un gouffre. Le ruisseau des Jadrets se perd plus au nord pour ressurgir dans la vallée de la Bouzanne (feuille Velles). Des opérations de traçage y ont été faites, ainsi qu'en bordure de la vallée de la Creuse, en aval d'Argenton-sur-Creuse.

Les caractéristiques de l'aquifère ne sont pas connues sur le domaine de la carte. Les ouvrages situés plus au Nord montrent que les débits d'exhaure sont très contrastés du fait du caractère karstique de l'aquifère. En outre, sous les formations détritiques de Brenne, le karst peut être envahi de sable et d'argile. Alimentée par la pluie efficace, directement ou au travers des dépôts tertiaires, la nappe est drainée par la Creuse en aval d'Argenton-sur-Creuse et par quelques petits cours d'eau latéraux où apparaissent les sources.

Les analyses existantes montrent :

- une résistivité assez élevée (3 000 à 3 800 ohms/cm) ;
- un pH variable (6,7 à 7,7) ;
- une teneur en nitrates très variable dans l'espace et dans le temps, ce qui traduit une grande vulnérabilité de la nappe.

La nappe du Dogger est peu exploitée ; mais plusieurs sources sont captées pour l'alimentation en eau potable : Argenton-sur-Creuse (593-1-10), le Pêchereau (2-31), Saint-Marcel (2-7).

Formation de Brenne

Les horizons argileux de la Formation de Brenne créent de petites nappes perchées qu'atteignent de nombreux puits traditionnels peu profonds le plus souvent abandonnés en raison du faible débit qu'ils peuvent fournir.

Alluvions de la Creuse

Les alluvions sablo-graveleuses de la Creuse constituent un réservoir en continuité avec les calcaires du Jurassique à l'aval d'Argenton-sur-Creuse ou qui surmontent les terrains imperméables du Lias en amont. L'eau est très peu profonde, en liaison avec la rivière de la Creuse qui draine ou recharge la nappe.

Cette nappe, est captée par de nombreux puits individuels abandonnés ou utilisés pour l'arrosage de jardins.

Karst

Un karst fossile est visible aux Prunes où une dépression dans les calcaires oolitiques bathoniens a permis le piégeage de nombreux vertébrés du Lutétien dans une marne lacustre. Actuellement le karst se développe de préférence dans le niveau à rosettes de calcite du Bajocien supérieur. En plus des nombreuses petites grottes en aval d'Argenton (grottes préhistoriques de la Garenne, grottes des bords de Creuse, grotte du moto-cross) des conduits ont été recoupés par les travaux de la déviation entre la Creuse et le pont de la voie ferrée. C'est dans ce niveau que s'est enfoncé le ruisseau des Jadrets. Après un cours S-N sur les terrains imperméables du Tertiaire il a creusé un profond ravin dans les calcaires. Il emprunte alors un conduit souterrain exploré sur plusieurs centaines de mètres au niveau des calcaires à silex. L'eau ressort 2 km au Nord à la résurgence de la Chaise sur la berge de la Bouzanne. Une circulation souterraine comparable doit être à l'origine de la belle source du Haut-Verneuil récemment mise en valeur en bordure de la D 927.

En surface les dolines (mardelles) sont rares. On en observe cependant quelques-unes de grandes dimensions dans les bois près des Thibauts.

CARRIÈRES, GÎTES MINÉRAUX

Carrières

Calcaire et chaux. Des carrières maintenant abandonnées étaient ouvertes dans les calcaires oolitiques bathoniens aux environs d'Argenton : le Géné-

toux, la Garenne, Sud de Conives, plateau de Fontfurat pour les pierres de construction et pour la chaux. Elles sont maintenant toutes abandonnées.

Quelques petits pointements calcaires au milieu des formations tertiaires ont été exploités pour l'amendement.

Argile. L'argile kaolinique du sommet du Lias a été utilisée dans des tuileries (Neuvy-Saint-Sépulchre, Celon). Elle est encore exploitée au nord de la feuille à l'Ouest de Neuvy-Saint-Sépulchre (carrières de Pongautron et de Fay).

Gîtes minéraux

Si des indices nombreux et variés (Mallard, 1857-60 ; Delorme et Embeiger 1949 ; Lasnier, 1965) sont connus sur le plateau d'Aigurande, il n'existe pas en revanche de gisements d'importance économique sérieuse.

Fer. Les exploitations traitaient le fer pisolithique contenu dans les argiles sidérolitiques et en surface. Elles ont cessé il y a déjà de nombreuses années.

Graphite. Exploité sous le nom de plombagine dans le niveau de mica-schistes graphiteux de l'unité de Fougères, à quelques kilomètres de la limite sud de la feuille d'Argenton (feuille Dun-le-Palestel). Ces exploitations ont été fermées en 1914 et réouvertes au début des années 40. Elles ne fonctionnent plus depuis plusieurs années.

Plomb. Quelques gîtes situés dans le Mésozoïque sont signalés sur la carte des ressources minérales du Massif central à 1/1 000 000 (BRGM, 1979) : de l'Est à l'Ouest : Mouhers, Pommiers, Celon-Vigoux.

Fluorine. Deux exploitations principales (minéralisations hydrothermales liées aux leucogranites) sont à souligner sur la feuille d'Argenton :

- la mine de Montgoury, exploitée de 1963 à 1978 (signalée sur la carte des ressources minérales du Massif central français à 1/1 000 000 sous la référence 86). La fluorine se trouve dans un filon vertical orienté N150° E et mis en place dans la faille de Villeneuve (Rolin, 1981). La minéralisation a atteint jusqu'à 4 m de puissance. L'extraction s'est effectuée sur 700 m, jusqu'à une profondeur de 40 m ;
- la mine du Peurot, exploitée jusqu'en 1979. La minéralisation est ici aussi localisée dans une faille orientée N150° E.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier des itinéraires, dans *le guide géologique régional : Val de Loire, Anjou, Touraine, Orléanais, Berry* (Alcaydé et al, 1990) : itinéraires 11 et 12.

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Mis à part des récoltes de silex préhistoriques dans les champs et le gisement magdalénien de la grotte de la Garenne, les vestiges archéologiques sont rares dans cette région qui fut sans doute peu habitée. Il faut cependant signaler l'importante découverte de "pebble culture" près d'Eguzon par J. Despriée.

