



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

**DUN-  
LE-PALESTEL**

par

M. COHEN-JULIEN, J.-M. QUENARDEL, P. FREYTET,  
G. LEROUGE, P. ROLIN, P. SCHMITT

**DUN-LE-PALESTEL**

La carte géologique à 1/50 000  
DUN-LE-PALESTEL est recouverte par la coupure  
AIGURANDE (N° 144)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Bélâbre	Argenton-sur-Creuse	La Châtre
St-Sulpice-les-Feuilles	<b>DUN-LE-PALESTEL</b>	Aigurande
Magnac-Laval	La Souterraine	Guéret.



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
DUN-LE-PALESTEL À 1/50 000**

**par**

**M. COHEN-JULIEN, J.M. QUENARDEL,  
P. FREYTET, G. LEROUGE, P. ROLIN, P. SCHMITT**

**avec la collaboration de J. CONSTANS et  
C. VAUTRELLE**

**1989**

## SOMMAIRE

Pages

<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>5</b>
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET MAGMATIQUES</i>	<b>5</b>
Domaine du plateau d'Aigurande	<b>5</b>
Domaine de Boussac	<b>23</b>
Domaine de la Marche – Guéret	<b>24</b>
<i>FILONS</i>	<b>28</b>
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	<b>28</b>
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	<b>29</b>
<i>TECTONIQUE</i>	<b>29</b>
<i>MÉTAMORPHISME</i>	<b>37</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL</b>	<b>41</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<b>41</b>
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	<b>42</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>48</b>
<i>ANNEXES (TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES)</i>	<b>49</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>51</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>60</b>
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>60</b>

## INTRODUCTION

Le territoire couvert par la coupure Dun-le-Palestel à 1/50 000 se situe au Nord-Ouest du département de la Creuse, jouxtant l'Indre et la Haute-Vienne.

Ce secteur s'étend au Nord-Ouest du Massif central, sur le plateau d'Aigurande. C'est une pénéplaine qui s'élève doucement jusqu'aux reliefs granitiques de la Marche qui occupent la partie méridionale de la feuille étudiée.

Les deux rivières principales : la Grande et la Petite Creuse qui se regroupent au lieu-dit : "Le Confluent" (Nord-Ouest de Fresselines) dissèquent cette pénéplaine (dans le quart nord-est de la feuille) par des vallées sinueuses et parfois profondément encaissées, orientées NW-SE et WNW-ESE. En aval, à l'extrémité nord de la feuille, la vallée quaternaire de la Creuse est partiellement inondée par le lac de retenue de Chambon (feuille Argenton-sur-Creuse, barrage d'Eguzon).

Le plateau d'Aigurande est un pays de landes et de bocages où les prairies et les cultures se partagent essentiellement le paysage. Quelques boqueteaux de chênes, de chataigniers et de rares bouleaux apparaissent sporadiquement. Sur les reliefs qui barrent le Sud de la feuille, débute un pays de forêts.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

Trois domaines géologiques s'individualisent du Nord au Sud sur la carte :

- la série cristallophyllienne et les leucogranites du plateau d'Aigurande constituent une vaste antiforme orientée E-W et s'étendent sur la majorité du territoire levé ;
- les unités granitoides du domaine de la Marche - Guéret qui occupent la partie méridionale de la feuille.

Ces deux ensembles sont séparés par un accident majeur aligné d'Ouest en Est : la "Zone de cisaillement Marche - Combrailles" qui regroupe sur cette coupure la faille de la Marche, la faille de Boussac et la faille de Chambon-sur-Voueize.

Ces deux accidents (failles de la Marche et de Boussac) limitent le Domaine de Boussac qui constitue la troisième entité géologique individualisée sur cette coupure et qui se développe vers l'Est (feuilles Aigurande et Boussac).

## FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET MAGMATIQUES

### Domaine du plateau d'Aigurande

#### Formations cristallophylliennes.

Les séries cristallophylliennes du plateau d'Aigurande (J. Delorme et A. Emberger 1940, J. Bouloton 1974, P. Rolin 1980) constituent une antiforme à axe E-W limitée au Sud par les failles de la Marche et de

Boussac. L'axe de cette antiforme est jalonné par des massifs granitiques (massifs d'Orsennes, de Méasnes, de Crozant, etc.) qui correspondent à la partie la plus profonde de l'édifice structural, visible en fenêtre à l'affleurement. P. Rolin et J.-M. Quenardel (1980 et 1981), ont montré que l'inversion du métamorphisme observée dans ces séries orthodérivées est le résultat de l'empilement de nappes de charriages limitées par des contacts anormaux. Ces auteurs distinguent quatre unités litho-structurales dans cet édifice, de bas en haut :

- l'unité de Fougères - Culan ;
- l'unité d'Eguzon ;
- l'unité de Dun - Gargillesse ;
- l'unité des Migmatites.

#### ● Unité de Fougères - Culan

Elle est représentée par une formation micaschisteuse banale et monotone qui affleure dans la partie centrale du plateau d'Aigurande (tout le quart nord-est de la feuille). Ce faciès est surmonté par une leptynite : la leptynite de Messant et par un niveau de micaschistes et de quartzites graphiteux. Ce niveau particulier jalonne le chevauchement de Chambon (limite tectonique entre l'unité de Fougères - Culan et l'unité sus-jacente d'Eguzon) et affleure ici sur les flancs nord et sud de l'antiforme.

Signalons, de plus, des intercalations de quartzites blancs habituellement interstratifiés dans cette série, mais qui, sur la carte étudiée n'affleurent qu'en niveaux non cartographiables (du fait de leurs petites dimensions).

§1. **Micaschistes de Fougères.** Leur lithologie est homogène, la roche de couleur brun-rouille ou verdâtre est riche en phyllites et peut présenter localement un aspect soyeux et satiné. Les proportions de minéraux sont trop variables pour être ici indiquées ; on peut noter, par endroits, la présence de grenats fréquents ou de feldspaths ocellaires. Ces micaschistes ont une structure granolépidoblastique. Ils montrent un débit schisteux prononcé à surfaces de schistosité souvent gondolées, portant une linéation d'alignement minérale NW-SE et des stries.

Le quartz forme des lits striés qui montrent localement des plis isoclinaux reprenant la foliation. Il est toujours recristallisé sous forme de petits grains suturés entre lesquels se développent parfois des petites paillettes de biotite.

L'albite est fréquente et se présente en ocelles anté à syn-schisteuses.

Les phyllites sont surtout développées dans les surfaces de foliation. La biotite quand elle est présente, est souvent déformée et chloritisée. La muscovite est abondante et entièrement recristallisée. La chlorite est toujours présente et souvent plus abondante que la biotite. Son caractère secondaire se manifeste par des recristallisations en arcs polygonaux qui mimétisent des charnières de microplis.

Le grenat est très abondant dans tout le terme et contient souvent des inclusions hélicitiques. Variant de 1 à 2 mm, le diamètre des grains peut exceptionnellement atteindre 0,5 cm.

L'andalousite, signalée par Bornuat en 1969 en minéral alluvionnaire, n'est développée qu'à proximité des massifs granitiques de Méasnes et de Crosant. Elle cristallise en sections rectangulaires qui oblitèrent la

foliation et qui contiennent des biotites chloritisées. Elle n'est jamais orientée et est vraisemblablement post-cinématique et à associer aux venues granitiques tardives.

La tourmaline est omniprésente, le sphène et l'apatite sont en petite quantité.

La composition chimique des micaschistes de Fougères (voir analyses chimiques en annexe 1) correspond à celle de shales très potassiques. Pour P. Rolin (1981) ces roches proviennent vraisemblablement d'un ancien sédiment argileux pauvre en quartz, pouvant être localement plus ou moins gréseux. Plus à l'Est, l'étude géochimique de ces mêmes formations par E. Petitpierre (1981) corrobore ces données.

**$\lambda^3$ M. Leptynite de Messant.** Au-dessus des micaschistes de Fougères, un niveau de leptynite est reconnu en bordure du lac Chambon : la leptynite de Messant.

De faible extension latérale, ce niveau se biseaute à l'Est vers le château de la Clavière et à l'Ouest vers Saint-Plantaire (sur la feuille Argenton-sur-Creuse à 1/50 000). Sa position proche du sommet de l'unité de Fougères expliquerait la cataclase et la mylonitisation que l'on observe dans cette leptynite.

La leptynite de Messant est un gneiss très fin, de couleur jaune, grise, localement rouille, parsemée de quelques rares yeux de quartz opalescent gris ou bleuté. Elle se débite en fines lamelles d'épaisseur millimétrique selon une schistosité sub-horizontale qui porte des stries et une orientation minérale NW-SE (N 310° - N 130°). C'est une roche à structure granoblastique, légèrement lépidoblastique contenant :

- du quartz (60 à 80 %), fortement déformé ;
- du feldspath alcalin (10 % au maximum) altéré et déformé ;
- de la muscovite (5 à 20 %) très déformée ;
- de la biotite 5 à 10 % déstabilisée et plus ou moins transformée en chlorite.

Une analyse chimique effectuée sur cette leptynite (voir annexe 1) laisse supposer une origine volcano-sédimentaire : arkose provenant du démantèlement ou du remaniement d'une roche volcanique acide.

**$\xi^1$ X. Micaschistes et quartzites graphiteux.** Un niveau graphiteux jalonne le chevauchement de Chambon au sommet de l'unité de Fougères. Sa puissance est différente sur les flancs sud et nord de l'antiforme ; elle est de 10 m en moyenne mais peut atteindre 30 m au lac Chambon, sur le flanc nord et être très réduite au voisinage des villages de Chanteloube et Lourdoueix-Saint-Michel, sur le flanc sud.

Ce niveau est constitué de roches noires ou grises : alternances de lits millimétriques à décimétriques de quartzites et de micaschistes très plissotés contenant en pourcentage variable, de la matière carbonneuse. Pour J. Bouloton (1974), cette matière analysée au diffractomètre est du graphite bien cristallisé et non du matériel amorphe ou cryptocristallin. L'origine de ce niveau n'est pas déterminée.

La distinction entre "quartzite" et "micaschiste" ne se fait qu'en fonction de la proportion de quartz et de la tendance au litage plus ou moins affirmée des phyllites.

Le quartz est finement cristallisé dans cette formation. Le graphite, sous forme de traînées, souligne les interfaces phylliteuses et peut se concentrer en lits totalement opaques.

### ***Chevauchement de Chambon***

Cet accident décrit par G. Courty (1952), se trouve au sommet de l'unité de Fougères et sépare cette dernière de l'unité d'Eguzon. Il est jalonné par des micaschistes graphiteux, des mylonites et des lentilles de gneiss emballées dans des micaschistes (lac Chambon).

Il se matérialise par une troncature basale des formations de l'unité d'Eguzon ainsi que par un saut de métamorphisme entre l'unité chevauchante d'Eguzon et l'unité de Fougères. L'âge du jeu de cet accident peut être estimé westphalien (325 à 306 Ma, contemporain de la mise en place des leucogranites ; P. Rolin, 1981, voir plus bas).

### **• Unité d'Eguzon**

Cette unité surmonte l'unité de Fougères et montre une grande extension sur le plateau d'Aigurande.

Son épaisseur estimée à environ 2 000 m dans la région d'Eguzon (voir carte Argenton-sur-Creuse) semble augmenter sur la feuille Dun-le-Palestel pour atteindre 2 000 à 3 000 m dans la région d'Aigurande.

Sa lithologie, quoique plus variée que celle de l'unité de Fougères, reste essentiellement gneissique.

La base géométrique de cette unité est constituée par une formation de "gneiss amygdalaires" composée de plusieurs types de gneiss à amygdales et de leptynites, micaschistes et quartzites qui leur sont associées. Sur la feuille Dun-le-Palestel, il n'est pas signalé d'affleurements de ces faciès micaschisteux et graphiteux ; seule une leptynite associée aux gneiss amygdalaires de type Lagedemont affleure à l'extrême Nord de la feuille.

Cette formation est surmontée d'un ensemble lithologique : les gneiss gris *s.l.* où alternent tout à fait irrégulièrement des niveaux mica-schisteux : les micaschistes feldspathiques, et des niveaux gneissiques : les gneiss gris *s.s.*

Au sein de cet ensemble sommital sont interstratifiés des niveaux acides (leptynite de la Roche Blond) et basiques (amphibolites de Fresselines).

### ***Formation des gneiss amygdalaires***

On regroupe sous cette appellation un ensemble de gneiss et de micaschistes qui forment la base lithostructurale de l'unité d'Eguzon. Sur la feuille étudiée cette formation développe une puissance qui n'est pas représentative. En effet, les "gneiss amygdalaires" sont en général plus

épais, mais du fait du chevauchement de Chambon qui tronque la base de l'unité d'Eguzon, et d'accidents tardifs qui oblitèrent localement ces faciès gneissiques, leur puissance est ici amoindrie.

Le terme de "gneiss amygdalaire" est utilisé ici dans un sens proche de celui donné par M. Chenevoy (1968). Il désigne une roche composée d'une trame phylliteuse ou gneissique qui comprend des éléments figurés plus ou moins développés.

La matrice, de nature gneissique plus ou moins mésocrate, à structure granoblastique à grenue, est constituée de quartz, microcline et plagioclase (albite à oligoclase) en proportions variables. Outre les phyllites et les minéraux accessoires habituels, on trouve parfois du grenat dans les faciès les plus riches en phyllites. Cette trame peut être très réduite voire même inexistante dans certains faciès.

Au sein de la trame, on trouve des éléments figurés toujours granulés mono ou polycristallins, de forme et de taille variables. Ce sont :

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

– soit des amygdales quartzieuses, constituées exclusivement de quartz gris fortement recristallisé ; elles sont le plus souvent étirées dans la foliation et ne dépassent pas le centimètre. Elles peuvent être parfois globulaires et plus rarement de forme polygonale.

On observe souvent au sein des gneiss amygdalaires, des nodules de quartz opalescent bleuté dont l'origine demeure encore énigmatique.

L'extrême variété des gneiss amygdalaires a amené les différents auteurs à classifier ces formations selon des critères variés (voir tableau ci-après).

J. Bouloton (1974) se base essentiellement sur la richesse en amygdales ainsi que sur la dimension et la forme de celles-ci. P. Rolin (1981) utilise comme critère de classification, la taille des amygdales et la nature de la trame. E. Petitpierre (1981) considère la taille des amygdales, leur nature (mono ou polycristalline) ainsi que leur composition minérale. Cet auteur distingue plus à l'Est, dans le secteur de La Châtre-Aigurande, trois types principaux de gneiss amygdalaires et deux faciès subordonnés.

Pour la commodité de l'exposé nous avons repris certains des termes et éléments des classifications ci-dessus pour l'appellation de ces faciès. Nous distinguerons deux groupes principaux, les gneiss à grosses amygdales et les gneiss à petites amygdales :

– les gneiss à grosses amygdales (1 à 6 cm) sont des roches massives à éléments figurés généralement fusiformes ou ovoïdes, aplatis dans la foliation. La taille des amygdales est très variée et elles sont rarement jointives. De nature quartzitique ou feldspathique, ces amygdales sont le plus souvent mono-minérales ;

AMYGDALES			PETITES : inférieures à 3 cm		GRANDES : de 3 à 6 cm	
			monocristallines	polycristallines	monocristallines	polycristallines
GNEISS	STRUCTURE GRANOLÉPIDOBLASTIQUE A GRENUE	mésocr.			Gneiss amygdalaires de la Mine du Peurot ( <i>P. Rolin</i> )	Gneiss amygdalaires ( <i>E. Petitpierre</i> )
		leucocr.				
	STRUCTURE GRANBLASTIQUE PARFOIS GRANOLÉPIDO.	mésocr.			Gneiss ocellés ( <i>E. Petitpierre</i> )	
		leucocr.				
	STRUCTURE GRANOLÉPIDOBLASTIQUE	mésocr.	Gneiss amygdalaires de Fresselines ( <i>P. Rolin</i> )			Gneiss amygdalaires du Confluent ( <i>P. Rolin, J. Bouloton</i> )
		leucocr.		Gneiss amygdalaires de Lagedemont ( <i>P. Rolin</i> )		
GNEISS FINS (MICASCHISTES)			Gneiss granulés ( <i>E. Petitpierre</i> ) Gneiss micro-amygd. ( <i>J. Bouloton</i> )			

— les gneiss à petites amygdales 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 mono ou polyminéraux. Leur taille est relativement constante et leurs extrémités semblent souvent se fondre dans la trame.

Ces deux grands types constituent la majorité des affleurements de la formation des gneiss amygdalaires sur la coupure Dun-le-Palestel. Leur répartition géographique ne peut cependant pas être interprétée en termes simples de superposition ou de récurrences lithostratigraphiques.

**αξm. Gneiss amygdalaires de Lagedemont.** Ce sont des gneiss leucocrates bien foliés dans lesquels on remarque des amygdales feldspathiques et quartzieuses (ces dernières sont souvent bleutées) en proportions variables.

Les amygdales sont de petite taille (toujours inférieure à 3 cm) et leurs contours sont parfois flous avec un passage à la matrice souvent progressif.

La trame est à structure granolépido-blastique. Le quartz en est le minéral essentiel allant parfois jusqu'à former des niveaux qui sont de véritables quartzites à amygdales. Le feldspath est peu abondant (albite ou oligoclase). La muscovite y est par contre fortement représentée (on remarque deux générations de ce mica) tandis que la biotite est rare (0 à 2 %).

Quatre analyses chimiques ont été effectuées sur ces gneiss de Lagedemont (voir annexe 1). Portées sur différents diagrammes de traitement de données (roche totale : de la Roche (1965), triangle des silico-aluminates : de la Roche (1968) et diagramme des comportements géochimiques différentiels des alcalins/alumine : de la Roche (1968) ces échantillons se répartissent incontestablement dans le domaine sédimentaire.

**αζ<sup>3</sup>bP. Gneiss amygdalaires de la mine du Peurot.** Ce sont des gneiss mésocrates bien foliés. Ils contiennent des amygdales quartzieuses et feldspathiques.

La trame présente une structure granolépido-blastique et parfois granoblastique. Elle est constituée essentiellement de quartz et de feldspath potassique (80 à 85 % de la roche). Les phyllites y sont peu abondantes : la biotite (7 à 10 %) est souvent chloritisée et la muscovite (1 à 2 %) est vraisemblablement tardive.

Les amygdales feldspathiques sont souvent de grande taille (5 à 8 cm), de forme ovoïde, étirées ; exceptionnellement elles peuvent avoir une forme rectangulaire (rappelant alors des phénocristaux). Ces amygdales sont moulées sur la foliation, elles sont toujours granulées et polycristallines. Elles sont constituées d'albite et de feldspath potassique où sont inclus quelques cristaux de quartz et de biotite. Bien que ces amygdales aient des contours nets, elles sont relativement difficiles à distinguer de la trame au microscope, car la taille des grains est sensiblement la même dans les ocelles et dans la matrice.

Ces amygdales feldspathiques correspondraient (J. Bouloton, 1974 et P. Robin, 1981) à d'anciens cristaux feldspathiques déformés et recristallisés. Le quartz et la biotite que l'on remarque dans ces amygdales auraient été enclavés dans les phénocristaux originels.

Les amygdales quartzzeuses sont des lentilles étirées de quartz de taille plus petite (1 cm de long en moyenne). On trouve de plus dans ces gneiss amygdalaires des nodules de quartz opalescent, bleuté dont l'origine demeure encore énigmatique. Il n'a pas été réalisé d'analyses chimiques sur cette formation.

**aζ<sup>3</sup>b. Gneiss amygdalaires à petites amygdales du Nord de Fresselines.** Gneiss mésocrates riches en petites amygdales de quartz et de feldspaths. La trame, à structure granolépido-blastique est fortement foliée et mica-cée (micas noirs surtout), à feldspaths essentiellement potassiques (très peu de plagioclases).

Les amygdales dont la teneur est assez constante dans ce faciès contiennent souvent des porphyroclastes. Pour P. Rolin (1981), ces roches évoquent par leur aspect sur le terrain, par la présence de porphyroclastes feldspathiques et par leur composition chimique, un granite écrasé.

**aζ<sup>3</sup>. Gneiss amygdalaires du Confluent.** Ils constituent un niveau de gneiss mésocrates à grosses amygdales, interstratifié dans les gneiss amygdalaires de Fresselines. L'aspect de ce faciès varie d'un affleurement à l'autre, restant essentiellement fonction du degré d'altération de l'affleurement, évoquant tantôt un granite porphyroïde gneissique (A. Emberger et J. Delorme l'ont cartographié, en 1949, comme une "granulite schisteuse"), tantôt en conglomérat où les amygdales miment des galets dégagés par l'érosion.

Ce sont cependant les faciès les plus massifs de la série. La matrice en général gneissique, grenue est constituée essentiellement de quartz, microcline et plagioclase (albite oligoclase). Les faciès les moins grenus contiennent du grenat. La trame peut être réduite à sa plus simple expression, les éléments figurés n'étant alors séparés que par de minces filets micacés.

Les amygdales souvent polygonales sont de grande taille (supérieure en moyenne à 5 cm). Trois minéraux y sont représentés essentiellement : quartz, albite et feldspath alcalin. Biotite et muscovite sont toujours présentes mais en petite quantité. Les proportions relatives des principaux constituants sont assez constantes sauf dans les niveaux les plus massifs où les amygdales sont essentiellement feldspathiques.

Au sein de ces amygdales au grain très fin, on note fréquemment des flots nacrés de microcline, et plus rarement des plages à résidus perthitiques, plus ou moins importants, correspondant vraisemblablement à des fragments d'un monocristal déformé et envahi par la pâte finement grenue.

En plus des amygdales quartzo-feldspathiques, il faut signaler la présence de lentilles très aplaties de quartz gris (5 cm de long environ sur 5 à 10 mm d'épaisseur).

Les points représentatifs des analyses chimiques effectuées sur ce faciès se concentrent autour d'un pôle "roches ignées".

ζλ. **Leptynite de Lagedemont.** Intercalé dans les gneiss amygdalaires de Lagedemont on trouve un niveau de leptynite de faible puissance (10 à 20 m). Ce sont des gneiss très fins, beiges ou jaunes qui se débitent en fines plaquettes. Ces gneiss ont une structure granoblastique parfois lépidoblastique, ils contiennent quelques rares amygdales de quartz. Du grenat y a été observé.

Ces leptynites, pauvres en biotite, qui passent progressivement aux gneiss amygdalaires auxquels elles sont associées, sont considérées comme étant d'origine sédimentaire (rhyolite ou granite fortement remanié), l'analyse chimique (voir annexe 1) confirme cette hypothèse.

**Origine des gneiss amygdalaires.** Pour J. Bouloton (1974), les formations amygdalaires apparaissent comme un ensemble polygénique constitué de matériaux d'origine détritique provenant de la désagrégation de granites porphyroïdes et de matériaux d'origine volcanique plus ou moins remaniés.

P. Rolin (1981), pour sa part, avance deux hypothèses quant aux relations existant entre les gneiss amygdalaires des flancs nord et sud de l'anticlinal du plateau d'Aigurande :

- les gneiss amygdalaires de Lagedemont sont les arkoses remaniées d'un socle granitique dont les orthogneiss du Peurot et de la région de Fresselines constituent des lambeaux ;
- les orthogneiss du Peurot et de Fresselines sont intrusifs dans la partie inférieure de la série de l'unité d'Eguzon.

E. Petitpierre (1981) distingue au sein des gneiss amygdalaires deux grands 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 ?).

Ces différents auteurs s'accordent donc pour associer la diversité des faciès rencontrés dans la formation des gneiss amygdalaires aux différents stades d'un remaniement et/ou d'un transport d'un matériel soit volcanique soit granitique.

Cette tendance est confortée par les résultats de l'exploitation des analyses chimiques effectuées dans cette formation. En effet, les points représentatifs dérivent du secteur des roches ignées vers les secteurs sédimentaires (sans que cette dérive soit nécessairement associée à une évolution de la granulométrie de ces faciès).

De plus, certains auteurs (E. Petitpierre, 1981 et J. Bouloton, 1974) interprètent les variations plus ou moins rythmiques dans la taille des amygdales et dans la granulométrie de ces faciès comme des reliques d'un granoclassement sédimentaire. On rappellera cependant que, s'il est possible de transposer un granoclassement initial, il ne faut toutefois pas négliger dans l'interprétation, le rôle des déformations et des phases successives de métamorphisme.

### **Formation des gneiss gris (sensu lato).**

Située au-dessus des gneiss amygdalaires, la formation des gneiss gris est constituée de matériel grésopélimitique (plus pélimitique à la base géométrique qu'au sommet) et correspond à l'unité schisto-gréseuse de J. Bouloton (1974). On y distingue deux faciès principaux qui ont sensiblement la même composition minéralogique (seules les proportions diffèrent) :

– un faciès gneissique banal appelé "gneiss gris" s.s. qui passe plus ou moins graduellement à sa base à :

– un faciès micaschisteux, très phylliteux, avec lequel il forme de nombreuses récurrences (pour P. Rolin, 1981, cette alternance rappelle celle que l'on rencontre dans de nombreux flyschs). Ce faciès devient moins phylliteux dans ses assises inférieures ; il assure la transition avec les gneiss amygdalaires sous-jacents.

Le passage entre ces deux faciès est très progressif et de plus tous les intermédiaires entre les deux pôles (gréseux et phylliteux) existent.

On note, de plus, interstratifiés dans ces deux faciès principaux des horizons acides représentés sur cette coupure par la leptynite de la Roche Blond et par la leptynite de Chambon ainsi qu'un ensemble leptyno-amphibolitique représenté ici que par les termes basiques : les amphibolites de Fresselines.

ξ<sup>2</sup>. **Micaschistes feldspathiques.** Situés à la base du complexe des gneiss gris s.l., les micaschistes feldspathiques sont de couleur gris-brun, verdâtre ou rouille. Ils peuvent parfois être confondus avec les gneiss amygdalaires sous-jacents dont ils diffèrent cependant par leur nature plus phylliteuse et leur couleur sombre. Le faciès commun est phylliteux, finement lité, et présente systématiquement des ocelles feldspathiques parfois très abondantes (surtout dans la partie basale de la série) qui déforment la surface de schistosité (foliation gondolée).

ζ<sup>1</sup>. **Gneiss gris s.s.** Il n'y a pas de coupure franche entre les faciès micaschisteux décrits précédemment et les gneiss gris s.s. Le faciès le plus typique est représenté par des roches homogènes, bien indurées dont le grain est de dimension variable (fin à grossier). Ces roches se débitent en plaquettes régulières plus ou moins fines et montrent une foliation plane. Les ocelles de feldspath deviennent très rares, voire même inexistantes dans les faciès massifs et le feldspath est alors intégré à la trame.

ζ<sup>1</sup>ξ<sup>2</sup>. Ont été cartées sous cet indice composite, les zones où les récurrences gneiss gris s.s./micaschistes feldspathiques sont trop fines (allant jusqu'au cm) pour être différenciées cartographiquement. Les roches sont en effet parfois formées de faciès tantôt plus gréseux, tantôt plus pélimitiques, les proportions relatives de lits quartzo-feldspathiques et de trame phylliteuse étant difficilement cartographiables individuellement.

*Pétrographie des gneiss gris s.l.* Les micaschistes et les gneiss présentent une structure granoblastique à granolépido-blastique.

Le quartz est très abondant (40 à 50 % dans les gneiss massifs, et jusqu'à 60 % dans les faciès micaschisteux). Il est toujours recristallisé et forme soit des "yeux" soit des rubans. On peut aussi l'observer en inclusions orientées dans le plagioclase.

Les feldspaths constituent 45 % à 52 % des minéraux dans les gneiss gris, 7 à 15 % dans les micaschistes et moins de 7 % dans les passées franchement micaschisteuses. Ce sont surtout de l'oligoclase et du feldspath potassique qui forment des cristaux porphyroïdes, anté-foliation, très déformés.

La biotite et la chlorite forment jusqu'à 25 % de la roche dans les micaschistes feldspathiques. Ces phyllites sont moins abondantes dans les faciès gneissiques massifs où les biotites sont en général petites et bien noires. La biotite est toujours déformée. La chlorite n'est présente que dans les roches situées à proximité des leucogranites.

La muscovite est abondante dans les faciès massifs, elle peut être exceptionnellement absente. On note deux générations de ce minéral : la première orientée N 30° - N 50° apparaît synchrone de la foliation, la seconde non déformée, lui est postérieure.

Le grenat est toujours présent et dans les faciès micaschisteux, il peut atteindre de grandes tailles (5 à 8 mm).

La sillimanite est courante et toujours associée aux phyllites sous forme de fibrolite. Le disthène n'est guère abondant, il est plus ou moins déformé et déstabilisé quand il est présent. La staurotite est exceptionnelle. Cette association minérale correspond à trois paragenèses qui traduisent trois stades différents de métamorphisme.

Les analyses chimiques effectuées sur ces formations (voir annexe 1) confirment l'hypothèse d'une origine sédimentaire (anciennes grauwackes pour les gneiss gris massifs et domaine des shales ferrifères pour les micaschistes feldspathiques).

### **Les niveaux acides**

$\lambda^{3R}$ . Leptynites de la Roche Blond et de Chambon. Cette leptynite constitue un horizon interstratifié dans les gneiss gris. Au niveau du lac Chambon, il est très puissant (450 m environ) et contient des passées récurrentes de gneiss gris que l'on ne peut suivre latéralement. On retrouve ce faciès au Nord de Fresselines, près du village de la Roche Blond où il développe une puissance beaucoup plus réduite (100 m environ). Comme au bord du lac Chambon, la foliation de cette leptynite est concordante à celle des gneiss mais ici, le contact avec l'encaissant est net (pas de récurrences observées).

C'est une roche claire, rosâtre ou jaunâtre (d'où le nom du village de la Roche Blond) qui montre un rubanement fin plurimillimétrique souvent discontinu et flou, parfois même inexistant.

### **Le complexe leptyno-amphibolitique**

Ce complexe est constitué d'une alternance irrégulière de niveaux leptynitiques et amphibolitiques de puissance variable. Les amphibolites peuvent contenir des enclaves élogitiques et des lentilles de serpentine (pour plus de détails voir la notice Argenton-sur-Creuse où ces faciès sont largement représentés). Sur la feuille Dun-le-Palestel n'affleurent que les termes amphibolitiques de ce complexe. Les niveaux leptynitiques ainsi que les enclaves élogitiques et serpentineuses n'apparaissent pas.

P. Rolin (1981) regroupe les faciès amphibolitiques de ce complexe en deux groupes :

- les amphibolites mouchetées ( $\delta$ ) qui affleurent surtout sur la carte Argenton-sur-Creuse. On ne trouve qu'un petit affleurement de ce faciès sur la feuille Dun-le-Palestel, à l'extrême Nord, près du lac Chambon ;
- les amphibolites rubanées ( $\gamma\delta$ ) que l'on retrouve ici dans la région de Fresselines.

$\delta$ . **Amphibolite de Bonnu.** C'est une roche massive, noire, mouchetée de taches blanchâtres constituées d'agrégats polycristallins de lattes feldspathiques (andésine) et de hornblende ou plus rarement de clinopyroxène ou d'épidote. Le quartz est peu abondant (moins de 1%). Il est exceptionnel de rencontrer des niveaux de leptynite ou de gneiss gris interstratifiés dans ces horizons de metabasite.

$\gamma\delta$ . **Amphibolite de Fresselines.** Sa structure est granolépidoblastique pauvre en quartz (3 à 8%). Cette roche montre une pétrographie d'amphibolite banale :

- le plagioclase à basicité variable (oligoclase à labrador) forme 30 à 50 % de la roche, il est très déformé ;
- l'amphibole (30 à 60 %) est toujours une hornblende à composition chimique très variable, rarement déformée. Les phyllites sont peu abondantes.

Par son faciès et sa pétrographie, cette roche s'apparente aux amphiboles rubanées de P. Rolin (1981) qui sont les plus courantes dans le complexe leptyno-amphibolitique. Elles sont souvent associées à des lits leptynitiques centimétriques à pluricentimétriques. Dans la région de Fresselines ces niveaux leptynitiques sont absents.

#### **● Unité de Dun – Gargillesse**

Cette unité repose sur les faciès sommitaux de l'unité d'Eguzon par contact faillé ou chevauchant. Elle est constituée de gneiss grossiers plus ou moins migmatitiques où sont interstratifiés de nombreux niveaux d'amphibolites et de leptynites ainsi que des lentilles de matériel ultrabasique et des cipolins.

Cette unité est bien représentée sur la carte où elle affleure depuis le Sud du confluent des deux Creuse jusqu'aux accidents de la Marche et de Boussac. Son épaisseur peut être estimée à 3 000-3 500 m.

$\zeta^{1-2}$ . **Gneiss grossiers.** Le faciès le plus courant est un gneiss biotitique à grain moyen à gros (1 à 5 mm) présentant une linéation d'étirement minéral très marquée (L tectonites typiques à débit micacé irrégulier). Ce sont des roches migmatitiques (des métatexites au sens de Menhert, 1974) constituées par une trame gneissique très biotitique et des lentilles ou veines quartzo-feldspathiques plurimillimétriques à centimétriques, soulignées par un liseré sur-micacé.

Par endroits des niveaux fins ( $\zeta^{1-2}(1)$ ), coexistent avec les gneiss grossiers. Il s'agit de gneiss grossiers plus micacés comparables aux gneiss gris de l'unité sous-jacente d'Eguzon.

*Pétrographie des gneiss grossiers.* La trame de ces gneiss est granolépido-blastique, la taille du grain est variable : de 0,5 à 1 mm. Le quartz (40 % de la roche environ) présente une extinction roulante. Il forme des porphyroclastes étirés dans la foliation. Les feldspaths forment aussi parfois des porphyroclastes, ils constituent en moyenne 35 % de la roche et sont fortement damouritisés et déformés. La biotite est très déformée et chloritisée (jusqu'à 25 % de la roche). La muscovite est fréquente (en moyenne 8 %), elle se présente soit en grandes lattes déformées qui participent à la linéation N 30°-N 50°, soit en petits cristaux non déformés. Le grenat est toujours présent, mais il est peu abondant (1 % au maximum) ; il est en partie anté-foliation (cataclaté, fracturé), mais on trouve aussi des cristaux globuleux non déformés, syn à tardi-foliation. La sillimanite est courante, elle se présente en paquets flexueux, associée aux phyllites. Le disthène est exceptionnel, on le trouve parfois en relique dans la muscovite.

Les veines leucocrates ont une structure grenue (le grain est de 1 à 2 mm, parfois 4 mm). Elles sont constituées de quartz qui est prédominant (jusqu'à 55 %) et de feldspaths (oligoclase et feldspath potassique). Les phyllites sont peu abondantes, notamment la biotite.

L'unité de Dun - Gargillesse est la plus diversifiée quant aux intercalations acides et basiques orthodérivées qu'elle contient. En ce qui concerne ces bancs orthodérivés ils présentent toujours la même association : matériel acide/matériel basique, seules varient les proportions volumétriques de ces matériaux. On y distingue :

- des leptynites massives comprenant peu de roches basiques ;
- des ensembles leptyno-amphibolitiques ou les pourcentages des deux constituants sont sensiblement semblables ;
- des bancs essentiellement amphibolitiques.