Un certain nombre de dolmens s'élèvent encore dans les bois des Mazières au Sud de Tendu, près des Granges, de Monchevrievier, de Saint-Plantaire.

Enfin il faut noter de nombreuses traces du travail du fer (ferriers) dont le minerai pouvait provenir de ramassage de limonite en surface ou de pisolites de l'Éocène supérieur (fouille de N. Dieudonné, à Bouesse). Ce travail du fer pourrait être en rapport avec l'implantation romaine dont témoignent les très importants vestiges d'Argentomagus.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Centre, avenue Claude-Guillumin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 02, soit au BRGM, Maison de la géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

AHMADZADEH H., PETITPIERRE E. (1984) - Âge briovérien supérieur par la méthode au plomb sur galène d'un niveau de gneiss à amphibole de la série métamorphique du plateau d'Aigurande (unité de Fougères, Massif central français) *C.R. Acad. Sci, Paris, (II)*, 298, p. 491-494.

- ALCAYDE G, BROSSE R., LORENZ C, LORENZ J.,RASPLUS L. (1990) - Guides géologiques régionaux. Val de Loire, Anjou, Touraine, Orléanais, Berry. Paris : Masson, 2^e éd., 199 p., 117 fig., 12 pl.
- ALTHAUS E. (1969) - Experimental evidence that the reaction of kyanite to form sillimanite is at least bivariant. *Amer. J. Sci.*, 267, p. 273-277.
- ARBET F., LORENZ J. (1986) - Présence de deux niveaux à pseudomorphoses d'évaporites dans le Dogger du sud du Bassin parisien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, (II), t. 303, p. 945-950, 1 pl.
- AUTRAN A., COGNE J. (1980) - La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de l'orogénèse varisque. - *26ème Congr. géol. Intern. Paris*, p. 90-110.
- AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1974) - L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque : relations entre les cycles calédonniens et varisques. *In* « La chaîne varisque de l'Europe occidentale » Coll. intern. CNRS, (Rennes), p. 211-226.
- AUTRAN A., GERARD A., WEBER C. (1976) - La carte gravimétrique de la France. Exemples d'utilisation géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 18.
- BERGERAT F. (1985) - Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse doct. univ. P.-et-M.- Curie, Paris, 315 p.
- BLÉS J.L., BONJOLY D., CASTAING C, GROS Y. (1989) - Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its bordures (western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, p. 79-111.
- BLOUIN J.P., PELATON C. (1967) - Prospection et étude géologique de la bordure sédimentaire du Nord-Ouest du Massif central. Rapp. BRGM, 78 p.
- BOGDANOFF S., COHEN-JULIEN M., BOËSSE J.M. *et al.* (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint Sulpice-les-Feuilles (615). Orléans : BRGM, 34 p. Carte géologique par S. Bogdanoff *et al.* (1988).
- BOINEAU R., NICAISE J. (1950) - Les schistes cristallins du plateau d'Aigurande au Sud de La Châtre et de Châteaumeillant. *Rev. sci. nat. Auvergne*, 16, p. 7-42.
- BORNUAT M. (1969) - Etude géologique et métallogénique de la région de Montmarçon, Division du Massif central. D.L. Clermont-Ferrand, D.R.M.M., BRGM., n° 217.
- BOUCHEZ J.L., JOVER O. (1986) - Le Massif central : un chevauchement de type himalayen vers l'WNW. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 302, p. 675-680.
- BOULOTON J. (1974) - Étude géologique de la région d'Aigurande (NW du Massif central français). Lithostratigraphie, structure et pétrographie de la série métamorphique. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 166 p.

- BOUVIER P., SCHMITT P., QUENARDEL J.M., LEROUGE G (1985) - Nature et évolution du magmatisme calédono-varisque de part et d'autre du seuil du Poitou. - Rapp. C.E.A./D.A.M.N. 289 p.
- BROWN M. (1973) - The definition of metatexis, diatexis, and migmatites. *Proc. Geol. Ass.*, 84, 4, p. 373-383.
- BURG J.P., MATTE P. (1977) - Déformations hercyniennes et rétro-morphose dans la série leptyno-amphibolique du Haut-Ailier et de la vallée de la Truyère (Massif central français). *C.R. Acad. Sci*, Paris, (D), 284, p. 787-790.
- BURG J.P., MATTE P. (1978) - A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. - *Z. Dt. Geol. Ges.*, Hannover, 129, p. 429-460.
- CANTAGREL J.M. (1973) - Signification des âges à l'Argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens. Application au Massif central français et à l'Aleksod, Sahara algérien. Thèse Sciences, Clermont-Ferrand. Ann. scient, univ. Clermont, géologie-minéralogie, 50, 282 p.
- CHATEAUNEUF J.J. (1977) - Datation palynologique du Tertiaire continental des bordures nord et ouest du Massif central. *Bull BRGM*, (2), 1, 4, p. 353-355.
- CHENEVOY M. (1958) - Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif central français, (thèse, Univ. Clermont-Ferrand). Mém. Expl. Carte géol. dét. France. Paris, 428 p.
- CHENEVOY M. (1958) - Sur l'importance et les caractères du paléo-volcanisme en Limousin septentrional (Massif central français). *Bull Soc. géol Fr.* (7), VIII, 2, p. 113-122.
- CHENEVOY M. (1968) - Les gneiss amygdalaires du Massif central français. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.* (2), X, p. 177-195.
- CHOUKROUNE P., GAPAIS D., MATTE P. (1983) - Tectonique hercynienne et déformation cisailante : la faille ductile de la Marche (Massif central français). *C.R. Acad. Sci*, Paris, 296, (II), p. 859-862.
- CIRRODE J.L., LUSTIG C (1981) - Étude géologique et structurale de la région de Cluis et argument pour un sens de mise en place des nappes à l'aide de la fabrique du quartz, plateau d'Aigurande (NW du Massif central français). Rapp. de D.E.A., Orsay, (inéd.), 47 p. + 47 pl., 1 carte h-t.
- COHEN-JULIEN M., QUENARDEL J.M., FREYTET P., LEROUGE G, ROLIN P., SCHMITT P. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Dun-le-Palestel (616). Orléans : BRGM, 60 p. Carte géologique par J.M. Quenardel *et al* (1988).