$\lambda^3N$ . **Leptynite de Nouzerolles.** Ce faciès est à rapporter aux leptynites massives. Il affleure sur le flanc sud du plateau d'Aigurande, au cœur d'une synforme d'axe orienté N 50°. Ce niveau s'effile à l'Ouest et s'élargit à l'Est, son épaisseur varie de 70 à 100 m. On y trouve de rares niveaux d'amphibolite, mais on observe par contre, fréquemment, à la base de ce niveau, des intercalations centimétriques à décimétriques de gneiss grossiers biotitiques.

La leptynite a généralement un aspect massif, grenu à texture linéaire. Elle présente une linéation d'étirement sub-horizontale N 50°-N 55° très marquée et une foliation floue à pendage faible.

La texture est granolépiblastique orientée. Le grain est généralement millimétrique, certains porphyroclastes pouvant cependant atteindre 5 mm.

La composition minéralogique est la suivante :

- Le quartz est présent dans la matrice et dans les rubans. Il représente 40 à 50 % de la roche.
- Les feldspaths sont exprimés sous forme de microcline perthitique (20 à 30 % des minéraux) et de plagioclases à teneur en anorthite de 8 à 13 % (25 à 30 % des minéraux). Les myrmékites sont relativement fréquentes.
- Les phyllites sont surtout représentées par la biotite (3 à 5 % de la roche). Il s'agit d'une biotite assez riche en fer qui forme soit de petites plages disséminées dans la masse ou regroupées en petits amas associés à des épidotes. La muscovite, peu fréquente et la chlorite assez rare, semblent toutes deux provenir de la déstabilisation de la biotite.
- Les épidotes ne sont représentées que dans quelques faciès sous forme d'amas globuleux. Les amphiboles, observées que dans les faciès à épidote, sont des amphiboles vertes hastingsitiques (d'après la classification de Leake). Il s'agit de petits cristaux bordés d'une auréole réactionnelle riche en minéraux opaques.
- Le sphène, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques sont présents mais peu abondants.

Reportés sur des diagrammes géochimiques (alcalins/alumine), les points représentatifs des analyses chimiques effectuées sur cette leptynite, se regroupent dans le champ des granites communs, quoique légèrement déportés vers un pôle plus sodique (voir analyses en annexe 2).

**Ensemble leptyno-amphibolitique de Dun-le-Palestel ( $\lambda^{3D}$ ,  $\delta D$ ) et de Chambon-Sainte-Croix ( $\lambda^{3C}$ ,  $\delta C$ ).** Tous ces niveaux (Dun-le-Palestel (1), Chambon-Sainte-Croix (2)) présentent très sensiblement les mêmes caractères : il s'agit de bancs d'épaisseur variable (50 à 250 m), formés d'alternances de niveaux leptynitiques et de niveaux d'amphibolite massive ou de gneiss amphibolitique.

$\lambda^{3D}$ ,  $\lambda^{3C}$ . **Leptynites.** Ces leptynites sont des roches leucocrates à hololeucocrates, à grain fin, d'aspect souvent massif, mais présentant parfois un débit schisteux très marqué. Elles sont généralement pauvres en micas, la muscovite prédominant toutefois sur la biotite et la chlorite.

Le quartz et le plagioclase (An 8 à 13 %) sont les principaux constituants de la roche (70 à 85 % de la roche). Le feldspath potassique (l'orthose) est peu abondant, il se présente en petits cristaux altérés.

La biotite, peu abondante, peut s'observer en lits minces et discontinus bien qu'étant souvent dispersée. La muscovite en général plus abondante (5 à 10 %) se présente en petites lattes peu déformées et dispersées. La chlorite est très rare.

Le sphène, les épidotes et les minéraux accessoires sont peu abondants.

$\delta D$ ,  $\delta C$ . **Amphibolites.** Elles ont des textures variables allant de roches à grain très fin, massives jusqu'à des faciès plus grossiers à ocelles feldspathiques et à débit schisteux marqué.

Les amphibolites "grossières" contiennent des ocelles plagioclasiques ou des amas constitués d'épidote, de chlorite et de plagioclases. Ces amas semblent pseudomorphoser d'anciens cristaux de forme plus ou moins circulaire (kéliphitisation de grenats ?).

Les amphibolites fines ont souvent une minéralogie très simple : plagioclase et hornblende verte, avec très peu d'autres minéraux. Cette association est caractéristique du faciès métamorphique amphibolite.

Dans les deux faciès l'amphibole est en général une amphibole de type édenite à pargasite, relativement magnésienne (d'après la classification de Leake) et constitue de 25 à 45 % du volume de la roche.

Les plagioclases se regroupent en deux générations : un plagioclase plus ancien à basicité moyenne (40 à 45 %) d'une part et d'autre part un plagioclase moins basique (An 15 à 20 %) à rattacher à une paragenèse plus récente. Le feldspath alcalin est présent dans certains faciès, c'est un feldspath de type albite tendant vers l'anorthose.

$\lambda^{3v}$ ,  $\delta v$ . Ensemble leptyno-amphibolitique à intercalations amphibolitiques de la Villate. Dans ces niveaux, les termes purement amphibolitiques sont plus nombreux.

Du point de vue géochimique, les intercalations leptynitiques et amphibolitiques des unités de Dun - Gargillesse montrent une origine indiscutablement orthodérivée. Les leptynites sont proches du domaine des granites sodiques de type plagiogranite et les amphibolites ont un comportement géochimique proche de celui de basaltes et présentent parfois des termes cumulatifs gabbroïques. Cette association orthogneiss sodiques (plagiogranites) amphibolites s'apparente au bimodalisme issu de la différenciation d'une lignée tholéiitique.

n. **Ultrabasite des Coutures.** Signalons la présence, dans le village des Coutures (Est de Dun-le-Palestel) d'un affleurement de roches ultrabasiques associées aux amphibolites (voir analyses en annexe 2).

C. **Cipolins.** Aux environs de La Celle-Dunoise, on peut observer des niveaux particuliers composés d'une alternance de lits de cipolins de couleur gris verdâtre et de lits d'amphibolite massive à grain fin. Ces niveaux carbonatés occupent vraisemblablement une position intermédiaire dans la série.

L'unité de Dun - Gargillesse possède des caractères lithologiques qui la rapprochent de l'unité d'Eguzon (intercalations de niveaux leptyno-amphibolitiques, etc.), mais elle s'en différencie toutefois par d'autres critères (très peu de faciès pélitiques vrais, pas de faciès amygdalaires, présence de niveaux carbonatés particuliers et début d'anatexie).

#### ● **Unité des migmatites (unité migmatitique de Villechiron)**

Cette unité représente le sommet de l'empilement lithotectonique. Elle est bien représentée dans le Nord du plateau d'Aigurande (voir la feuille Argenton-sur-Creuse à 1/50 000) mais sur la coupure Dun-le-Palestel cette unité n'affleure que dans une petite klippe à l'Est de la carte, près de

Chambon-Sainte-Croix. Les migmatites reposent ici à plat et en discordance structurale sur un niveau de leptyno-amphibolites de l'unité de Dun - Gargillesse.

M<sup>1-2</sup>. Anatexites à sillimanite et cordiérite parfaitement grenues. Le quartz (40 % environ) et le feldspath (40 %) se présentent soit en grains xénomorphes, soit le plus souvent en cristaux automorphes, mais toujours cataclasés. Ils contiennent des amas sombres de biotite et de cordiérite. On trouve dans ces migmatites des enclaves gneissiques de taille variée (centimétrique à métrique) et quelques rares enclaves basiques (centimétriques à décimétriques).

λ<sup>3</sup>. Un niveau de leptynite équivalent de la leptynite de Ceaulmont (quiaffleure sur la carte Argenton-sur-Creuse) par sa position lithostratigraphique, est observé dans ces migmatites.

L'étude de cette unité portant essentiellement sur la feuille Argenton-sur-Creuse, au Nord, a permis de noter que :

- l'unité des migmatites diffère de toutes les autres unités du plateau d'Aigurande par la présence presque constante de cordiérite et par la mobilisation anatectique toujours observée (à des degrés divers) ;
- il semble de plus s'établir une zonalité E-W dans le degré de mobilisation : les faciès les plus anatectiques étant localisés à l'Ouest.

Le report sur les diagrammes de H. de la Roche des points représentatifs des analyses chimiques effectuées sur ces migmatites (voir annexe) montre que ces roches définissent un domaine qui s'étend des grauwackes aux shales, laissant supposer une grande hétérogénéité du matériel originel.

#### Formations magmatiques (leucogranites à deux micas)

Elles sont relativement bien représentées sur la feuille Dun-le-Palestel par des massifs de leucogranite grossièrement alignés suivant une direction E-W dans la zone axiale du plateau d'Aigurande. Ce sont les massifs de Crozant, d'Orsennes, de Méasnes et de Saint-Sulpice.

γ<sup>15</sup>. Leucogranite de Saint-Sulpice. Il se situe à l'extrémité ouest de la feuille étudiée et se poursuit sur la feuille voisine (Saint-Sulpice-les-Feuilles à 1/50 000). C'est un granite rose à deux micas, la structure est granoblastique (le grain est de 2 à 3 mm), avec une légère tendance porphyroïde (les phénocristaux sont toutefois assez rares). Le granite est orthogneissifié au Sud, au contact de la faille de la Marche.

Le quartz (35 % de la roche) est automorphe et les phyllites sont nombreuses (10 % environ de la roche). La muscovite est en général plus abondante que la biotite. Le feldspath potassique (essentiellement de l'orthose et parfois du microcline) constitue avec les plagioclases (An 8 à 10) 40 à 45 % de la roche.

γ<sup>15(1)</sup>. Près du village de Vareilles et du hameau des Sauvages, le faciès précédent devient un peu plus grossier (le grain est de 3 à 5 mm) et s'enrichit en phénocristaux de feldspath de 1 à 2 cm.

$\gamma^1$ B. **Leucogranite de Bouchaix.** C'est un leucogranite à grain fin (1 mm) qui affleure au sein du granite de Saint-Sulpice. La biotite est plus abondante que la muscovite. La texture de la roche est parfaitement équante. Ce faciès est vraisemblablement postérieur aux coulissages de la faille de la Marche, car il ne présente pas de marques de déformation.

$\gamma^1$ C. **Leucogranite de Crozant.** Le massif de Crozant couvre environ 60 km<sup>2</sup>. Comme les massifs d'Orsennes et de Méasnes décrits ci-après, c'est un massif circonscrit qui se présente comme un dôme à bords peu pentés (10 à 30 %) concordants à la foliation de l'encaissant. Leurs toits sont très surbaissés et proches de la topographie actuelle.

Le granite de Crozant est recouvert d'une part par les micaschistes de l'unité de Fougères et d'autre part par les gneiss de l'unité d'Eguzon. La nature du contact encaissant/granite est assez complexe. On remarque en effet :

- une orientation planaire des micas au sein du granite, orientation d'autant plus marquée qu'on s'approche de la limite avec l'encaissant ;
- des zones intensément déformées (centimétriques à décimétriques) parallèles aux bordures du granite et montrant une schistosité d'écrasement et de laminage sub-horizontale. Sur ces surfaces s'individualisent des stries et une linéation d'étirement et d'alignement minéral au N 310°-N 130°. Cette bordure structurée ne semble pas avoir la même importance partout ; elle est très bien visible au Nord, mais la nature des affleurements au Sud du massif ne permet pas de se prononcer sur la nature des contacts dans ce secteur. Cette déformation se retrouve à l'intérieur du granite où la structure normalement équante présente parfois quelques zones laminées millimétriques à centimétriques. La schistosité qui affecte ce granite est en grande partie sub-horizontale. Le toit du massif de Crozant a été très certainement affecté par le bombement du plateau d'Aigurande (axe NE-SW) ce qui expliquerait que la schistosité ne soit plus actuellement aussi horizontale que ce qu'elle était.

Les micaschistes encaissants contiennent de nombreux feuillets de leucogranite de puissance plurimétrique et de longueur plurihectométrique. Ces lames plus ou moins structurées sont parallèles à la schistosité de la roche encaissante et à la bordure du granite. Notons enfin l'accordance de la schistosité des roches de l'encaissant avec la bordure du granite sur toute la périphérie du massif.

L'encaissant micaschisteux présente un léger métamorphisme de contact. Il se matérialise par la présence d'andalousite (en baguettes plurimillimétriques à pluricentimétriques non déformées) et de tourmaline, non orientées, disposées dans la schistosité.

*Etude pétrographique.* C'est un leucogranite à deux micas et quartz sub-automorphe. Le grain moyen, de 1 à 2 mm aux environs du village de Crozant, croît vers Saint-Sébastien au Nord-Ouest et à la Clavière, au Nord, où il peut atteindre 3 à 4 mm. La structure est granoblastique, sub-isogranulaire avec une légère tendance porphyroïdique. En bordure, la structure est granolépido-blastique. La composition minéralogique est assez constante dans tout le massif.

Le quartz (35 % environ) se présente en plages globuleuses, parfois nettement sub-automorphe, il est toujours déformé.

Les feldspaths sont représentés par de l'orthose et parfois par du microcline ainsi que par des plagioclases (An 8 à 10 %). Ces minéraux constituent 50 à 55 % de la roche.

La biotite est plus abondante à la périphérie du massif (5 à 7 %) qu'au centre (3 à 5 %). Elle est toujours déformée et souvent en voie de chloritisation. Dans les faciès de bordure, elle présente une orientation planaire syncristalline. La muscovite est peu abondante (5 à 10 % de la roche) et se présente souvent en cristaux de grande taille répartis en deux générations, une vraisemblablement syn-biotite, l'autre plus tardive.

**$\gamma^2O$ . Leucogranite d'Orsennes.** La partie méridionale du massif de granite d'Orsennes (qui couvre dans sa totalité environ 30 km<sup>2</sup>) affleure à la limite nord de la feuille étudiée. Ce massif de leucogranite est constitué par deux faciès différents :

- un faciès dominant de granite rose à grain grossier (8 mm environ), dont la composition minéralogique est voisine de celle du granite équigranulaire de Crevant (E. Petitpierre, 1981), qui affleure sur la coupure voisine La Châtre à 1/50 000 ;
- un faciès à grain plus fin (1 mm environ), à tendance porphyroïde qui est localisé sur le bord NE du massif et n'affleure donc pas ici.

Ce granite est généralement arénisé et ne montre pas de structures d'écrasement.

Le granite d'Orsennes développe une légère auréole de métamorphisme dans les micaschistes de Fougères encaissants. Ce phénomène, visible sur quelques mètres seulement se matérialise ici (ainsi qu'au contact du granite de Méasnes, voir plus bas) par des cristaux de tourmaline et plus rarement d'andalousite.

**$\gamma^1M$ . Leucogranite de Méasnes.** Ce petit massif affleure dans le coin Nord-Est de la coupure étudiée. C'est un leucogranite homogène à grain moyen (3 mm environ). Sa composition minéralogique est la suivante : 40 % environ de quartz en partie recristallisé, 40 % de feldspath (orthose, oligoclase), 5 % de biotite souvent déformée, 10 % de muscovite également déformée et 5 % de minéraux accessoires.

Bien que les conditions d'affleurement ne soient pas très bonnes, on peut observer localement, dans les parties périphériques du massif de Méasnes notamment, une foliation pentée soulignée par une orientation planaire des micas et des phénocristaux, qui peut aller jusqu'à une véritable schistosité d'écrasement portant une linéation d'étirement orientée NW-SE.

### **Géochimie et géochronologie des granites**

L'étude géochimique a essentiellement été effectuée sur le granite de Crozant. Celui d'Orsennes, trop altéré, n'a fait l'objet que de deux analyses.

Une coupe géochimique effectuée dans la partie septentrionale du granite de Crozant montre une constance des pourcentages en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  (voir annexe 3). Les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  augmentent du centre vers la bordure du massif, corroborant le développement de biotite du centre à la périphérie.

Le massif de Méasnes a été étudié sur le plan géochimique et comparé aux autres granitoïdes du Nord du Massif central (J.-M. Stussi, 1984). Ce massif présente une dualité de faciès et de répartition qui oppose des granites à biotites (cafémiques) à des leucogranites silico-potassiques riches en silice.

L'étude radiométrique de ces granites par la méthode Rb/Sr a donné une isochrone dont les caractères sont les suivants :

$$T = 312 \pm 20 \text{ Ma}$$
$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7055 \pm 0,0039$$

L'âge obtenu par isochrone est interprété comme correspondant à la mise en place de ces granites au Westphalien et rejoint, dans la limite des marges d'erreur, la datation obtenue par Y. Vialette (1962) sur les filons de pegmatites et d'aphtes sécants à la bordure du massif.

### Domaine de Boussac

Ce domaine est séparé du plateau d'Aigurande, au Nord, par la faille de Boussac et du domaine de la Marche, au Sud, par la faille de la Marche.

Constituée de séries gneissiques et migmatitiques percées de massifs basiques et acides, cette entité a été étudiée en détail par P. Bouvier (1985).

Sur la feuille Dun-le-Palestel, ce domaine est très peu représenté. Seuls quelques termes basiques et un granite mylonitisé apparaissent dans la partie sud-orientale de la feuille.

**07. Gabbro-diorites du massif de l'Age.** Ce massif, qui se poursuit sur la feuille voisine (Aigurande à 1/50 000), forme une lentille allongée sur 12 km et large d'environ 1 km. Sur la feuille étudiée, les contacts avec l'encaissant sont faillés et le massif est lui-même découpé en blocs par des accidents N-S, postérieurs aux failles de Boussac et de la Marche, qu'ils affectent.