- COHEN-JULIEN M., QUENARDEL J.M., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., LE CŒUR C., DELBOS R., VAUTRELLE C. (1991) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Boussac (618). Orléans : BRGM, 91 p. Carte géologique par J.M. Quenardel *et al.* (1991).
- CORNET F.H., BURLET D. (1992) - Stress field determinations in France by hydraulique tests in boreholes. *J. Geophysical Res.*, vol. 97, p. 11829-11849.
- COURTY G. (1952) - Observations tectoniques sur la partie nord du plateau d'Aigurande (Indre). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 14, p. 312.
- DEBEGLIA N., WEBER C. (1978) - Apport des corrélations géophysiques à la connaissance du socle du bassin de Paris. *In* : « Sciences de la Terre et Mesures ». Coll. Intern. jubilé Jean Goguel, Orléans, 1977. Mém. BRGM, 91, p. 63-70.
- DEBEGLIA N., DEBRAND-PASSARD S. (1980) - Principaux accidents tectoniques issus des corrélations entre les données de la géophysique et les données de terrain (au sens large), dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXII, 4, p. 639-645.
- DEBEGLIA N., GERARD A., WEBER C. (1977) - Apport des levés aéromagnétiques détaillés à la géologie du socle du Massif central nord-oriental. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, p. 563-573.
- DEBEGLIA N. *et al.* (1976) - Nouvelles recherches de bassins houillers sur la bordure nord du Massif central (région de Châteauroux). Rapport BRGM 76 SGN 201 GPH, 31 p.
- DEBRAND-PASSARD S. (1982) - Le Jurassique supérieur du Berry (Sud du bassin de Paris). Mém. BRGM, n° 119, 226 p., 108 fig., 20 pl. photo, 13 pl. ann.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y. (1980) - Fracturation de la Champagne berichonne. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 22, 4, p. 647-653, 3 fig.
- DEBRAND-PASSARD S., LABLANCHE G., LORENZ C., LORENZ J., QUENARDEL J.M. (1982) - Etude stratigraphique, structurale et paléogéographique de quelques formations paléozoïques à cénozoïques du Berry. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, 19, n° 3, p. 5-91, 36 fig.
- DEBRAND-PASSARD S., CLOZIER L., TOURENQ J. (1995) - Événements tectoniques majeurs, post-distension éo-oligocène, de la partie occidentale du Bassin de Paris (France). Reconstitution à partir des paléogéographies successives. Actes du colloque « Géoprospective » (Paris, Unesco, 18-19 avril 1994). Fontainebleau : Photolabo-Hassler, p. 239-246.
- DELORME J., EMBERGER A. (1949) - La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande. *Rev. sci nat. Auvergne*, 15, p. 45-82.

- DONNADIEU J.P. (1976) - Données nouvelles sur les formations de l'Éocène continental (Bartonien au sens large) du Sud-Ouest du Bassin parisien : les dépôts de Brenne et des confins du Poitou. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XVIII, p. 1647-1658,8%
- DOUVILLE H., JOURDY R. (1874) - Note sur la partie moyenne du terrain jurassique dans le Berry. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), t. III, p. 93-112.
- DUTHOU J.L. (1977) - Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord-Limousin (Massif central français). Thèse Sciences, Clermont-Ferrand et Ann. scient. univ. Clermont, n° 63, 294 p.
- FAURE M., PROST A., LASNE E. (1990) - Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), VI, 1, p. 189-197.
- FLOCH J.P., QUENARDEL J.M., ROLIN P., SANTALLIER D. (1983) - Une géotra-verse dans le Massif central (France) - 1^{re} partie : les unités lithostratigraphiques. In : « L'orogène calédonien, P.I.C.G 27 : Le Maroc et l'orogénie paléozoïque », Symp. Rabat, 25-28 août.
- FORESTIER F.H. (1961) - Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du haut Allier, Massif central français. Thèse Clermont-Ferrand, 2 vol., 300 p.
- FRAISSE C., LORENZ C., LORENZ J., PROST A. (1987) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille La Châtre (594). Orléans : BRGM, 56 p. Carte géologique par C. Fraise *et al.* (1986).
- FREYET P., LORENZ C., LORENZ J., MACAIRE J.J. (1989) - Connaissances nouvelles sur les déformations récentes (néotectonique) du Sud du bassin de Paris et de sa bordure : exemple du Sud-Ouest du Berry. 114^e congr. nat. soc. sav., Paris, p. 187-201.
- GIRARDEAU J., DUBUISSON G., MERCIER J.C. (1986) - Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, ouest du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 5, p. 845-860.
- GIROD M. (1978) - Les roches volcaniques - Pétrologie et cadre structural. Paris : Doin. 240 p.
- GROLIER J. (1965) - Contribution à l'étude géologique du Sillon houiller entre Saint-Éloy-les-Mines et Saint-Priest. Thèse, Clermont-Ferrand, 140 p.
- GROLIER J. (1971) - La tectonique du socle du Massif central. In « Symposium Jean Jung » : Clermont-Ferrand : Plein-Air Service, p. 215-268.
- GROS Y., MARTIN P. (1981) - La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de la Machine, Neuville, Saint-Pierre-le-Moutier). Étude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM, 81 SGN859GEO, 18 p., 11 fig.

- HERTIER F., VILLEMEN J. (1971) - Mise en évidence de la tectonique profonde du bassin de Paris par l'exploitation pétrolière. *Bull BRGM (2)*, 1, p. 11-30, 1 pi.
- LABLANCHE G (1982) - Les calcaires lacustres paléogènes de la Champagne berrichonne (étude cartographique, pétrographique, reconstitution du milieu de sédimentation). Documents BRGM, n° 49, 127 p., 28 fig. 4 cartes h.-t.
- LA ROCHE H. (de) (1980) - Granités chemistry through multicationic diagrams. *Sciences de la Terre*, Nancy, sér. « Informatique géologique », 13, p. 67-88.
- LA ROCHE H. (de) (1965) - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sciences de la Terre*, Nancy, XVII, 1-2, p. 31-46.
- LA ROCHE H. (de) (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. *C.R. Acad. Sci*, Paris, (D), 267, p. 39-42.
- LA ROCHE H. (de) (1979) - Quelques cas d'interaction et d'échanges entre formations acides et formations basiques dans les zones profondes. *Sciences géologiques*, Strasbourg, mém. 13, p. 149-459 .
- LA ROCHE H. (de) (1986) - Classification et nomenclature de roches ignées : un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 2, p. 337-353.
- LA ROCHE H. (de), LETERRIER J. (1973) - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 276, p. 3115-3118.
- LA ROCHE H. (de), LETERRIER J., GRANDCLAUDE P. *et al.* (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elements analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol*, 29, 13, p. 83-210.
- LAMEYRE J. (1963) - Relations possibles entre séries renversées et granites dans l'Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 256, p. 50-452.
- LASNE E. (1988) - Aspect cinématique des déformations ductiles du plateau d'Aigurande (NW du Massif central français). D.E.A., Orléans, 106 p.
- LASNE H. (1889) - Contribution à l'étude géologique du département de l'Indre. *Ann. géol.*, XX, (5), 74 p., 9 fig., 1 carte géol. h-t. Paris : Masson.
- LASNIER B. (1965) - Étude pétrographique de la région d'Éguzon (Indre). Coupe du versant nord de l'anticlinal du plateau d'Aigurande à zonéographie inversée. D.E.S., Poitiers, 105 p.