Ce massif est principalement constitué de gabbros à grain moyen et gros (3 mm à 1 cm). Ce sont des roches mésocrates à structure plus ou moins orientée. On y observe :

- du plagioclase (30 à 40 %) en cristaux automorphes à An variant de 60 à 85 % ;
- des amphiboles (40 %) automorphes, en cristaux aciculaires soit isolés, soit groupés en agrégats. Ce sont des magnésio-hornblendes ou des hornblendes tschermakitiques, vertes, limpides, à pléochroïsme intense. Ces amphiboles sont souvent déstabilisées en biotite ou chlorite ;
- de la biotite brune associée à de la biotite verte. Cette dernière semble se développer aux dépens de la précédente et de l'amphibole ;
- de l'épidote et de la chlorite (en petite quantité), intimement liées ;

- de la calcite en petits grains, toujours présente. C'est un produit de déstabilisation des plagioclases et de l'amphibole. Elle peut parfois se disposer en filonnets, parfois puissants (1 à 5 cm) ou en grands cristaux intergranulaires ;
- des minéraux accessoires (apatite, sphère souvent automorphes) et des oxydes (ilménite parfois transformée en leucoxène et chalcopyrite).

L'étude des analyses chimiques (éléments majeurs et traces) effectuée dans cette formation montre une composition chimique calco-alkaline à affinité potassique, perturbée toutefois par des fluides riches en potassium, baryum, strontium et terres rares (voir analyses chimiques en annexe).

Un programme de datation de ces gabbros, par la méthode U/Pb, est en cours.

*my*<sup>1</sup>. **Granite mylonitique de la Vallade.** Ce granite forme un petit massif allongé E-W sur 7 à 8 km, à cheval sur les feuilles Dun-le-Palestel et Aigurande à 1/50 000. C'est un granite à grain moyen (plurimillimétrique) ; les cristaux de feldspath, de longueur parfois supérieure au centimètre, confèrent à la roche une tendance porphyroïde.

La cataclase est très importante au sein de ce granite, ainsi qu'une déformation qui développe une foliation sub-verticale N 90°, donnant au granite un aspect parfois franchement gneissique.

La minéralogie est la suivante :

- le quartz (30 %) est disposé en rubans et plaquettes morcelés dans les faciès les plus déformés ;
- le feldspath potassique, qui forme 25 à 30 % de la roche est maclé Carlsbad. Il peut être associé au quartz dans les rubans induits par la déformation ;
- le plagioclase est très séricitisé (An 10 à 20) et forme environ 15 à 20 % de la roche ;
- biotite et chlorite sont présentes ainsi que les minéraux accessoires classiques des granites.

Il n'a pas été effectué d'analyse chimique sur ce granite.

#### **Domaine de la Marche – Guéret**

Ce domaine est localisé dans la Zone de Cisaillement de la Marche – Combrailles. On y distingue deux unités magmatiques différentes :

- les leucogranites de la chaîne de la Marche qui jouxtent les failles de la Marche et de Boussac ;
- les granites à biotite, classiquement dénommés "granite de Guéret", et qui affleurent en quelques points seulement sur cette coupure.

Ces deux unités correspondent à des étapes successives de l'évolution magmatique de ce domaine.

## La chaîne de la Marche

Elle forme un ressaut morphologique qui borde en continu la moitié sud-occidentale du plateau d'Aigurande et une partie du domaine de Boussac. Elle se présente comme une étroite bande large de 1 à 2 km (4 au maximum), longue de 35 km selon une direction E-W. Elle a souvent été appelée "chaîne granulitique de la Marche" par Yang Kieh (1932), et M. Chenevoy (1958).

Les massifs de la Marche peuvent être séparés structurellement en deux ensembles :

- les granites syntectoniques, orthogneissifiés, qui présentent des déformations plastiques, une orientation préférentielle de leurs minéraux et une forte fracturation ;
- les granites post-tectoniques (par rapport à la phase westphalienne) qui ne portent que peu ou pas de traces de déformation.

Ces différents massifs ont fait l'objet de nombreuses études (L. Bougnères, 1951 ; H. Dabroski, 1952 ; G. Aubert, 1968 & 1969 ; P. Isnard et H. de la Roche, 1968 ; P. Isnard, 1970 ; J.-C. Gauthier, 1973 & 1974 ; H. de la Roche *et al.*, 1980 et C. Derré *et al.*, 1980) qui ont abouti à une certaine ambiguïté dans la définition des divers massifs ; les critères utilisés (essentiellement pétrographiques et géochimiques) variant suivant les auteurs et les méthodes d'investigation utilisées. Afin de simplifier l'étude et la reconnaissance de ces massifs, nous emploierons ici pour différencier les granites, des critères macroscopiques utilisables directement sur le terrain (minéralogie, structures). Ces observations étant complétées, au laboratoire, par des études de lames minces.

Sur la feuille Dun-le-Paestel, G. Lerouge (1983) a distingué trois faciès principaux dans les leucogranites de la Marche :

- un leucogranite à deux micas et à gros grains présentant quelques phénocristaux ;
- un leucogranite à deux micas, à grain moyen, à phénocristaux assez rares ;
- un leucogranite à grain fin, sans porphyroïdes.

Tous ces granites sauf le dernier, sont très déformés.

$\gamma^1CH$ . **Leucogranite de Chabannes.** Ce faciès est largement représenté sur la coupure étudiée, c'est un leucogranite banal (L. Marckmann, 1984) à rapporter au faciès à gros grains défini par G. Lerouge. La taille des grains peut avoisiner 4 à 5 cm, et parfois atteindre 7 cm. Le feldspath potassique est perthitique et le plagioclase est de l'oligoclase, on peut observer quelques phénocristaux de feldspath roses ou blancs dispersés dans la roche. Les phyllites sont représentées par de la biotite chloritisée et de la muscovite en quantité variable ; la muscovite paraît être tardive par rapport à la biotite.

Localement le pourcentage en biotite peut augmenter et les phénocristaux devenir nombreux, donnant un aspect plus sombre et franchement porphyroïde à la roche ( $\gamma^1CH(1)$ ).

$\gamma^1 J$ . **Leucogranite de Saint-Jean.** Ce granite ne diffère du précédent que par la taille des grains (1 à 2 mm), (deuxième faciès de G. Lerouge). Ces granites ne sont bien individualisés cartographiquement que sur la partie orientale de la carte. Ce faciès présente aussi localement des zones enrichies en biotites et phénocristaux ( $\gamma^1 J(1)$ ).

Ces deux granites sont affectés par une intense déformation. Cette déformation se manifeste par l'apparition au sein du granite de zones d'orthogneissification (blastomylonitisation) orientées E-W, selon la direction majeure de la faille de la Marche, ainsi que par une forte cataclase.

*Remarque :* Des zones semblables de déformation se retrouvent sur le bord sud du massif de leucogranite de Saint-Sulpice, elles sont là aussi orientées parallèlement à la faille de la Marche qui, à cet endroit, est de direction WNW-ESE.

Une coupe effectuée de Dun-le-Palestel vers le hameau de Fougères plus au Sud, montre l'hétérogénéité de cette déformation tant par le style (cassant et ductile au sein même du massif granitique) que par l'échelle (millimétrique à métrique). Il n'est de plus pas possible de mettre en évidence un gradient de déformation le long de la direction N-S (direction de la coupe).

L'étude de la déformation a particulièrement été étudiée sur cette coupe par L. Marckmann (1984).

Macroscopiquement la déformation se manifeste par des plans de foliation subverticaux, orientés E-W, qui montrent des structures de cisaillement sénestres. L'étude microscopique classique et l'étude des axes "c" du quartz confirment le sens de ce cisaillement (L. Marckmann, 1984).

L'âge de ces granites est supposé namuro-westphalien : leur mise en place est liée à la zone de cisaillement de la Marche-Combrailles (G. Lerouge *et al.*, 1983) et leur mylonitisation serait (L. Marckmann, 1984) à associer à des jeux en coulissage de cette même zone.

Un programme de datation est en cours (P. Bouvier 1985 et BRGM) sur des faciès équivalents (carte Aigurande) prélevés plus à l'Est. L'âge obtenu sur roche totale (intégrant des faciès épargnés par la mylonitisation et des faciès mylonitisés) est de  $317 \pm 9$  Ma, le couple RT/Ms donne  $306 \pm 6$  Ma. L'âge obtenu sur roche totale intégrant les faciès mylonitisés seuls, est de  $212 \pm 13$  Ma, le couple RT/Bi donne  $207 \pm 4$  Ma.

$\gamma^1 L$ . **Leucogranite de la Bétouille.** C'est un faciès de leucogranite fin, enrichi en biotite, qui affleure au sein des granites de Saint-Jean et de Chabannes. Comme le granite de Bouchaix qui lui est semblable pétrographiquement, ce granite ne présente pas de structures de déformation et semble être postérieur à la phase de coulissage westphalienne.

### **Géochimie des granites**

La portion de la chaîne de la Marche affleurant sur cette coupure a été étudiée, pour la géochimie, par H. de la Roche (1980), J.-M. Stussi (1984) et L. Marckmann (1984).

Il ressort des travaux des deux premiers auteurs, que l'ensemble de ce magmatisme est typiquement aluminopotassique à tendance silicopotassique (comportement géochimique que l'on retrouve d'ailleurs dans les leucogranites du plateau d'Aigurande).

Signalons le travail de L. Marckmann (1984) qui a étudié spécialement l'évolution chimique au cours de la déformation, dans la région de Dun-le-Palestel (voir analyses chimiques en annexe). Cet auteur note que deux mécanismes de déformation se relaient au sein des granites et que l'on remarque une variation dans le comportement des éléments majeurs lorsque l'on passe de l'un à l'autre. La déformation n'a au contraire aucun effet sur le comportement des terres rares.

### Les granites à biotite "type Guéret"

Nous avons regroupé sous cette appellation des granites monzonitiques, riches en biotite et cordiérite qui affleurent à l'extrémité sud de la coupure.

$\gamma_c^3$ . C'est un granite à biotite, à structure équante. Le grain est fin à moyen (2 à 3 mm). Ce faciès affleure d'une part, au droit des Condamines, à la limite sud de la feuille et d'autre part dans le coin est. Le feldspath potassique, de couleur rose à blanc est maclé microcline, le plagioclase est une andésine.

$\rho\gamma^3$ . Granite de Naillat. C'est aussi un granite de type Guéret, de couleur gris blanc, tacheté de brun (altération des feldspaths). Il affleure au Sud de Naillat. C'est un faciès porphyroïde à gros grain (4 à 5 mm), où les phénocristaux de feldspath potassique, maclés microcline, peuvent atteindre 3 à 5 cm. La biotite est la seule phyllite présente macroscopiquement.

$\rho\gamma^3$ . C'est un granite ocre à rose, à biotite. Ce faciès constitue de petits pointements dans la partie orientale de la chaîne de la Marche, à proximité de la faille de Bussière - Madeleine et autour du hameau du Breuil. Le grain est en général fin ou moyen; la biotite, peu abondante, est la seule phyllite visible. Pour P. Rolin et G. Lerouge (rapp. internes 1981), ce faciès est probablement intrusif.

$\rho\gamma_c^3$ . C'est le faciès granitique que l'on observe à l'extrémité sud-ouest de la feuille étudiée. C'est un faciès mésocrate à biotite abondante. Le faciès le plus répandu est à grain moyen à gros, à phénocristaux de feldspath de 0,5 à 10 mm. Ce faciès contient parfois de la cordiérite et est pratiquement dépourvu de muscovite.

$\rho\gamma_c^3$ . Dans le centre du massif décrit plus haut, on note un faciès beaucoup plus fin, sans phénocristaux, qui ressemble aux migmatites de la région du Pin (voir Argenton-sur-Creuse à 1/50 000).

Aucune analyse chimique n'a été effectuée sur les "granites de Guéret" qui affleurent sur cette coupure. A titre indicatif, signalons d'une part l'étude de G. Ranchin (1971) sur les granites de Guéret (cet auteur mon-

tre le caractère caféémique de ces granites et leur appartenance à l'arc alumino-potassique), et d'autre part la cartographie géochimique portant sur tout le magmatisme de cette région, effectuée par H. de La Roche *et al.* (1980).

Du point de vue géochronologie et mise en place de ces granites, il nous reste à signaler les travaux de datation (par la méthode Rb/Sr) de F. Berthier sur le faciès "Maupuy" (faciès porphyroïde de Ranchin). Il a obtenu une isochrone qui donne un âge de  $356 \pm 10$  Ma : Dévonien supérieur, qui correspond à une étape magmatique présente dans tout le Massif central français (J.C. Duthou, 1978).

En conclusion à l'étude du domaine granitoïdique de la Marche-Guéret, on peut assimiler ce domaine à une association spatio-temporelle de leucogranites et de granites à biotite. Les leucogranites se mettant en place après la phase de serrage, en liaison avec les accidents majeurs E-W sur un schéma comparable à celui proposé pour la Bretagne méridionale (voir H. de la Roche *et al.*, 1980). Les granites à biotites seraient à rattacher au massif de Guéret (356 Ma).

### FILONS

**Q. Filons de quartz.** Le plus important est localisé dans le massif granitique de Saint-Sulpice. Sa mise en place a été vraisemblablement guidée par la tectonique.

**μγ. Microgranite à biotite.** Ces filons sont constitués de microgranite rose, porphyroïde, à biotite. Ils sont tous orientés NW-SE, guidés par les accidents de même direction. Une analyse chimique a été effectuée dans ce microgranite (voir annexe 3).

**P. Pegmatite.** Quelques filons pegmatitiques sont visibles au niveau des leucogranites et de leur encaissant micaschisteux. La roche est composée de feldspaths (orthose, albite, microcline), de quartz, de micas (muscovite prédominante sur la biotite), ainsi que de tourmaline et d'apatite. Elle présente fréquemment des indices d'écrasement.

### FORMATIONS SUPERFICIELLES

**Fy-z. Alluvions de fonds de vallée.** Elles forment le fond des vallées actuelles et sont constituées d'argiles et de sables plus ou moins grossiers auxquels s'ajoutent des graviers roulés et des blocs de roches.

**F. Alluvions anciennes, en place ou remaniées par colluvionnement.** Paléodépôts de sables plus ou moins grossiers et de galets roulés où l'on trouve de fins niveaux d'argile interstratifiés.

**H. Epandage complexe des plateaux : limons et cailloutis de quartz.** 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 du plateau, ils recouvrent les sommets des interfluves ainsi que les parties hautes du plateau non érodées.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### TECTONIQUE

#### Zone de Cisaillement de la Marche – Combrailles (ZCMC)

Les accidents qui affectent toutes les formations du Sud de la carte Dun-le-Palestel appartiennent à la partie occidentale de la ZCMC. Cette zone de déformation constitue l'une des structures majeures de cette portion de la chaîne hercynienne. Elle est formée par les accidents de la Marche, de Boussac, de Chambon-sur-Voueize et de Château-sur-Cher (G. Lerouge *et al.*, 1983).

#### Accident de la Marche

Cet accident est constitué d'une zone déformée, d'une puissance de l'ordre du kilomètre. Il est orienté sensiblement Est-Ouest depuis Saint-Agnant-de-Versillat à l'Ouest et se prolonge vers l'Est, au-delà de la limite de la feuille, jusque dans la région de Montluçon. Vers l'Ouest, la faille change de direction et s'oriente WNW-ESE. Son tracé est affecté dans la partie occidentale de la feuille par les failles de Bussière-Madeleine et du graben de Saint-Germain-Beaupré (environs de Saint-Léger-Bridereix).

Plusieurs jeux successifs sont identifiables le long de cet accident. Seules la déformation ductile senestre et les déformations fragiles de cet accident sont visibles sur cette carte. La déformation ductile dextre de l'accident de la Marche s'observe plus à l'Est (Aigurande et Boussac à 1/50 000).

La déformation liée à l'accident de la Marche (fig. 1) se manifeste dans cette région par une orthogneissification hétérogène des leucogranites depuis des faciès peu déformés jusqu'à des bandes d'ultramylonites. La puissance de la zone déformée peut atteindre 2,5 km et correspond à la largeur d'affleurement du massif leucogranitique. Elle développe des plans C sub-verticaux dont l'orientation varie de N 80° à N 110° selon les affleurements. Ils sont porteurs d'une linéation de type "a" plongeant de 10 à 20° vers l'Est. Celle-ci est plus fortement inclinée (30 à 60° W) à l'Ouest de Saint-Agnant-de-Versillat, traduisant une importante composante verticale lors du décrochement général (M. Lespinasse, 1984). Entre les microcisaillements, les plans d'aplatissement des minéraux (plans S) sont sigmoïdes. Leur orientation varie de N 110 à N 150°.

Les structures relatives à cette déformation sont présentes dans l'ensemble des leucogranites à grain gros et moyen, mais ne se retrouvent pas dans les faciès à grain fin. La déformation s'est faite dans le domaine de stabilité de la biotite. Les relations entre les plans C et S ainsi que les autres microstructures indiquent toutes un cisaillement ductile senestre. Cette déformation est compatible avec un raccourcissement régional NE-SW à NNE-SSW. Nous avons pu caler le fonctionnement de l'accident de la Marche au Namuro-Westphalien (G. Lerouge *et al.*, 1983 ; J.M. Quenardel *et al.*, 1985 ; G. Lerouge, 1984).