- LAUNAY L. (de) *et al.* (1894) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Aigu-rande (144) et notice explicative. Paris : Service des Mines.
- LAUNEAU P., BOUCHEZ J.L., BLUMENFELD P. (1988) - Structuration magmatique horizontale SE-NW du leucogranite de Crozant (Marche, Massif central français). *C.R. Acad. Sci*, Paris, (II), 307, p. 295-302.
- LEDRU P. (1988) - Le chevauchement crustal de Moyenne Dordogne. *Bull Soc. géol Fr.* (8), 3, p. 471-478.
- LEDRU P., AUTRAN A., SANTALLIER D. (1994) - Lithostratigraphy of Variscan terranes in the French Massif Central : A basis for paleogeographical reconstruction. *In* J.D. Keppie (ed.) : « Pre Mesozoic geology in France and related areas », Berlin : Springer-Verlag, p. 276-288.
- LEDRU P., LARDEAUX J-P., SANTALLIER D. *et al.* (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull Soc. géol. Fr.* (8), V, 3, p. 605-618.
- LEMAIRE D., DEBEGLIA N., QUENARDEL J.M. (1986) - Apport de la gravimétrie dans l'élaboration de modèles de mise en place des ensembles magmatiques du Nord du Massif central français I - Le massif granitique de Crevant. *C.R. Acad. Sci*, Paris, (II), 303, p. 799-804.
- LEROUGE G. (1984) - Contribution à l'étude de la fracturation du NW du Massif central et du Sud du bassin de Paris (France). Thèse 3^e cycle, Orléans, 2 vol., 394 p.
- LEROUGE G. (1987) - Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le Sud du Massif armoricain (thèse, Paris-Sud, Orsay). *Mém. Géodiffusion*, Paris (1988), 363 p.
- LEROUGE G. (1981) - Etude géologique et structurale de la région de Saint-Benoît-du-Sault et argument pour un sens de mise en place des nappes à l'aide de la fabrique du quartz (Massif central français). D.E.A., Orsay, inéd., 45 p.
- LEROUGE G., QUENARDEL J.M. (1985) - Chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest du Massif central français et le Sud du bassin de Paris, du Carbonifère inférieur au Plio-Quaternaire. *C.R. Acad., Sci*, Paris, (II), 301, p. 621-626.
- LEROUGE G., FREYTET P., LORENZ C., LORENZ J. (1986) - Proposition d'une chronologie des événements tectoniques, sédimentaires et morphologiques néogènes et quaternaires dans le Sud du bassin de Paris et le Nord-Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 303, (II), p. 1749-1752, 1 tabl.
- LEROUGE G., QUENARDEL J.M., ROLIN P. (1983) - La zone de cisaillement de la Marche-Combrailles. Son importance dans la tectonique carbonifère au Nord-Ouest du Massif central français. *In* : « L'orogène calédonien, P.I.C.G. 27 : Le Maroc et l'orogénie paléozoïque ». Symp. Rabat, 25-28 août.

- LORENZ C, LORENZ J. (1982) - Un exemple de tectonique synsédimentaire dans le Dogger du Sud du bassin de Paris : la flexure de la forêt de Châteauroux (Indre). *Bull. BRGM*, (2), I, n° 3, p. 205-210, 4 fig.
- LORENZ C, LORENZ J. (1985) - Mise en évidence d'une structuration en blocs basculés de direction sud-armoricaine au cours du Jurassique dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t, 301, sér. II, p. 239-241, 1 fig.
- LORENZ J. (1980) - Néotectonique synsédimentaire au cours du Dogger, dans le Sud du Bassin parisien (Indre). *Bull. inf. géol bassin Paris*, vol. 17, n° 4, p. 27-31, 2 fig.
- LORENZ J. (1989) - Le Dogger du Berry : contribution à la connaissance des plates-formes carbonatées européennes au Jurassique. Mém. Sci. de la Terre, Univ. P et M. Curie Paris, n° 89-21, 395 p., 179 fig., 12 pi.
- MACAIRE J.J. (1981) - Contribution à l'étude géologique et paléo-pédologique du Quaternaire dans le Sud-Ouest du bassin de Paris (Touraine et ses abords). Thèse Sciences, Tours, 2 vol., 450 p.
- MALLARD E. (1857-1860) - Journal de voyage. Mém. Soc. Scient, nat. et archéol. Creuse, 22, p. 1-141.
- MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1977) - Arguments en faveur de chevauchements de type himalayien dans la chaîne hercynienne du Massif central français. Coll. intern. CNRS, n° 268 : « Écologie et géologie de l'Himalaya » (Paris, 1976), p. 261-267.
- MATTAUER M., BRUNEL M., MATTE P. (1988) - Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 306, (II), p. 671-676.
- MATTE P. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.
- MEGNIEN C. (éd.) (1980) - Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mém. BRGM, n° 101, 466 p. ; n° 102, 55 pi. ; n° 103, 467 p.
- MENHERT R.R. (1974) - The définition of metatexis, diatexis and migmatites. *Proc. Geol. Ass.*, 85, 1, p. 113-114.
- MIYASHIRO A. (1974) - Volcanic rocks series in island arc and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 21 A, p. 321-355.
- MOURET G. (1922-1923) - « Le Plateau d'Aigurande ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, 27, 151, p. 213.
- MOURET G (1924) - Sur la géologie du plateau d'Aigurande (Indre) et sur les dislocations des environs de Nérès. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 179, p. 1415-1417.