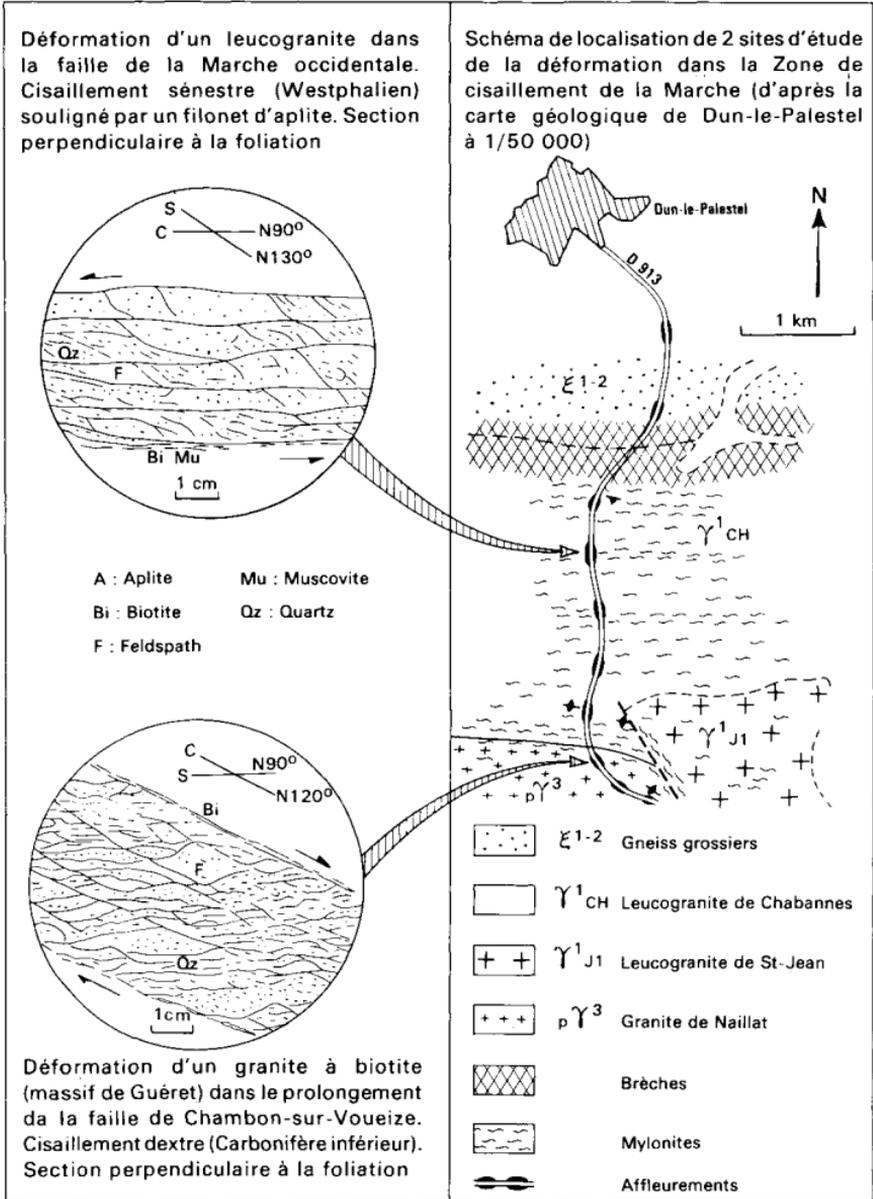


Fig. 1

Au Nord du massif leucogranitique de la Marche, les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande sont mylonitisées lors du cisaillement, avec développement d'une nouvelle foliation E-W, verticale et parallèle à la faille de la Marche.

#### Accident de Chambon-sur-Voueize

La feuille Dun-le-Palestel montre quelques tronçons de la partie occidentale de l'accident de Chambon-sur-Voueize, parallèles à la faille de la Marche dans ce secteur. La déformation liée à cet accident développe dans les granites à cordiérite de Guéret, des plans de microcisaillement C accompagnés d'une schistosité mylonitique S. Les plans C subverticaux sont orientés N 120°. Ils sont porteurs d'une linéation d'étirement de minéraux et de stries mécaniques subhorizontales ou légèrement plongeantes vers l'Est de 15°. Les plans S à allure sigmoïde ont une orientation moyenne N 100°. Ces structures résultent d'un cisaillement ductile dextre lors d'un raccourcissement NE-SW (G. Lerouge *et al.*, 1983). La déformation hétérogène s'est effectuée dans la zone de stabilité de la biotite. La zone affectée dans cette région a une puissance kilométrique.

Cette déformation n'affecte pas les leucogranites de la Marche occidentale. Par contre, à leur contact, les granites de Guéret ont subi une muscovitisation. La muscovite n'est pas déformée, et est le plus souvent automorphe en placages sur les structures mylonitiques du cisaillement dextre (G. Lerouge, 1984).

Localement, de petites zones de cisaillement senestre, de puissance centimétrique à métrique, se surimposent aux structures ductiles dextres.

#### Accident de Boussac

Seule la partie occidentale de cet accident est visible dans le secteur sud-est de la feuille (environs de La Celle-Dunoise et de Saint-Sulpice-le-Dunois), où il se raccorde à la faille de la Marche occidentale. Il est orienté NE-SW.

Au Nord de la faille, les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande sont déformées et présentent une foliation mylonitique verticale orientée E-W à ENE-WSW. L'accident développe une zone de brèche de quelques dizaines à une centaine de mètres de puissance environ.

Sur cet accident qui se poursuit plus à l'Est (feuille Aigurande et Boussac 1/50 000) certains auteurs ont montré que les structures mylonitiques résultaient d'un cisaillement senestre (G. Lerouge *et al.*, 1983) qui constituait la prolongation orientale du cisaillement senestre de l'accident de la Marche (G. Lerouge, 1984).

Postérieurement aux déformations ductiles, les accidents de la ZCMC ont joué principalement sur la bordure nord du massif leucogranitique. Cette fracturation, à rejet vertical, est accompagnée d'une bréchification et d'une rétromorphose à chlorite. Elle correspond cartographiquement à un jeu en faille normale, à effondrement nord, dont le rejet est d'environ 2 km.

Le terme de "faille de la Marche" a jusqu'à présent, été limité à ces déformations fragiles. Nous préférons élargir cette dénomination à l'ensemble des déformations fragiles, d'une part et ductiles (dextres et sénestre) d'autre part. C'est ce qui nous amène à parler de zone de cisaillement de la Marche plutôt que de faille de la Marche.

Le premier rejeu fragile pourrait correspondre à la distension N-S permienne et être suivi de plusieurs rejeux. Cette faille est encore active actuellement et l'étude des mécanismes au foyer indique un abaissement relatif du compartiment nord avec parfois une composante en décrochement dextre (A. Veinante-Delhaye *et al.*, 1980).

### **Chronologie des déformations sur la ZCMC**

La première déformation observable sur la ZCMC, induite par un raccourcissement NW-SE, correspond à un jeu en cisaillement ductile dextre, le long des failles de la Marche et de Chambon-sur-Voueize, au Carbonifère inférieur.

Au Westphalien, la faille de Boussac et la faille de la Marche occidentale, qui la prolonge, jouent en cisaillement sénestre (raccourcissement NE-SW à NNE-SSW). Ce cisaillement est synchrone à postérieur à la mise en place des leucogranites de la chaîne de la Marche occidentale. Il a, semble-t-il, joué en même temps que le chevauchement de Chambon.

Dès la fin du Westphalien, des accidents subméridiens et NW-SE décrochent la ZCMC. Enfin, à partir du Permien les premiers rejeux en faille normale se produisent le long des accidents avec en particulier un effondrement relatif du plateau d'Aigurande par rapport à la chaîne de la Marche.

### **Accidents chevauchants**

Les trois accidents chevauchants majeurs du plateau d'Aigurande traduisent des conditions et des âges de déformation différents.

#### **Chevauchement des migmatites**

Il superpose une unité largement migmatitique sur des unités non, ou très peu migmatitiques. C'est un accident majeur du Massif central septentrional.

Les assemblages minéralogiques que l'on observe dans les mylonites qui jalonnent cet accident montrent que ce chevauchement s'est développé en conditions synmétamorphes. Cette déformation se situe postérieurement à la migmatitisation, probablement au Dévonien supérieur ou moyen.

#### **Chevauchement de Gargillesse**

C'est également un accident synmétamorphe dont le fonctionnement est postérieur au climat du métamorphisme.

Dans ce cas, comme pour le chevauchement des migmatites, les observations microtectoniques indiquent que le déplacement s'est effectué du Sud-Ouest vers le Nord-Est. On peut estimer que ces chevauchements sont sensiblement contemporains.

### **Chevauchement de Chambon**

Il n'appartient pas au même régime de déformation. L'importance du déplacement tangentiel correspondant est limité à quelques kilomètres. Cet accident semble s'amortir vers l'Est et on n'observe qu'une faible différence de métamorphisme entre les unités de Fougères et d'Eguzon. Le fonctionnement de cet accident au Westphalien, est synchrone de la mise en place des leucogranites. La direction du déplacement est orientée NW-SE (N 130°). Elle se matérialise par des linéations d'étirement et des stries. Le sens du déplacement, probablement vers le Sud-Est, n'est pas déterminé avec certitude. Ce chevauchement pourrait correspondre à un réajustement du plateau d'Aigurande lors du jeu senestre des failles de Boussac et de la Marche occidentale, au Westphalien.

### **Principaux accidents cassants cartographiés sur la feuille**

#### **Faille de Bussière-Madeleine**

La carte Dun-le-Palestel ne fait apparaître que la partie septentrionale de cette faille. Plus au Sud, où elle change de direction pour s'orienter N-S, elle limite les massifs de Guéret et de la Brême. Son histoire tectonique est complexe et non encore entièrement établie.

Sur cette feuille, la faille correspond à un accident vertical, orienté NE-SW. Elle décale de façon senestre, au Sud de Vareilles, les structures ductiles et fragiles de la faille de la Marche. Cette faille limite le Sud des massifs leucogranitiques du plateau d'Aigurande et son rejeu correspond cartographiquement à un effondrement sud. Elle est jalonnée de brèches et a développé une schistosité mylonitique verticale. Quelques stries à fort plongement nord-est ont été observées. A la limite entre les gneiss et le granite de Saint-Sulpice-les-Feuilles, cette faille est jalonnée de filons de granites à biotite. Vers le Nord-Est, la faille de Bussière-Madeleine devient discontinue et on perd sa trace.

#### **Faille de Méasnes-Piodon**

Cette faille constitue un grand accident qui affecte tout le plateau d'Aigurande. Elle limite l'Est du massif de Chéniers. Il apparaît cartographiquement que cet accident a joué en faille normale abaissant le compartiment ouest ; ce qui pourrait expliquer l'absence de l'unité des migmatites à l'Est.

#### **Failles du graben de Saint-Germain-Beaupré**

Ce système de failles, d'orientation générale NW-SE, correspond à la trace d'un faisceau linéaire qui se suit depuis la région de Saint-Genoux au Nord jusqu'à la région d'Ahun au Sud, où il est parallèle à la faille du même nom.

Sur la feuille Dun-le-Palestel, grâce au jeu de ces failles, les granites de Saint-Sulpice-les-Feuilles et de Crozant sont en contact avec les gneiss de l'unité d'Eguzon. Au Sud, elles sont responsables du décalage de l'accident de la Marche et du massif leucogranitique au niveau de Saint-Léger-Brideix.

#### **Autres failles d'orientation NW-SE**

Abondantes dans la partie orientale de la carte, elles sont parfois jalonnées de filons de microgranite porphyrique à biotite ( $\mu\gamma$ ). Ces filons correspondent aux derniers événements magmatiques de la région. Ils sont postérieurs aux déformations ductiles de la ZCMC et consécutifs au raccourcissement NW-SE du Stéphalien.

#### **Failles d'orientation méridienne**

Cette direction de fracturation est la plus tardive dans l'histoire tectonique de la région. Très nombreux sur la feuille étudiée, ces accidents hachent les grandes structures. Les jeux et rejeux sur cette direction sont soit décrochants soit normaux (G. Lerouge *et al.*, 1985). Ces failles avec celles décrites plus haut, orientées NW-SE, ont guidé le réseau hydrographique.

#### **Plis**

Dans l'**unité de Fougères**, trois générations de plis ont été observées :

- les premiers plis, synschisteux, sont rares. L'orientation des axes de ces plis est sub-méridienne ;
- les plis de seconde génération, post-schisteux, sont également peu fréquents. Les axes sont orientés N 40° ; les plans axiaux sont droits ou déversés vers le Sud-Est ;
- la troisième génération de plis a des axes orientés N 80°. Ils sont très fréquents. Les plans axiaux de ces plis sont verticaux ou, parfois, fortement déversés vers le Sud.

Dans l'**unité d'Eguzon**, quatre générations de plis ont été identifiées :

- les plis les plus anciens sont rares ou difficiles à reconnaître. Il est cependant possible d'en observer dans les amphibolites du barrage d'Eguzon. Ce sont des plis synschisteux (première schistosité visible de l'unité d'Eguzon). La mesure des directions d'axe de pli indique une orientation Est-Ouest ;
- la deuxième génération correspond à des plis qui ont des axes orientés N 150°. Ce sont généralement des microplis synschisteux, à plan axial fortement déversé vers le Nord-Est, qui correspondent à la deuxième schistosité de l'unité d'Eguzon ;
- la troisième génération de plis est la plus importante et la plus visible dans l'unité d'Eguzon. Les plis, de dimension centimétrique à kilométrique, ont des axes orientés N 40°. Ce sont soit des plis très ouverts, à plan axial droit et axe horizontal, soit des plis très resserrés à plan axial fortement déversé vers le Nord-Ouest comme on peut l'observer au barrage

d'Eguzon. Les plis de petites dimensions (infra-métriques) sont associés à la troisième schistosité de l'unité d'Eguzon ;

– la dernière génération de plis est orientée N 80°. Elle correspond à des plis en chevrons, millimétriques à métriques, dont les plans axiaux sont droits ou légèrement déversés vers le Sud. La direction des axes de plis varie de  $\pm 20^\circ$  autour de N 80°. Ces plis sont parfois accompagnés d'une schistosité de fracture de plan axial (quatrième schistosité de l'unité d'Eguzon). Ces plis déforment les linéations N 50 et N 310°.

Dans l'unité de *Gargillesse*, ainsi que dans les unités migmatitiques, on peut retrouver les plis des trois dernières générations de l'unité de *Gargillesse* :

- les plis à axe orienté N 150° ;
- les plis à axe orienté N 40° ;
- les plis à axe orienté N 80°.

Ces plis présentent les mêmes caractéristiques que ceux décrits dans l'unité d'Eguzon. Les plis d'axe E-W, les plus anciens de l'unité d'Eguzon, n'ont pas été retrouvés dans les unités les plus hautes du bâti.

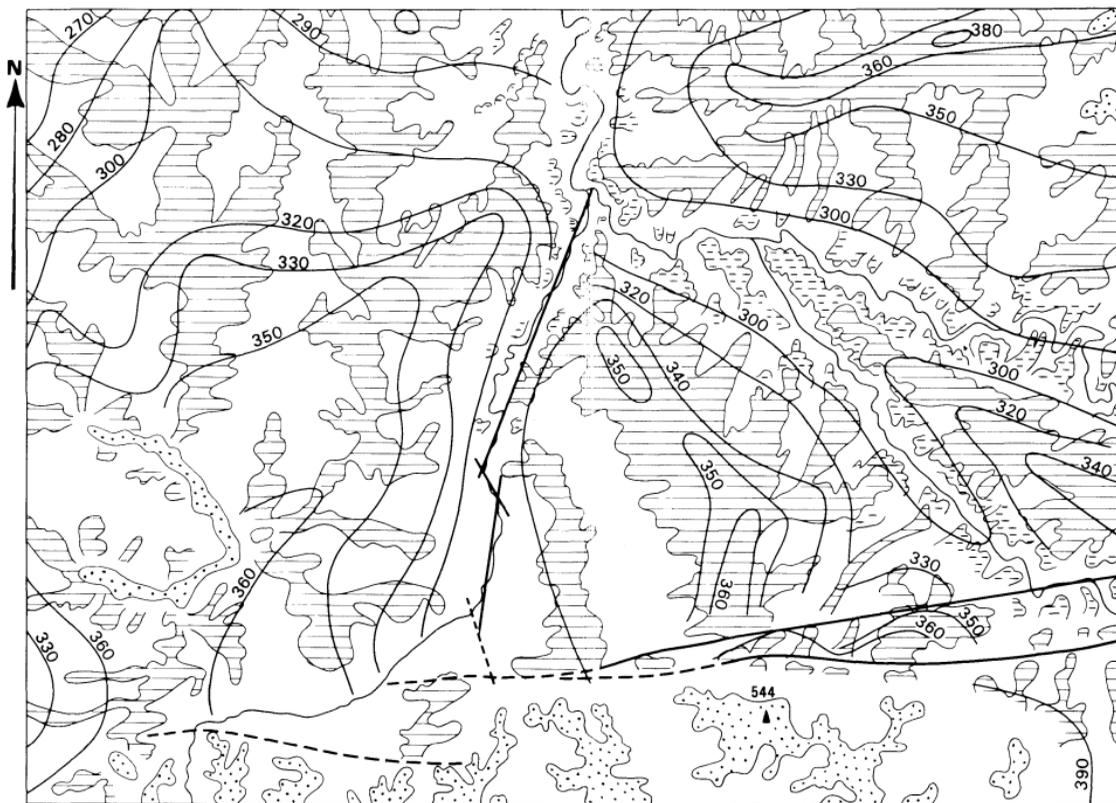
### Néotectonique

En dehors des versants correspondant au creusement des vallées actuelles, on rencontre sur la feuille Dun-le-Palestel (fig. 2) : des reliefs résiduels, une très vaste surface peu inclinée, le "glacis pliocène", et une terrasse rocheuse emboîtée dans le glacis pliocène, le long de la Petite Creuse, de la Grande Creuse et de la Sédelle.