- MOURIER J.P. (1983) - Le versant parisien du Seuil du Poitou de PHettangien au Bathonien. Stratigraphie, sédimentologie, caractères paléontologiques, paléogéographie. Thèse 3^e cycle, Poitiers, 2 t., 192 p., 83 fig., XIII pi., 4 pl. h.t.
- MOUTERDE R. (1952) - Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-ouest du Massif central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 236, t. 50, 459 p., 40 fig., 10 pl. h.-t.
- PARANT J. (1954) - Les amphibolites migmatitiques de la bordure sud de l'anticlinal, du plateau d'Aigurande. D.P.G, Clermont-Ferrand, 43 p., inéd.
- PARGA-PONDAL I., MATTE P. *et al.* (1964) - Introduction à la géologie de « l'Ollo di Sapo », formation porphyroïde anté-silurienne du Nord de l'Espagne. *Notas y Comm. Inst. Geol. y Min. Esp.*, 76, p. 119-154.
- PETERLONGO J.M. (1953) - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Auvergne, Bourbonnais, Marche du 13 au 19 septembre. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* (6), 17, p. 369-409.
- PETITPIERRE E. (1981) - Pétrographie, géochimie, métallogénie du granite de Crevant et de son contexte métamorphique et structural (Plateau d'Aigurande, Massif central français). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 227 p.
- PETITPIERRE E., DUTHOU J.L. (1980) - Âge westphalien par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, Plateau d'Aigurande (Massif central français). *C.R. Acad. Sci, Paris, (D)*, 291, p. 163-166.
- PIN C, PEUCAT J.J. (1986) - Âge des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 3,461-471.
- QUENARDEL J.M., LEROUGE G, ROLIN P., SCHMITT P., BOUVIER P. (1984c) -**
Grands traits géologiques du Massif central nord-occidental (France).
109^e congr. soc. savantes, Dijon, Sciences, 1, p. 203-214.
- QUENARDEL J.M., ROLIN P. (1984) - Paleozoic evolution of the Plateau d'Aigurande (NW Massif Central, France). *In* D.H.W. Hutton, D.J. Sanderson (eds) : « Variscan tectonics in the North Atlantic region », *Geol. Soc. of London, Spec. Pub.*, n°14, p. 6-70.
- QUENARDEL J.M., COHEN-JULIEN M., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G, PEULVAST J.P. (1991) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aigurande (617). Orléans : BRGM, 100 p. Carte géologique par J.M. Quenardel *et al.* (1991).
- QUENARDEL J.M., LEROUGE G, BOUVIER P., GUEZOU J.C., LANGANEY C, LEMAIRE D., ROLIN P. (1984a) - Livret-guide de l'excursion annuelle des granitologues. Nord-Ouest du Massif central (France), 24-29 septembre, 138 p., inéd.

- QUENARDEL J.M., LEROUGE G, BOUVIER P., GUEZOU J.G., LANGANEY C, LEMAIRE D., ROLIN P. (1984b) - Nature et évolution géologique du Massif central septentrional à l'Ouest de l'anomalie magnétique du bassin de Paris. *GFF*, 1, Thème 2, Doc. BRGM, 81-2, pp. 131-141.
- QUENARDEL J.M., LEROUGE G, BOUVIER P., GUEZOU J.C., LANGANEY C, LEMAIRE D., ROLIN P. (1984) - Nature et évolution géologique du Massif central septentrional à l'Ouest de l'anomalie magnétique du bassin de Paris. *GPF* 1, thème 2. Doc BRGM, 81-2, p. 131-141.
- QUENARDEL J.M., SANTALLIER D., BURG J.P., BRIL H., CATHELINEAU M., MARIGNAC C. (1991) - Le Massif central. *Sci. géol.* Strasbourg. Bull. 44, 1-2, p. 105-206.
- RASPLUS L. (1982) - Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires de la Touraine, du Sud-Ouest du bassin de Paris. *Sciences géol.*, Strasbourg, mém. n° 66, 227 p., 56 fig., 28 tabl., 4 pl.
- RICHARDSON S.W., BELL R.M. *et al.* (1968) - Kyanite sillimanite equilibrium between 700 to 155° C. *Amer. J. Sci.*, 266, p. 513-541.
- ROLIN P. (1981) - Géologie et structure du Plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon (NW du Massif central français). Thèse 3^e cycle, Orsay, 210 p.
- ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1980) - Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallophyllienne du Plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 294, p. 799-802.
- ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1982) - Modèle de mise en place syntectonique d'un massif de leucogranite hercynien (Crozan - NW du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 294, p. 463-466.
- ROLIN P., DUTHOU J.L., QUENARDEL J.M. (1982) - Datation Rb/Sr des leucogranites de Crozan et d'Orsennes. Conséquences sur l'âge de la dernière phase tectonique tangentielle sur le plateau d'Aigurande (NW du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 294, p. 799-802.
- ROLIN P., QUENARDEL J.M., PROST A. (1980) - Tectonique tangentielle et mise en place syntectonique des leucogranites au NW du Massif central (France). *26^e Congr. géol. Intern.*, Paris, résumés, 1, 5, p. 383.
- SANTALLIER D. (1975) - Les intercalaires basiques dans les gneiss de la partie nord de la feuille de Tulle au 50 000°. *Bull. BRGM*, (I), 4, p. 221-233.
- SANTALLIER D. (1976) - Quelques minéraux des éclogites et amphibolites dérivées en Bas-Limousin. Etude chimique préliminaire. *Bull BRGM* (1), 3, p. 153-186.
- SANTALLIER D. (1981) - Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas Limousin (Massif central français). Thèse Sciences, Orléans, 340 p. + annexes.

- SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P., PIBOULE M. (1988) - Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), IV, 1, p. 3-12.
- SANTALLIER D., ROLIN P., QUENARDEL J.M., GUILLOT P.L., FLOCH J.P. (1983) - Une géotransverse dans le Massif central occidental (France) - 2^e partie : Évolution tectonométamorphique et implications géodynamiques. *In* : « L'orogénèse calédonienne, P.I.C.G 27, Le Maroc et Porogénie paléozoïque ». Symposium Rabat, 25-28 Août.
- SAPIN S. (1967) - Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration pétrolière réalisés par la Société nationale des pétroles d'Aquitaine dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* IX, p. 327-354, 12 fig., 2 tabl.
- SCHMITT P. (1982) - Étude géologique de la coupe de la Grande-Creuse, Plateau d'Aigurande. Rapp. D.E.A., Orsay, inéd., 51 p.
- SCHMITT P., QUENARDEL J.M., GUEZOU J.C., avec coll. A. PLOQUIN (1984) - Les séries ortho-dérivées du plateau d'Aigurande (NW du Massif central, France). 109^e congr. soc. savantes, Dijon, Sciences, 1, p. 239-249.
- TILLEY C.E., MUIR I.D. (1967) - Tholeiite and tholeiitic series. *Geol. Mag.* 104, 4, p. 337-343.
- VIALETTE Y. (1962) - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif central français. *Thèse Sciences*, Clermont-Ferrand., 88 p.
- VIGNERESSE J.L., BRUN J.P. (1983) - Les leucogranites nord-armoricains, marqueurs de la déformation régionale : apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 25, 3, p. 357-366.
- VIALON P. (1959) - Étude géologique de la partie centrale du massif granitique de Guéret (Creuse), Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 1,8, p. 857-861.
- WEISBROD A. (1962) - Relations pétrogénétiques entre les migmatites ocellées et le granite du Velay. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 285, p. 3004-3007.
- WINKLER H.G.F. (1975) - Petrogenesis of metamorphic rocks, Berlin : Springer-Verlag, 4^e éd.
- YANG KIEH (1932) - Quelques caractères tectoniques et lithologiques de la chaîne de la Marche et du Plateau d'Aigurande. *Mém. Soc. géol., Fr.*, n. s. 8,19,120 p.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- M. COHEN-JULIEN (ingénieur d'études, univ. Paris XI), J.M. QUENARDEL (maître de conférences, univ. Paris XI) et G. LEROUGE (enseignant-chercheur, Institut géologique Albert-de-Lapparent) pour les formations métamorphiques et magmatiques ;
- P. FREYTET (maître de conférences, univ. Paris VII) pour la néotectonique ;
- J. LORENZ (maître de conférences, univ. Paris VI) pour le Jurassique inférieur et moyen ;
- C. LORENZ (directeur de recherche, Univ. Paris VI) f pour l'Eocène, le Plio-Quaternaire et la tectonique des terrains sédimentaires ; compléments par S. DEBRAND-PASSARD, (ingénieur géologue, BRGM, Orléans).
- J.J. MACAIRE (maître de conférences, univ. Tours) pour le Quaternaire ;
- P. MAGET (hydrogéologue, BRGM région Centre) pour l'hydrogéologie.

Présentation au CCGF : 20 mars 1991.

Acceptation de la carte et de la notice : 29 septembre 1997.

Impression de la carte : 1998.

Impression de la notice : 1998.

ANNEXES

ANALYSES CHIMIQUES

	Leucogranites		Unité de Fougères				Unité d'Éguzon							
	L1	L2	F01	F02	F03	F04	E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8
SiO ₂	74,10 (1)	71,75 (2)	63,00	88,00	61,50 (4)	81,40 (7)	63,00 (6)	72,90	73,20	74,30	76,40	88,00	96,50	88,00
Al ₂ O ₃	14,20	15,65	18,45	4,20	20,00	9,10	18,45	14,70	15,30	14,05	14,00	6,90	2,10	4,20
Fe ₂ O ₃	0,90	0,90	3,10	1,00	3,30	1,45	3,10	0,75	1,00	0,90	1,45	0,75	ND	1,00
FeO	0,36	tr	2,75		3,05	0,45	2,75	1,45	0,80	0,80	0,45	ND	0,20	
TiO ₂	tr	tr	0,90	0,30	0,82	0,26	0,90	0,37	0,32	0,29	0,27	0,30	0,07	0,30
MnO	0,02	0,00	0,30	n.d.	0,44	0,03	0,30	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	n.d.
CaO	0,40	0,05	1,00	1,10	0,25	0,25	1,00	0,30	0,15	0,30	0,15	0,15	0,10	1,10
MgO	0,22	0,11	2,60	tr	1,50	0,85	2,60	0,85	0,45	0,55	0,80	0,25	0,13	tr
Na ₂ O	3,40	0,55	1,10	0,00	0,45	0,30	1,10	2,20	0,45	1,55	0,30	0,20	0,10	0,00
K ₂ O	4,55	5,85	4,35	0,20	5,10	4,10	4,35	4,40	5,45	5,00	4,55	1,95	0,65	0,20
Pl ₂ O ₅	-	-	0,05	0,45	0,09	0,11	0,05	0,12	0,09	0,11	0,08	0,03	0,01	0,45
H ₂ O ⁺	1,05	3,44	2,55	4,90	3,00	1,45	2,55	1,70	2,20	1,50	1,00	1,05	0,30	4,90
H ₂ O ⁻	0,12	0,75	0,00	0,10	0,30	0,15	0,00	0,15	0,15	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Total	99,32	99,05	100,15	100,25	99,80	99,90	100,15	99,92	99,63	99,47	99,57	99,69	100,27	100,60

L1 : Granite d'Orsennes (Rolin, 1981 : Or4) - L2 : Granite d'Orsennes (Rolin, 1981 : Or5) F01 : Micaschistes de Fougères (région de Cluis - 5584 Bouloton) - F02 : Quartzites graphiteux (près de Cluis 5582 Bouloton). F03 : Micaschistes de Fougères - F04 : Leptynite de Messant (ces deux derniers échantillons : Rolin 1981 (I30 et K41) ne sont pas prélevés sur Argenton/Creuse, mais sur Dun-le-Palestel dans les mêmes formations - 1 : gneiss amygdalaire à grenat (Bouloton, 1974 : 5584) - E2 : gneiss amygdalaire de Lagedemont (Rolin, 1981 : C43) - E3: gneiss amygdalaire de Lagedemont (Rolin, 1981 : I54) - E4 : micaschistes interstratifiés dans la formation des gneiss amygdalaires de Lagedemont (Rolin, 1981 : I44) - E5 : gneiss amygdalaires de Lagedemont (Rolin, 1981 : 645) - E6 : Leptynite de la formation des gneiss amygdalaires (Rolin, 1981 : I93) - E7 : quartzite interstratifié dans la formation des gneiss amygdalaires (Rolin, 1981 : I33) - E8 : quartzite graphiteux interstratifié dans la formation des gneiss amygdalaires région de Cluis (Bouloton, 1974 : 5582).