Le glacis pliocène est faillé et déformé (anticlinal de Crozant). L'emboîtement de la terrasse rocheuse correspond très certainement à une reprise d'érosion, probablement vers la fin du Pliocène, consécutive à un soulèvement localisé de la région (fig. 3) ; l'encaissement actuel des vallées est à rapporter à l'abaissement du niveau des mers au Quaternaire, avec d'éventuels soulèvements locaux, difficiles à mettre en évidence actuellement. La figure 4 synthétise l'évolution hypothétique de la partie est de la feuille.

### Faïlle de la Sédelle

Le glacis de la Sédelle devait avoir une pente régulière Sud-Nord, il s'appuyait sur les reliefs méridionaux et pouvait s'étendre vers le NNW ; la confluence des deux systèmes Sédelle et Creuse se situant certainement plus au Nord, sur Argenton-sur-Creuse à 1/50 000. La faille de la Sédelle, presque méridienne, détermine un demi-fossé d'effondrement, peut-être même un fossé triangulaire (fig. 2), de profondeur modérée (20 m au maximum).



**Fig. 2**  
**Les surfaces sur la feuille**  
**Dun-le-Palestel**

-  Replats (terrasses) en bordure de quelques cours d'eau
-  Surface "pliocène"
-  Reliefs résiduels
-  Courbes de niveau de la surface pliocène
-  Failles hercyniennes à rejeu récent (plio-quaternaire)
-  Failles hercyniennes inactives au Plio-Quaternaire

0 5 km

## Failles méridionales de Boussac et de la Marche

Elles jalonnent le relief méridional, et dans les régions de La Celle-Dunoise et de Saint-Sulpice-le-Dunois, des rejeux récents fragmentent en gradins le glacis associé à la Grande Creuse, ainsi que la zone de raccord avec le glacis de la Sédelle.

## Anticlinal de Crozant

Le soulèvement de cette structure souple, postérieurement à l'établissement des glacis de la Sédelle et du système Petite Creuse/Grande Creuse entraîne d'une part une déformation de ce glacis, d'autre part son incision en gorge profonde entre Crozant et Eguzon (feuille Argenton-sur-Creuse, 1/50 000). Cette surrection s'est déroulée en deux étapes au moins. La première, au Pliocène, difficilement datable, a déterminé la formation d'une terrasse rocheuse emboîtée dans le glacis précédent (fig. 4, III) ; la dénivelée entre le glacis et la surface emboîtée atteint 80 m à Eguzon (feuille Argenton-sur-Creuse, 1/50 000), 60 m à Pilemongin (Nord de Crozant), 40 m à Crozant et au confluent des deux Creuse. Elle décroît rapidement sur la Sédelle, mais atteint encore 15 m à l'entrée de la Petite Creuse sur la feuille étudiée et 10 m à l'entrée de la Grande Creuse. Le thalweg actuel est très fortement entaillé, avec la même pente approximativement ; la dénivelée, par rapport à la surface pliocène, est de plus de 100 m, le long de la Creuse au bord nord de la feuille, et de 60 à 70 m à l'entrée des deux Creuse sur cette même feuille. Il est toutefois difficile de déterminer la part de la néotectonique de celle de l'abaissement du niveau des mers dans ce creusement.

## MÉTAMORPHISME

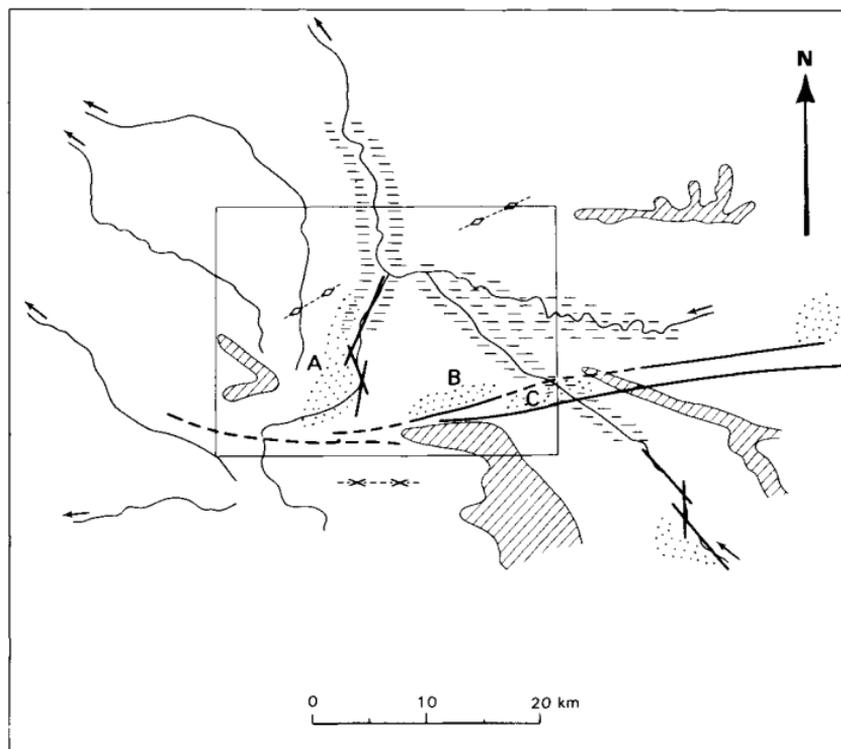
### Evolution tectonométamorphique

L'âge des événements majeurs (tectonique tangentielle, métamorphisme) anté-carbonifères, qui ont structuré le plateau d'Aigurande n'est établi qu'indirectement, par analogie avec le reste du domaine calédonovarisque européen et particulièrement avec le Limousin.

Les épisodes précoces de métamorphisme se traduisent par des reliques de haute pression (éclogites de l'unité d'Eguzon et faciès à sillimanite prismatique de l'unité de Dun - Gargillesse). Il est possible que cet épisode de haute pression soit contemporain d'un métamorphisme mésozonal qui aurait précédé l'anatexie dans l'unité des migmatites.

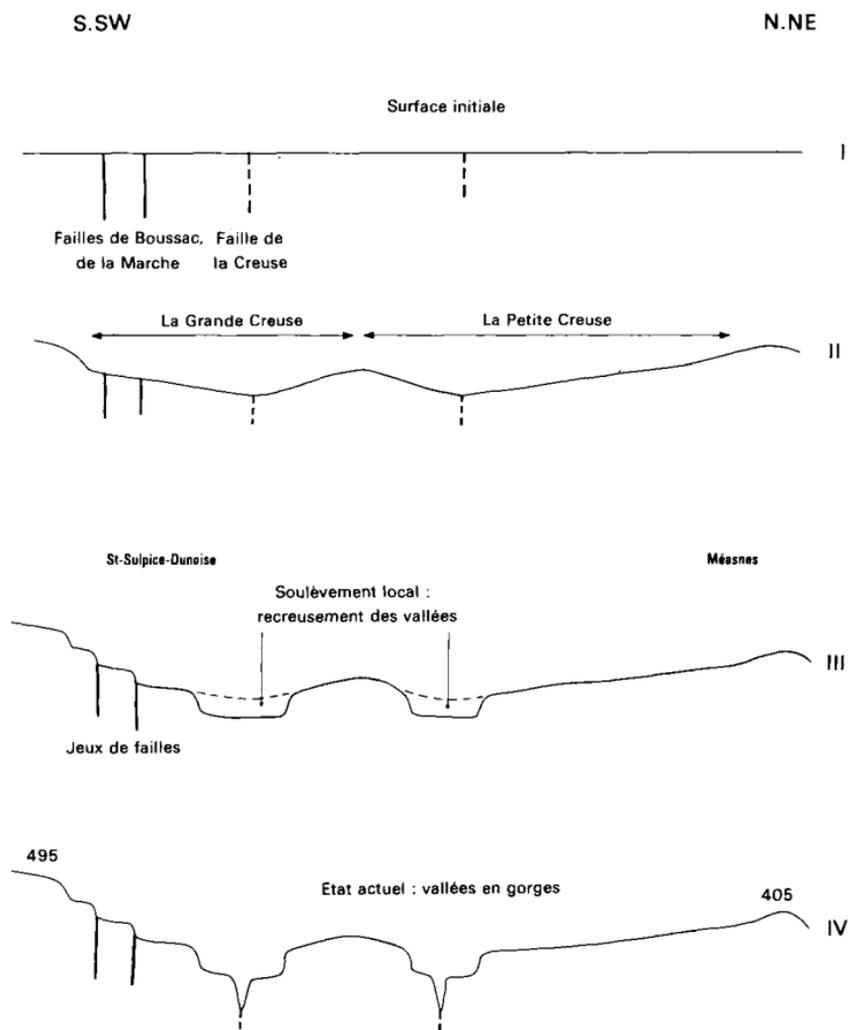
Ces épisodes pourraient être attribués, par analogie avec le Limousin, à l'Ordovicien ou au Silurien.

La phase majeure, de type barrowien, est essentiellement marquée par la sillimanite, le disthène n'apparaissant que sous forme de reliques. Elle est bien développée dans les unités d'Eguzon et de Dun - Gargillesse. Dans l'unité des migmatites ce métamorphisme est oblitéré par la mobilisation anatectique à feldspath potassique et cordiérite. Postérieurement, à la migmatisation, les déplacements tangentiels se sont effectués dans des conditions métamorphiques permettant la (re)cristallisation de la sillimanite et de la biotite. L'âge de ces événements est estimé Dévonien supérieur.



-  Surface pliocène (et entailles quaternaires)
  -  Reliefs résiduels
  -  Extension des replats emboîtés dans la surface pliocène
  -  Anticinal de Crozant
  -  Synclinal des étangs de Noh (feuille La Souterraine)
  -  Faille active au Plio-Quaternaire
  -  Demi-fossés d'effondrement
- A : de la Sédelle - B : de la Celle-Dunoise - C : de St-Sulpice-Dunoise  
on a esquissé les fossés des feuilles voisines Guéret (SE) et Aigurande (E)

**Fig. 3 - La feuille Dun-le-Palestel dans son contexte régional**



**Fig. 4 - Essai de reconstitution de l'histoire géomorphologique et néotectonique de la moitié Est de la feuille (St-Sulpice-Dunoise à Méasnes)**

I : Surface initiale (haute surface de 650 m de la Forêt de Chabrières, feuille Guéret?)  
II : Etablissement de deux systèmes de glacis, vallées en V très ouvertes; les drains sont localisés sur des zones sensibles (zones broyées, ou riches en diaclases orthogonales)  
III : Mouvements récents; rejeux de failles de Boussac et de la Marche (fracture du glaci), soulèvement général (encaissement de nouvelles vallées en V très ouverts, se raccordent à la surface précédente par un abrupt). IV : Etat actuel, enfoncement sur place en gorges profondes des cours d'eau à l'emplacement des drains des glacis anciens.

Les déformations et le métamorphisme (biotite-grenat) que l'on observe dans l'unité de Fougères - Culan sont à rattacher à l'histoire westphalienne du bâti (on n'y trouve que des reliques des métamorphismes antérieurs). Dans les unités les plus élevées, cette phase tectono-métamorphique se traduit par une légère rétro-morphose et le développement de linéations (N 130°) à la base de l'unité d'Eguzon. La mise en place des leucogranites est synchrone de ces événements.

Après le Westphalien, les séries du plateau d'Aigurande seront encore intrudées par des magmas acides (microgranites porphyroïdes, granites à biotite) dont la mise en place est en grande partie contrôlée par des failles. Le bombement antiforme du plateau d'Aigurande s'intercale entre les différents rejeux des failles.

### Schistosités

Dans l'unité des migmatites la schistosité est bien développée près de la faille de Gargillesse et du ruisseau de Gargillesse. Sur une largeur de plus de 500 m, la roche est schistosée, à pendage NE de 30° avec une linéation minérale orientée N 50°. Cette schistosité est à mettre en relation avec les déformations liées au chevauchement des migmatites.

- Dans les unités de Dun - Gargillesse et d'Eguzon, quatre schistosités ont été individualisées :

- la plus ancienne visible est une schistosité de flux, synmétamorphe, contemporaine du métamorphisme de degré moyen (faciès amphibolite). Elle est sub-horizontale ou peut présenter des dispersions dues aux plis postérieurs ;
- la deuxième schistosité est de plan axial associée aux plis de deuxième génération. Elle forme avec la première schistosité un angle faible ;
- la troisième schistosité est une schistosité de fracture. Elle est peu exprimée. Elle n'apparaît que dans les zones où la première schistosité est redressée. Elle forme avec celle-ci un angle de 20 à 45°. Elle est généralement faiblement pentée. Cette troisième schistosité est post-métamorphique. La muscovite tardive est le seul minéral qui a cristallisé sur ces surfaces ;
- la quatrième schistosité est également une schistosité de fracture. Elle est verticale et liée aux plis tardifs orientés N 80°. Généralement faiblement marquée, elle est exceptionnellement soulignée par des micas blancs néoformés.

- Dans l'unité de Fougères, il est possible d'observer deux schistosités. Ces structures planaires, synmétamorphes, sont essentiellement visibles dans les micaschistes de la base de l'unité. Elles peuvent correspondre à des plans C et S liés à la tectonique tangentielle synchrone de la mise en place des leucogranites. Dans les autres formations (leptynite de Messant, micaschistes graphiteux) un plan de foliation domine.

### Linéations

Deux directions principales de linéation minérale ont été observées sur la feuille Dun-le-Palestel.

*La linéation orientée N 50° - N 230°* est présente à la base de l'unité des migmatites, dans l'ensemble des unités de Dun - Gargillesse et d'Eguzon. Elle n'a pas été observée dans l'unité de Fougères et dans les leucogranites. C'est une linéation d'alignement minéral et d'étirement de minéraux (linéation de type "a") associée à des stries.

La linéation d'alignement minéral correspond au métamorphisme de degré moyen (faciès amphibolite). L'étirement des minéraux est marqué par des fuseaux de quartz et de feldspaths dont l'axe X de la déformation est 15 à 20 fois supérieur à Y et Z (Y et Z étant sensiblement égaux).

Les stries visibles sur les surfaces de schistosité montrent l'existence de glissements plan sur plan suivant la direction N 50° - N 230°.

Cette linéation est à mettre en relation avec le chevauchement des migmatites sur les unités de Gargillesse et d'Eguzon.

*La linéation orientée N 130° - N 310°* est présente à la base de l'unité d'Eguzon et, principalement dans l'unité de Fougères. Les stries ou les linéations d'alignement de minéraux sont moins marquées que la linéation N 50°. Elles sont même parfois difficiles à observer dans les mica-schistes de l'unité de Fougères. Dans l'unité d'Eguzon, la linéation d'alignement minéral est synchrone de la rétro-morphose. Elle réoriente les minéraux préexistants et elle est soulignée par la cristallisation de la deuxième génération de muscovite. Dans l'unité de Fougères, cette linéation synmétamorphe de type "a" est contemporaine du chevauchement de Chambon.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL

### HYDROGÉOLOGIE

Le territoire de cette feuille s'étend en partie dans la région méridionale du Berry d'une part, et la Marche septentrionale d'autre part. La limite naturelle est marquée par la dislocation de la Marche, sise entre le plateau d'Aigurande au Nord entaillé par les principales rivières Creuse, Petite Creuse et le massif de Guéret au Sud.

Cet accident induit une dénivellation dans la morphologie de 60 à 100 mètres d'Ouest en Est.

La hauteur des précipitations moyennes sur 15 ans (1964-1978) est de l'ordre de 900 mm par an (Atlas climatique du Limousin). Au plan géologique deux grands ensembles sont à distinguer :

- au Nord, le domaine du plateau d'Aigurande constitué de formations cristallophylliennes, magmatiques et superficielles au droit des inter-fluves ;
- au Sud, le domaine de la Marche - Guéret comportant leucogranites à deux micas et granites à biotite "type Guéret". Les roches cristallines et cristallophylliennes se présentent altérées sur une épaisseur très variable (2 à 10 mètres) au-dessus du rocher décomprimé.

Schématiquement deux comportements hydrauliques peuvent être distingués :

- un milieu capacitif, mais peu perméable : ce sont les altérites qui assurent le stockage de l'eau ;
- un milieu faiblement capacitif, mais perméable : ce sont les fractures ouvertes permettant la circulation de l'eau. En l'absence de ruptures de pente et de dénivellation importantes, les sources sont le plus souvent portées à émergence par des filons : microgranite, quartz, pegmatite. C'est la situation rencontrée le plus souvent.

En raison de la situation superficielle des "nappes", les sources sont nombreuses, généralement diffuses et de débit faible et fluctuant (0,5 à 2 l/s). Leurs qualités, notamment la régularité du débit et la sensibilité aux foyers de pollution, sont directement fonctions de l'épaisseur du manteau arénacé, et par conséquent peuvent varier d'une source à l'autre.

Jusqu'alors, c'est l'aquifère superficiel qui a été couramment sollicité (captage par drains), pour l'alimentation humaine et, plus exceptionnellement le milieu fissuré sous-jacent (captages par puits).

Pour répondre à des besoins importants, la solution privilégiée est l'utilisation des eaux superficielles stockées puis traitées (syndicat de Saint-Sébastien - Crozant utilisant deux pompages dans la Sedelle et l'Abloux).

Récemment une recherche d'eau en milieux fissurés du socle a été effectuée sur le territoire de la commune de Dun-le-Palestel. Cette étude menée par le Service géologique régional Limousin du BRGM a permis d'identifier une ressource, dont le débit d'exploitation est estimé à 20 m<sup>3</sup>/heure.

### *GÎTES MINÉRAUX*

(voir tableaux ci-après)

TABLEAU DES GITES MINERAUX

DUN-LE-PALESTEL 1/50 000 n° 0616	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Nom du gîte						
MAZOU - MOUNET	1.4001	Kao	Kaolinite Muscovite	Amas	Leucogranite	Ancienne exploitation en carrière à ciel ouvert, 100 × 50 × 10 m de profondeur 6 à 7 % de kaolin.
L'AUMONE	1.4002	F	Fluorine Oxyde de fer Argile	Filon : 350° Puissance : 0,100 à 0,15 m	Gneiss micaschisteux	Découvert par prospection alluvionnaire, ce filon affleure sous forme d'un chapeau de fer.
CHAMPOTRÉ	2.4001	F, Ba	Quartz Fluorine Barytine Pyrite Galène	Filon : 8° Puissance : 0,100 à 6 m	Leucogranite près du contact avec les micaschiste	2 puits (20 et 76 m). 410 m de galeries sur 200 m d'extension, défilage, laverie. Minéralisation lenticulaire. Production de 1957 à 1961 : 16 900 T de CaF <sub>2</sub> .
EGUZON - BOUSSET	2.4002	Gra	Graphite Pyrite Galène	Stratiforme	Micaschiste à amphibolite - Schiste	1 puits de 39 m, 207 m de galeries. En 1856, production de 20 523 kg de plombagine.
CROZANT 2	2.4003	Kao, Bé	Kaolinite Béryl Lépidolite Columbite Cassitérite Apatite Triplite Grenat Topaze	Filon	Granulite Pegmatite	Plusieurs filons ou lentilles, de puissance métrique, ont été mis à jour par une ancienne exploitation de kaolin.
LE BOUGAZEAU	2.4004	Ba	Barytine Pyrite Limonite	Filonnet	Leucogranite	Dans une carrière filonnet visible sur 20 m, puissant de quelques centimètres à 0,30 m. Test géophysique effectué par Dong-Trieu.
LA CHAUDRONNIÈRE	2.4005	F, Ba	Quartz Fluorine Barytine	Filonnet	Leucogranite	En bordure du lac. Visible lors des vidanges. Prospect marteau et tranchée en 1968.
VAUSSUJEAN	2.4006	F	Fluorine Pyrite	Filonnet	Leucogranite	Alignement d'anciennes tranchées sur un axe parallèle aux filonnets visibles dans une ancienne carrière.
BELLEVUE	2.4007	F	Fluorine	Volantes	leucogranite Aplite	Alignement de quartz à boxworks de fluorine sur lequel des sondages courts carottés, ont montré des remontées aplitiques avec quelques imprégnations de fluorine.

TABLEAU DES GITES MINERAUX (suite)

DUN-LE-PALESTEL 1/50 000 n° 0616	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Nom du gîte						
LA BROUSSE DE CROZANT	3.4001	Kao	Kaolinite Orthose Béryl Lépidolite Columbite Apatite Triplite Grenat	Filon N-S	Leucogranite, pegmatite, contact micaschiste	Amas lenticulaires de pegmatite kaolinisée. 150 m de tranchées profondes de 5 à 7 m - 6 à 7 kg de béryl au m <sup>2</sup> de filon. Production de quelques tonnes de kaolin.
MONT SARRASIN	3.4002	Q	Quartz Pechblende Pyrite Chalcocite Barytine Chalcopyrite Bornite Fluorine Kasolite Uranosphérite Uranotile Chalcolite Zeunérite Autunite Galène	Filon : 90° Pendage subvertical	Gneiss au contact du leucogranite	Il y a 2 gîtes, l'un superficiel, s'arrête à - 12 m, un autre est à - 30 m. Puits desservant 3 niveaux : - 12 m, - 30 m, - 40 m, dépilages. Teneur moyenne : 0,7%. Production de 1957 à 1961 : 8,5 T.
CROZANT	3.4003	Ba	Barytine	Filon : 70° Puissance : 1 à 10 cm	Leucogranite	Petit indice de barytine blanche, rose ou violacée.
LA CHARPAGNE	3.4004	F	Quartz Fluorine Barytine Pyromorphite Galène	Filon : 45° Puissance : 0,1 à 1,8 m	Gneiss avec lentilles d'amphibolite et filon de microgranite	Les travaux de 1975 : 1 puits 76 m. 3 niveaux : - 36, - 56, - 76, 400 m de galeries, ont défini un panneau minéralisé de 1 000 m. Minéralisation lenticulaire se fermant à - 70 m. Teneur CaF <sub>2</sub> : 50 à 60 %.
LA BETOULE	3.4005	Kao	Kaolin Cassitérite Quartz Mica Béryl	Amas	Leucogranite et pegmatite en dôme dans les micaschistes	Excavation de plus de 150 000 m <sup>3</sup> . Exploitation en 3 points à ciel ouvert. Petits puits et galeries. Cassitérite : 100 à 125 g/t, kaolin : 40 à 60 %.

TABLEAU DES GITES MINERAUX (suite)

DUN-LE-PALESTEL 1/50 000 n° 0616	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Nom du gîte						
LE TONKIN	3.4006	Kao	Kaolin Grenat Tourmaline Apatite Autunite Béryl	Amas	Leucogranite et pegmatite en dôme dans les micaschistes	Exploitation à ciel ouvert, noyée. Les sondages de 1962 montrent que la kaolinisation est superficielle (max. 25 m). La réserve maximale ne peut excéder 25 000 T.
SAINT-JALLET	3.4007	F	Quartz Fluorine	Filonnet	Leucogranite Aplite	On a observé sur le bord du lit mineur de la Creuse, pendant la vidange du barrage, des trainées et filonnets de fluorine. Des tranchées sur la berge n'ont rien recoupé. Prolongation possible de l'indice 2.4005.
CHANTEMILAN	3.4008	Ba, Pb	Barytine Galène Pyromorphite Fluorine Pyrite	Filon : 25° Puissance : 3 à 4 m	Gneiss à lentilles d'amphibolite et filon de microgranite	Petit puits de 3 m, courte galerie à flanc de coteau. Prospection BRGM en 1968.
LES SALESSES	3.4009	F, Ba, Pb	Fluorine Barytine Pyromorphite Galène Cérusite Pyrite Chalcopryrite	Filon : 35° Pendage : 70° Puissance : 1 à 20 cm	Gneiss à lentilles d'amphibolite et filon de microgranite	Prospection BRGM 1968 : marteau, alluvionnaire, éluvionnaire, géochimie, tranchées.
LAUZINE	3.4010	Ba, F	Barytine Fluorine Pyromorphite	Filon : 65° Pendage : 70° Puissance : 0,4 à 0,5 cm	Gneiss à lentilles d'amphibolite et filon de microgranite	Prospection BRGM 1968 : marteau, alluvionnaire, éluvionnaire, géochimie, tranchées.
LA CUILLERE	5.4001	U	Chalcoite Autunite Uranocircite Pechblende	Filon : N-S Puissance : 1 à 2 m	Gneiss, leucogranite	Géophysique, sondages, 1 puits, niveau à - 12 m. Teneur exploitée : 6 %, moyenne : 4 %. Production de 1961 et 1962 : 7,6 T.
BASSENEUILLE	5.4002	U	Autunite Marcasite Pyrite Pechblende Produits jaunes Coracite Melnicovite	Filon : N-S Pendage : 65° Puissance : 1 à 2 m	Leucogranite à tendance porphyrique	1 puits de 32 m. 3 niveaux : - 14, - 28, - 32 m. Teneur : plusieurs % en surface, 0,25 % à - 14 m, 0,15 % à - 28 m, traces à - 32 m. Production : 3,4 T.

TABLEAU DES GITES MINERAUX (suite)

DUN-LE-PALESTEL 1/50 000 n° 0616	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Nom du gîte						
LAFAT-VIELLE	5.4003	U	Chalcocite Autunite Uranocircite	Filon	Leucogranite	Puits de 41 m plus bure, niveau à - 35 m et - 7 cm. Teneur entre 1,65 et 2,2 %. Production en 1964- 65 : 15,6 T.
LE MARCHAT	5.4004	U	Oxyde d'uranium	Filon	Leucogranite	Indice faisant parti de l'alignement Lafat-Vielle, Basse-Neuville, petite production.
SAINTE-AIGNANT DE VERSILLAT	5.4005	Sn, Ti	Cassitérite Ilménorutile Rutile	Placer	Gneiss au contact du leucogranite	Flat de 2 à 300 m de large. Recouvrement moyen : 1 m. Puissance graviers : 1 m, longueur étudiée : 5 km. Teneur moyenne de traces à 70 g/m <sup>3</sup> , max. 220 g/m <sup>3</sup> . Réserves possibles : 10 à 30 T SnO <sub>2</sub> .
LE PRESSE	6.4001	U	Oxyde d'uranium	Disséminé	Leucogranite	Minéralisation superficielle, les travaux n'ont pas mis en évidence de structures nettes.
NAILLAT	7.4001	U	Pechblende Uranotile Autunite Chalcocite Zéunérite Renardite Uranosphérite Pyrite Limonite Vanadate d'u	Filon	Gneiss à 2 micas	Recherche par géophysique, sondages et travaux miniers.
LES VALETTES	7.4002	U	Pechblende	Filonnets	Gneiss mylonitisé	Les fouilles profondes ont mises à jours des filonnets diffus, discontinus.
SEIGUES	7.4003	U	Pechblende Gummite Uranocircite Uranotile Autunite Oxyde noir Pyrite Limonite	Filon	Gneiss mylonitisé	Radiométrie, tranchées 6 m de profondeur. Sondages percutants. Lentille minéralisée de 8 à 10 m de long; disparaissant à 4 m de profondeur.
MONTPION LES TERMES	8.4001	U, F	Oxydés d'uranium Fluorine	Filon	Contact gneiss/ leucogranite	Minéralisation liée à l'antozonite dans une importante zone broyée
LA CELLE DUNOISE	8.4002	AU, As	Quartz Mispickel Pyrrhotite Galène	Disséminé	Gneiss	Galerie à flanc de coteau : 55 m, recoupe 3 m. Teneur 5 à 25 g/T sur 25 mètres, puis disparition progressive.

TABLEAU DES GITES MINERAUX (suite)

DUN-LE-PALESTEL 1/50 000 n° 0616	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Nom du gîte						
LA BETOULE	8.4003	U, F	Fluorine Oxydés d'uranium	Filon	Granite et lamprophyre	Les tranchées ont mis à jour 2 types de minéralisation : 1. Associé à l'antozonite dans une zone broyée 2. En liaison avec des filons de lamprophyre
PUYREDEUIL	8.4004	U, F	Phosphates et oxydés d'uranium Fluorine	Filon 45°	Leucogranite	Vers 20 m de profondeur les sondages ont montré des oxydes noirs et de l'antozonite.
PUY JEAN	8.4005	U	Pechblende Pyrite Gummite Autunite Phosphuranyle Limonite Galène Zeunerite	Filon 45°	Leucogranite	Travaux de recherche, minéralisation liée à un important accident tectonique.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE  
ANNEXE 1 - ANALYSES CHIMIQUES  
UNITÉ D'EGUZON

	Gneiss gris amphibolitique		Gneiss amygd.		Leptynite
	5579*	5578*	5594*	5605*	SA 8
SiO <sub>2</sub>	56,40	48,50	67,60	72,80	78,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,75	14,15	15,15	13,85	12,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,65	3,70	1,60	1,30	0,75
FeO	2,40	7,50	2,20	0,75	0,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T					
FeOT					
MgO	2,50	8,05	2,55	1,20	0,20
MnO	0,25	0,15	0,05	0,05	0,02
K <sub>2</sub> O	3,80	0,45	4,40	4,25	8,35
Na <sub>2</sub> O	1,70	3,10	3,10	3,10	2,95
CaO	1,00	10,85	1,70	0,80	0,42
TiO <sub>2</sub>	1,10	2,10	0,75	0,40	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,05	0,10	0,10	0,21
Ni	ND	ND	ND	ND	ND
Cr	ND	ND	ND	ND	ND
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,80	0,95	0,90	1,00	ND
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05	0,10	0,05	0,10	ND
CO <sub>2</sub>	ND	ND	ND	ND	ND
P.F.					
TOTAL	99,55	99,65	100,15	99,70	99,67

UNITÉ DE FOUGÈRES

	Micaschistes			Leptynite
	RK 9*	RI 70*	RI 2*	
SiO <sub>2</sub>	61,00	61,50	60,30	81,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,60	20,00	21,40	9,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	3,30	2,15	1,45
FeO	4,90	3,05	4,30	0,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T				
FeOT				
MgO	1,70	1,50	1,60	0,85
MnO	0,69	0,44	0,27	0,03
K <sub>2</sub> O	5,05	5,10	4,60	4,10
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,45	0,90	0,30
CaO	0,35	0,25	0,30	0,25
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,82	0,75	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,09	0,07	0,11
Ni	ND	ND	ND	
Cr	ND	ND	ND	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,60	3,00	2,95	1,45
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,30	0,10	0,15
CO <sub>2</sub>	ND	ND	ND	
P.F.				
TOTAL	100,21	99,80	99,69	99,90

\* Pour l'unité des migmatites voir la notice Argenton-sur-Creuse (1/50 0000)

ANNEXE 2 - ANALYSES CHIMIQUES  
UNITÉ DE DUN-LE-PALESTEL - GARGILLESSE

	Leptynites des associations acide-basique											Leptynite de Nouzerolles				Amphibolites des associations acide-basiques			Ultrabasite des Coutures			Gneiss biotitiques					
	SD 32	SD 84	SD 98	SE 32	SE 44A	SF 30	SF 33	SG 94	SH 33	SH 76	SH 87	SA 44B	SA 50A	SA 50B	SE 55	SD 60	5600*	5604*	YKI	5603*	5583*	SD 62A	SA 87D	SD 62D	5587*	5591*	
SiO <sub>2</sub>	75,50	77,18	74,83	81,57	78,07	74,71	77,12	77,50	78,00	77,60	79,90	75,23	74,98	74,55	73,90	50,84	47,00	47,00	41,90	42,70	40,00	69,96	63,22	73,22	73,00	61,70	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,80	12,20	12,15	9,85	11,38	13,18	12,00	12,15	12,30	12,80	12,70	11,91	12,34	12,47	12,60	15,17	15,55	18,30	6,24	11,95	8,25	14,69	17,03	13,10	12,70	18,75	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,75	0,33	0,71	0,79	1,18	1,08	0,51	0,75	0,10	1,00	0,70	0,49	1,27	0,88	1,10	5,24	9,90	4,00	4,03	4,75	7,05	3,42	5,81	2,67	1,40	2,05	
FeO	1,30	0,72	2,58	0,76	0,32	0,54	0,79	0,22	1,20	0,22	0,36	0,68	1,29	1,58	1,65	5,03	5,35	8,45	9,61	8,60	7,75	ND	ND	ND	2,50	3,85	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T																											
FeOT																											
MgO	0,20	0,97	1,35	0,49	0,10	0,48	0,10	0,20	0,20	0,20	0,20	0,23	0,24	0,35	0,20	6,88	7,00	7,00	27,45	19,50	26,60	1,72	2,96	1,96	1,85	3,40	
MnO	0,06	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,15	0,15	0,20	0,15	0,20	0,20	0,02	0,06	0,04	0,10	0,05	
K <sub>2</sub> O	1,40	4,08	2,09	2,38	2,86	0,85	3,79	4,15	1,65	3,15	0,16	4,41	3,11	4,45	4,45	0,28	1,15	1,25	0,11	0,20	0,00	3,85	3,89	2,31	2,30	2,70	
Na <sub>2</sub> O	5,05	2,14	2,95	2,80	4,02	6,16	3,47	4,05	4,45	4,15	5,90	3,70	3,95	3,39	3,05	4,16	3,40	2,45	0,45	0,95	0,00	2,56	2,73	3,30	2,70	3,60	
CaO	0,77	1,13	1,15	0,46	0,29	0,78	0,54	0,22	0,88	0,62	0,35	1,59	0,98	1,03	0,83	9,19	11,55	9,00	6,02	7,40	4,80	0,85	0,80	1,09	1,00	1,20	
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,07	0,53	0,18	0,14	0,31	0,13	0,12	0,08	0,15	0,18	0,07	0,36	0,36	0,37	1,32	0,90	0,95	0,82	0,75	1,00	0,33	0,74	0,16	0,95	0,45	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,02	1,27	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,02	0,07	0,06	0,10	0,13	0,10	0,10	0,00	TR	TR	0,02	0,29	TR	0,10	0,10	
Ni	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	(46)	(12)	ND	ND	
Cr	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	(82)	(17)	ND	ND	
H <sub>2</sub> O+	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	2,05	1,45	3,00	3,35	3,80	ND	ND	ND	ND	1,25	2,20	
H <sub>2</sub> O-	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	0,05	0,20	0,19	0,20	0,40	ND	ND	ND	ND	0,05	0,15	
CO <sub>2</sub>	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
P.F.	0,80	1,35	1,27	0,98	0,85	1,20	0,85	0,51	0,75	0,76	0,41	1,69	1,03	0,63	0,98	0,73						2,68	2,04	1,26			
U	(3,72)	(2,97)	(3)	(6,07)	(3,27)	(7)	(4,96)	(3,31)	(4,63)	(4,9)	(3,55)	(5,89)	(6,04)	(7,9)	(5,95)	(0,01)						(2,74)	(3,02)	(4,27)			
TH	(8,22)	(10,9)	(7,57)	(14,73)	(8,06)	(18,03)	(17,87)	(16,06)	(10,71)	(14,67)	(3,75)	(13,77)	(11,89)	(19,24)	(16,67)	(0,01)						(8,67)	(9,93)	(10,74)			
TOTAL	99,86	100,23	100,92	100,31	99,27	99,05	99,35	99,94	99,68	100,72	100,93	100,04	99,64	99,77	99,25	99,12	100,15	100,35	99,97	100,55	99,85	100,10	99,57	99,71	99,90	100,20	