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

Unité d'Éguzon

	E9	E10	E11	E12	E14	E15	E16	E17	E18	E19
SiO ₂	43,00	50,50	35,80	57,80	40,24	50,16	49,50	47,74	47,68	50,02
Al ₂ O ₃	17,35	8,66	6,50	18,20	2,61	12,84	12,99	15,35	15,59	15,40
Fe ₂ O ₃	3,80	1,50	1,50	2,10	1,50	2,16	2,72	3,45	1,21	3,38
FeO	6,15	3,47	5,70	3,50	6,01	9,04	7,47	10,00	7,61	7,06
TiO ₂	1,10	0,02	0,02	0,80	0,10	2,80	1,44	2,64	1,01	1,08
MnO	0,16	0,08	0,10	0,11	0,19	0,21	0,17	0,23	0,11	0,17
CaO	14,00	5,61	0,30	6,20	1,96	9,76	11,02	8,60	12,16	12,02
MgO	5,90	28,20	36,10	3,35	35,77	7,97	9,55	6,22	9,18	6,47
Na ₂ O	2,50	0,10	0,05	2,65	0,73	1,69	3,20	4,59	3,41	2,76
K ₂ O	0,50	0,04	0,02	1,40	0,11	1,76	0,42	0,59	0,57	0,53
Pi ₂ O ₅	0,16	0,02	0,02	0,05	0,10	0,57	0,24	0,40	0,05	tr
H ₂ O ⁺	4,90	1,41	13,94	2,90	10,60	0,98	1,26	1,28	1,19	0,82
H ₂ O ⁻	0,10	0,30	0,38	0,45	0,41	0,46	0,35	0,20	0,14	0,34
Total	100,50	99,91	100,51	99,51	100,33	100,40	100,33	100,29	99,91	100,05

E9 :Amphibolite ; Est du barrage d'Éguzon (Lasnier, 1965 : La1) - E10 : serpentine, la Jarrige (Lasnier, 1965 ; La2) - E11 : serpentine, La Jarrige Ouest du barrage d'Éguzon (Lasnier, 1965 : La3) - E12 : amphibolite, Carrière du pont des Piles (Lasnier, 1965 : La4) - E13 : serpentine, La Jarrige, Nord-Est d'Éguzon (Yang Kieh, 1932 : YK3) - E14 : amphibolite grenatifère à biotite, bord de la Creuse (Yang Kieh, 1932 : YK4) - E15 : amphibolite, bord de la Creuse (Yang kieh, 1932 : YKS5) - E16 : amphibolite grenatifère, ruisseau de la Clavière (Yang Kieh 1932 : YK6) - E17 : amphibolite grenatifère, ruisseau de la clavière (Yang Kieh, 1932 : YK1) - E18 : amphibolite de Bonnu, NE d'Éguzon (Yang Kieh, 1932 : YK8).

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

Unité migmatitique du Pin-Villechiron

	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7
SiO ₂	69,00	65,00	66,00	66,30	68,75	77,60	46,50
Al ₂ O ₃	13,90	16,30	15,75	14,55	15,20	12,10	17,90
Fe ₂ O ₃	1,50	1,50	1,50	1,65	2,30	0,25	0,90
FeO	3,60	4,22	4,09	4,05	2,30	0,72	14,65
TiO ₂	0,70	0,71	0,77	0,95	0,50	0,03	2,20
MnO	0,08	0,08	0,08	0,10	0,05	< 0,02	0,24
CaO	1,45	1,20	1,55	2,00	0,95	0,48	8,20
MgO	2,25	2,80	2,80	3,35	2,50	< 0,20	4,80
Na ₂ O	3,40	3,25	2,40	2,95	2,75	2,95	1,20
K ₂ O	2,45	2,95	3,55	2,60	2,55	4,70	0,65
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,16	0,10	0,05	0,10	0,28
H ₂ O ⁺	1,46	1,68	1,66	1,40	1,85		1,70
H ₂ O ⁻	0,10	0,05	0,15	0,05	0,45		0,40
Total	100,00	99,78	100,46	100,05	99,80		99,62

Unité de Gargillesse

	G1	G2	G3	G4	G5	G6
	47,50	49,00	47,20	79,40	78,60	77,60
	14,50	17,10	17,71	11,00	11,90	12,20
	3,80	3,95	2,56	0,80	0,75	0,70
	6,85	6,50	10,40	0,43	0,39	0,79
	1,40	0,60	2,48	0,09	0,16	0,13
	0,15	0,15	0,25	< 0,02	< 0,02	< 0,02
	12,20	11,50	10,34	0,31	0,73	0,62
	8,75	8,00	4,46	< 0,20	< 0,20	< 0,20
	2,30	2,70	2,30	2,35	4,20	3,90
	0,15	0,30	1,20	5,40	2,45	3,20
	tr	0,05	0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
	1,30	0,70	1,29			
	0,20	0,05	0,14			
	99,10	100,60	100,38			

M1 : migmatite de la région du Pin (Rolin, 1981 : K43) - M2 : migmatite de la région du Pin (Rolin, 1981 : K44) - M3 : migmatite de la région du Pin (Rolin, 1981 : K47) - M4 : migmatite, région du Frûlon (Bouloton, 1974 : 5595) - M5 : migmatite, région de Guis (Bouloton, 1974 : 5593) - M6 : leptynite de Ceaulmont (Schmitt J30) - M7 : amphibolite en enclave dans les migmatites. Route de Baraize à Gargillesse, Pont noir (Lasnier, 1965, La5) - G1 : amphibolite, Pierre Plantée (Bouloton, 1974 : 5580) - G2 : amphibolite, Cluis dessous (Bouloton, 1974 : 5592) - G3 : amphibolite grenatifère à biotite, lit de la Creuse, barrage de Gargillesse (Yang Kieh, 1932 : YK5) - G4 : leptynite du Cerisier-la-Mothe (Schmitt : J6) - G5 et 6 : leptynite de Cluis (Schmitt J291 et 21).

**Tableau de corrélation des unités lithostratigraphiques entre la carte
Argenton-sur-Creuse et les cartes voisines à 1/50 000**

St Sulpice les Feuilles	Argenton/Creuse Dun-le-Palestel Boussac Aigurande	La Châtre	Colonne lithostratigraphique Faure <i>et al.</i> 1990 (à partir des levés de la Châtre)
<ul style="list-style-type: none"> • Gneiss granitoïdes et migmatites • Gneiss gris • Gneiss amygdalaire 	<ul style="list-style-type: none"> • Unité migmatitique du Pin-Villechiron • Unité de Dun Gargillesse • Unité d'Éguzon • Unité de Fougères-Culan 	<ul style="list-style-type: none"> • Migmatites • Orthogneiss de Forges • Amphibolites • Quartzites à biotite • Groupe d'Éguzon • Groupe d'Aigurande 	<ul style="list-style-type: none"> • Ensemble allochtone • Groupe de l'Indre • Groupe d'Aigurande

FOUGÈRES-CULAN				ÉGUZON : struct. planaires plus développées que struct. linéaires				DUN-GARGILESSÉ : struct. linéaires plus développées que struct. planaires				PIN-VILLECHIRON						
			Pn +2 = P3 Plis à axe orienté au N80, plis millimétriques à métriques très nombreux. PA vertical ou légèrement déversé au Sud. Ces plis reprennent la linéation au N130 : sont donc très tardifs.		S3	Schistosité de fracture associée aux plis en chevrons à axe orienté au N80. Structure très tardive.	P3	Plis à axe orienté au N80, plis en chevrons millimétriques à métriques. PA vertical ou légèrement déversé au Sud. Ces plis reprennent les linéations au N50 et au N130 : sont donc très tardifs.		S3	Schistosité de fracture associée aux plis en chevrons à axe au N80. Très tardive.	P3	Plis à axe orienté au N80, plis en chevrons millimétriques à métriques. PA vertical ou légèrement déversé au Sud. Ces plis reprennent la linéation au N50.		P3	Plis à axe orienté au N80, très rares et mal exprimés.		
			Pn +1 = P2b ? Plis post- à syn-Sn (?) sont très rares, à axe orienté au N40 à N50 et à PA généralement droit.		S2b	Schistosité de fracture de plan axial liée aux plis à axe au N40-N50, apparaît localement quand S1 est très redressée, angle S2b/S1 important (jusqu'à 45°). La muscovite tardive est le seul minéral qui cristallise sur ses surfaces.	P2b	Plis post-S1, à axe orienté au N40-N50, sont les plus fréquents, décimétriques à kilométriques, les plis de petite dimension déterminant S2b. Se présentent soit en plis très ouverts à PA vertical, soit en plis resserrés à PA déversé au NW. Ces structures sont cisailées par le chevauchement de Chambon, sont donc plus tardives.		S2b	Schistosité de fracture de plan axial liée aux plis à axe orienté au N40-N50, elle apparaît localement quand S1 est très redressée, angle S2b/S1 important (jusqu'à 45°). Elle est très rare dans cette unité.	P2b	Plis post-S1, à axe orienté au N40-N50, sont les plus fréquents, décimétriques à kilométriques, les plis de petite dimension déterminant S2b. Se présentent soit en plis très ouverts à PA vertical, soit en plis resserrés à PA déversé au NW.		P2b	Plis post-S1, à axe orienté au N40-N50, très rares et mal exprimés.		
Ln	Sn c e t s	Schistosité mylonitique subhorizontale à léger pendage au NW associée à une schistosité blastomylonitique plus fine, subhorizontale, à plans sigmoïdes, légèrement pentée au SE. Toutes deux sont syn métamorphes de la paragenèse principale schiste vert. Ces deux structures planes, néoformées, effacent toute structure antérieure et correspondent aux plans C et S liés à la tectonique tangentielle associée au chevauchement de Chambon.			S2a	Schistosité de plan axial, apparaît localement, associée aux plis à axe au N150, angle S2a/S1 faible (20 à 30°). Plis d'entraînement synnappes mais post-S1. Aucune cristallisation de minéraux n'a pu lui être rapportée.	P2a	Plis à axe orienté au N150 post-schistosité principale (S1). Se présentent soit en plis métriques à kilométriques à PA vertical et axe subhorizontal soit en microplis à PA déversé au NE. Ces derniers déterminent S2a.		S2a	Schistosité de plan axial, apparaît localement et très rarement, associée aux plis à axe orienté au N150, angle S2a/S1 faible (20 à 30°).	P2a	Plis à axe orienté au N150 post-schistosité principale (S1). Se présentent en plis métriques à kilométriques à PA vertical et axe subhorizontal ou très rarement en microplis à PAI déversé au NE. Ces derniers déterminent alors S2a.		P2a	Plis à axe orienté au N150 post-schistosité principale (S1). Très rares et mal exprimés.		
			Pn Plis syn-Sn, intrafoliaux ont été observés, mais sont très rares, les axes sont subméridiens parfois courbes.															
?	?	?		L2 L1	S1	Schistosité principale liée aux chevauchements des migmatites et de Dun-Gargillesse, schistosité de flux, subhorizontale, parallèle aux limites lithologiques, syn-à tardimétamorphe de la phase principale de métamorphisme de degré moyen (amph. faciès).	P1	Plis intrafoliaux, syn-schistosité principale. Sont rares à axe de plis orientés E-W.	L1	S1	Linéation et stries orientées au N50-N230, observables dans toute l'unité, portées par S1. Linéation d'alignement et d'éirement des minéraux (type « a ») syn-à tardimétamorphisme principal de degré moyen (amph. faciès), déplacement : SW vers le NE.	S1	Schistosité principale liée aux chevauchements des migmatites et de Dun-Gargillesse, schistosité de flux, subhorizontale, parallèle aux limites lithologiques, syn-à tardimétamorphe de la phase principale de métamorphisme de degré moyen (amph. faciès).	P1	Plis anciens syn-schistosité principale, intrafoliaux, ne sont pas visibles ici.	1L	S1	Linéation et stries orientées au N50-N230, portées par S1 dans les diatexites. Ces marqueurs donnent un déplacement du SW vers le NE.

Tabl. 2 - Évolution tectonique du domaine du plateau d'Aigurande.