ANNEXE 3 - ANALYSES CHIMIQUES  
LEUCOGRANITES

	CROZANT				ORSENNES	MEASNES		MARCHE CENTRALE			
	RI 71	RCR 2	RK 2	RI 73	ROR 4	MEA 4	MEA 1	H 32	H 15	H 23	HB 5
SiO <sub>2</sub>	71,61	73,30	73,28	75,06		69,70	73,40	70,80	71,60	73,70	74,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,55	15,10	15,40	14,55	74,10	16,00	14,60	14,85	15,00	14,35	14,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	1,50	2,20	0,57	14,20	1,80	1,20	2,11	1,43	1,08	1,03
MnO	0,05	0,02	0,05	0,03	1,30	0,02	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03
MgO	0,44	0,30	0,30	0,06	0,02	0,87	0,21	0,63	0,44	0,00	0,00
CaO	0,76	0,40	1,06	0,46	0,22	1,70	0,37	0,83	0,64	0,44	0,59
Na <sub>2</sub> O	2,92	3,10	3,51	4,50	0,40	4,80	3,50	3,44	3,70	3,58	3,65
K <sub>2</sub> O	5,01	5,35	3,18	3,71	3,40	3,35	4,55	5,01	5,18	4,51	3,90
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,30	0,30	0,10	4,55	0,40	0,00	0,35	0,10	0,10	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,00	0,21	0,25	0,00						
P.F.	1,05	1,14	1,21	0,91		0,52	1,40	1,68	1,22	1,74	1,21
					1,17						

MARCHE CENTRALE - GRANITES ORTHOGNEISSIFIÉS

	DUN 8	DUN 5	DUN 3	DUN 4	DUN 1	DUN 2	DUN 1	DUN 2
SiO <sub>2</sub>	74,37	74,71	74,05	74,49	68,73	73,22	73,25	74,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,34	13,8	14,39	14,02	17,11	15,44	14,62	14,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	1,23	1,17	0,98	1,13	1,26	1,2	1,14
MnO	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03
MgO	0,16	0,13	0,13	Traces	0,26	0,13	Traces	0,03
CaO	0,11	0,27	0,3	0,14	0,28	0,2	0,13	0,27
Na <sub>2</sub> O	2,99	3,54	3,42	3,57	3,06	3,7	3,36	3,4
K <sub>2</sub> O	4,71	4,66	4,54	4,43	6,93	5,02	4,75	4,61
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,18	0,16	0,14	0,17	0,19	0,17	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3	0,11	0,09	0,1	0,34	0,28	0,27	0,25
P.F.	1,57	0,98	1,37	1,26	1,72	0,89	1,44	0,97
TOTAL	99,93	99,64	99,64	99,15	99,76	100,37	99,22	100,16

FILONS

	μγ
SiO <sub>2</sub>	72,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68
FeO	0,68
CaO	0,50
MgO	0,34
Na <sub>2</sub> O	2,27
K <sub>2</sub> O	5,57
MnO	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22
P.F.	2,38

BIBLIOGRAPHIE

ARNOLD M., KURTBAS K. et RANCHIN G. (1968) - Différenciation pétrographique et géochimique de la partie ouest du massif de Guéret. *Sci. de la Terre*, Nancy, XIII, n° 4, p. 352-358.

AUBERT G. (1960) - Prospection alluvionnaire du Plateau d'Aigurande. Rapport BRGM R 4034.

AUBERT G. (1968) - Contribution à l'étude des granites à albite et micas blancs, riches en F, Li, Sn, Be, Nb, Ta etc. Les gisements de Montebras et d'Echassières. Report of the XXIII session Int. géol. Congress, vol. 7, Prague, p. 215-232.

AUBERT G. (1969) - Les coupoles granitiques de Montebras et d'Echassières (Massif Central français) et la genèse de leurs minéralisations en Sn, Li, Ti et Be. *Mémoire BRGM*, n° 46, 349 p.

AUBERT G., ROUYEYROL P. (1957) - Projet de prospection du plateau d'Aigurande, Rapport BRGM A 1100.

AUBERT G., PIERROT R. (1959) - Sur un gisement de pegmatite à Li, Mn, Nb, Ta, Sn et Be dans la région de Crozant. *Bull. Soc. Fr., Miner. Crist.*, n° 400.

AUTRAN A., GUILLOT P.-L. (1974) - L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque : Relations entre les cycles calédoniens et varisques. In: "La chaîne varisque de l'Europe occidentale", Coll. Intern. CNRS, Rennes, p. 211-226.

BERTHIER F., DUTHOU J.-L., ROQUES M. (1979) - Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif Central). Age fini-dévonien de mise en place de l'un de ses faciès types. *Bull. BRGM*, 1, 2, p. 59-72.

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.

BOISSAVY-VINEAU M. (1979) - Processus géochimiques de concentrations liés à l'évolution de magmas granitiques. Applications aux filons à Sn, W du Massif central et du Nord Portugal. Thèse 3ème cycle, Paris VI. 220 p.

BORNUAT M. (1969) - Etude géologique et métallogénique de la région de Montmarçon. Division du Massif central. D.L. Clermont-Ferrand, n° 217, DRMM, BRGM.

BOUGNIERES L. (1951) - Les granites de l'extrémité orientale de la chaîne de la Marche dans la Creuse et l'Allier. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, 17.

BOULOTON J. (1974) - Etude géologique de la région d'Aigurande (NW du Massif central français). Lithostratigraphie, structure et pétrographie de la série métamorphique. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 166 p.

BOUVIER P. (1983) - Les intrusions dioritiques de la Marche (NW du Massif central français). DEA, Univ. Paris Sud, Orsay. 51 p.

BOUVIER P. (1984) - Le magmatisme basique de la Marche (NW du Massif central français). Xème Réun. Ann. Sci. Terre, Bordeaux.

BOUVIER P. (1985) - Les gabbro-diorites du domaine de Boussac. Pétrographie, minéralogie, géochimie. Relations avec le magmatisme acide du domaine de la Marche-Guéret. Thèse 3ème cycle, Orsay. 268 p.

BOUVIER P., QUENARDEL J.-M. (1983) - Evolution magmatique de la bordure nord du Massif central français. Rapport préliminaire CEA, 23 p.

BOUVIER P., QUENARDEL J.-M. (1984) - Principales caractéristiques des intrusions dévono-carbonifères du Massif central nord occidental (France). 109ème Congr. Soc. Savantes, Dijon, Sciences, 1, p. 227-237.

BOUVIER P., QUENARDEL J.-M., LANGANEY C. (1984) - Evolution magmatique de la bordure Nord-Ouest du Massif central français. Rapport CEA, 106 p.

BOUVIER P., SCHMITT P., QUENARDEL J.-M., LEROUGE G. (1985) - Nature et évolution du magmatisme calédonono-varisque de part et d'autre du seuil du Poitou. Rapp. inéd. CEA, 289 p.

BRGM (1980) - Atlas des ressources du sous-sol de Creuse, possibilités d'utilisations industrielles.

BRGM - Rapports annuels de l'inventaire du territoire métropolitain, années 1982 à 1985.

BROWN M. (1973) - The definition of metatexis, diatexis and migmatites. *proc. Geol. Ass.*, 84, 4, p. 373-383.

CABANIS B., GUILLOT P.-L., SANTALLIER D., JAFFREZIC H., MEYER G., TREUIL M. (1983) - Apports des éléments traces à l'étude géochimique des metabasites du Bas-Limousin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXV, n° 4, p. 563-574.

CARROUE J.-P. (1961) - Le kaolin du Tonkin. Rapport DL. Clermont n° 77, annexé au rapport R 4036.

CARROUE J.-P. (1975) - Fluorine de Charpagne à Fresseline, synthèse des connaissances au 15.03.1975. Rapport DL Clermont n° 245.

CHARRIN V. (1959) - Les ressources du Berry, de la Touraine et d'une partie de l'Orléanais. *Le Génie Civil*.

CHARRIN V. (1961) - Les ressources métropolitaines en spath, fluor et barytine. *Le Génie Civil*.

CHENEVOY M. (1958) - Sur l'importance et les caractères du paléovolcanisme 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, anciens tufs ou laves de chimisme rhyodacitique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 266, p. 1921-1923.

CHENEVOY M. (1968) - Les gneiss amygdalaires du Massif Central français. *Rev. Géogr. phys. géol. dyn.*, (2), X, p. 177-195.

CHERMETTE A. (1960) - Le spath - fluor français. Mines et Métallurgie.

CIRODDE J.-L., LUSTIG C. (1981) - Etude géologique et structurale de la région de Cluis et arguments 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). *Rap. de DEA, Orsay, inéd.*, 47 + 47 p. + 1 carte h.t.

COGNÉ J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. *Mém. Serv. Carte géol.* Paris, Imprimerie Nationale, 373 p.

COGNÉ J. (1974) - Le massif armoricain. In : *Géologie de la France*, T. 1, Doin Ed., Paris, p. 105-161.

COGNÉ J. (1976) - La chaîne hercynienne ouest européenne correspond-elle à un orogène par collision. Propositions pour une interprétation géodynamique globale. In : "Ecologie et géologie de l'Himalaya", Coll. Intern. CNRS, 268.

COURTY G. (1952) - Observations tectoniques sur la partie nord du Plateau d'Aigurande (Indre). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 14, 312.

DABROWSKI H. (1952) - Etude géologique de la Marche au Sud de Montluçon. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*. n° 17.

DAMIANI, TRAUTMAN F. (1968) - Les dépôts de kaolins français. 13ème Cong. intern. de géol., vol. 15, p. 141-178.

De la ROCHE H. (1962-1963) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre*, Nancy, IX, n° 3, p. 293-337.

De la ROCHE H. (1965) - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre*, Nancy, XVII, 1-2, p. 31-46.

De la ROCHE H. (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), p. 3115-3118.

De la ROCHE H. (1979) - Quelques cas d'interaction et d'échanges entre formations acides et formations basiques dans les zones profondes. *Sciences géologiques*, Mém. 13, 53, p. 149-159.

De la ROCHE H., AUTRAN A., CHANTRAINE J., MOINE B. (1974) - Etudes géochimiques associées à la cartographie géologique : essai de reconstitution des séries anté-métamorphiques dans le domaine des feuilles au 1/50 000 Bourgneuf et Ambazac (Massif central français). *Bull. BRGM* (II), IV, 2, p. 109-124.

De la ROCHE H., LETERRIER J. (1973) - Transposition du tétraèdre de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), p. 3115-3118.

De la ROCHE H., LETERRIER J., STUSSI J.-M. (1973) - Développement du traitement des données chimiques. Diagrammatique des faciès minéraux. Application. Rapport CRPG, inédit.

De la ROCHE H., ROCCI G. et JUTEAU Th. (1974) - Essai de caractérisation chimique des associations spilitiques. Spilitites and spilitic rocks, Amstutz ed., p. 39-58.

De la ROCHE H., STUSSI J.-M. (1982) - A contribution to the development of regional geochemical mapping based on the example of the french variscan granitoids. Final report. Rapport CRGPG, 1 p.

De la ROCHE H., STUSSI J.-M., CHAURIS L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et corrélations géochimiques appuyées sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sci. de la Terre*, Nancy, XXIV, 121 p.

DELHAYE A., LACHAIZE M., SANTOIRE J.-P. (1978) - La sismicité 1977 de la bordure nord du Massif central et ses implications tectoniques. 6ème réunion ann. *Sci. de la Terre*, Orsay, 140.

DELORME J., EMBERGER A. (1949) - La série cristallophylliennes renversée du Plateau d'Aigurande. *Rev. Sci., nat. Auvergne*, 15, p. 45-82.

DERRE C., ROGER G., BOISSAVY-VINEAU M., TREUIL M., JAFFREZIC H., KOSAKEVITCH A. (1980) - Processus géochimiques de concentration liés à l'évolution des magmas granitiques. Application aux filons à étain et tungstène du Massif central et du Portugal Nord. Rapport ATP CNRS, n° 2838. 2 volumes, 129 p. et 254 p.

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, 294 p. *Ann. Scient. Univ. Clermont, Géologie, minéralogie*, 63.

DUTHOU J.-L. (1978) - Les granitoïdes du Haut-Limousin (Massif central français). Chronologie Rb-Sr de leur mise en place, le thermo-métamorphisme carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XX, 3, p. 229-235.

DUTHOU J.-L. (1984) - Age dévonien supérieur (Rb/Sr) des gneiss à cordiérite de la carrière du Puy du Roi à Aubusson (Creuse) - Conséquences. Xème Réunion. Ann. Sci. Terre. Bordeaux, 204 p.

FAURE J. (1963) - Etude pétrographique de l'extrémité nord-ouest du granite de Guéret et de ses enclaves. DES Clermont-Ferrand, 56 p.

FLOCH J.-P., QUENARDEL J.-M, ROLIN P., SANTALLIER D. (1983) - Une géotraverse dans le Massif Central (France) : 1ère partie : les unités lithostratigraphiques. In : "L'orogène calédonien, PICG 27 : Le Maroc et l'orogénie paléozoïque", Symp. Rabat, 25-28 Août, sous presse.

FLOCH J.-P., SANTALLIER D., HENRY B. (1984) - La série limousine : réflexion axée sur une synthèse géologique régionale et son utilisation pour la prospection de l'or. *Chron. rech. min.*, 474 (sous presse).

FREYTET P., LEROUGE G., QUENARDEL J.-M, BODANOFF S., BOUVIER P., COHEN-JULIEN M., LEMAIRE D., ROLIN P., SCHMITT P. (1985) - Esquisse néotectonique des pays marchois et bourbonnais (Nord du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 301, p. 1163-1168.

GAUTHIER J.-C. (1973) - Evolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche Orientale. Part 1. *Sci. de la Terre*, Nancy, XVIII, n° 4, p. 328-351.

GAUTHIER J.-C. (1974) - Evolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche Orientale. Part 2. *Sci. de la Terre*, Nancy, XIX, n° 2, p. 122-151.

GROLIER J. (1955) - Etude géologique de l'extrémité occidentale du plateau de Guéret et de la chaîne de la Marche. DGP Clermont-Ferrand.

GROLIER J. (1971) - La tectonique du socle du Massif Central. In : "Symposium Jean Jung", Plein Air service ed., Clermont-Ferrand, p. 215-168.

ISNARD P. (1970) - Analyse statistique multivariable des données géochimiques par traitement automatique. Application au massif granitique de la Marche orientale. *Sci. de la Terre*, Nancy, T. XV, n° 2, p. 103-143.

ISNARD P., de la ROCHE H. (1968) - De la composition chimique à la composition minéralogique des granites à deux micas. Traitement par le calcul automatique dans les études en grande série. Application au massif de la Marche orientale. *Sci. Terre*, Nancy, XIII, n° 1, p. 79-97, 3 fig., 5 tabl.

KURTBAS K., MARQUAIRE C., RANCHIN G. (1969) - Différenciations pétrographiques et géochimiques dans le massif granitique du Guéret et les massifs annexes de la Marche occidentale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris (D), 268, p. 2396-2398.

LAMEYRE J. (1953) - Relations possibles entre séries renversées et granites dans l'Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci., Paris, (D)*, 256, p. 450-452.

LAMEYRE J. (1966) - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Annales scientifiques de l'Université de Clermont*. 264 p.

LASNIER B. (1965) - Etude pétrographique de la région d'Eguzon (Indre). Coupe du versant nord de l'anticlinal du plateau d'Aigurande à zonéographie inversée. *DES, Poitiers*, 105 p.

LAUNAY L. de (1901-1902) - Carte géologique au 1/1 000 000. Révision du Plateau Central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 13, 91, p. 569-571.

LEAKE B.E. (1978) - Nomenclature of Amphiboles. *Canad. Mineralogist*, 16, part 4.

LE CRAIGNEC R. *et al.* (1964) - Gisements et indices uranifères dans la Basse-Marche, dans les gisements uranifères français. T. 3, vol. 1.

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, plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif central français). *DEA, Orsay*, inéd. 45 p.

LEROUGE G. (1984) - Contribution à l'étude de la fracturation du NW du Massif central et du Sud du Bassin de Paris (France). Thèse 3ème cycle, Orléans, 2 vol., 394 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-quadernaire. *C.R. Acad., Sci, Paris, II*, 301, p. 621-626.

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, PICG 27 : Le Maroc et l'orogénie paléozoïque". *Symp. Rabat*, 25-28 août, sous presse.

LETERRIER J. (1972) - Caractéristiques générales des phénomènes de différenciation dans les roches volcaniques basiques. *Rapport CRPG inédit*.

LETERRIER J., DEBON F. (1978) - Caractères chimiques comparés des roches granitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XX, 1, p. 3-10.

MARCKMANN L. (1984) - Etude de la déformation ductile dans la région de la Marche-Combrailles (Nord-Ouest du Massif central français). Variations géochimiques au cours de la déformation. *DEA, univ. Paris Sud, Orsay*, 70 p.

MELOUX J. - Carte des gîtes minéraux de la France, 1/500 000. Feuille Lyon.

MENHERT K.R. (1974) - The definition of metatexis, diatexis and migmatites. *Proc. geol. ass.*, 85, 1, p. 113-114.

ORSINI J.-B. (1979) - Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes post-viséen moyen de la chaîne varisque française. *C.R. Acad. Sci.*, Paris (D), 298, p. 981-984.

ORSINI J.-B. (1979) - Existence d'une zonation spatiale de la chaîne varisque française aux temps carbonifères à l'aide de marqueurs plutoniques. Implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris (D), 298, p. 1109-1112.

PARANT J. (1954) - Les amphibolites migmatitiques de la bordure Sud de l'anticlinal du plateau d'Aigurande. DGP. Clermont-Ferrand. 43 p.

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 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 227 p.

PETITPIERRE E., DUTHOU J.-L. (1980) - Age 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.

QUENARDEL J.-M. (en collab. avec J.-L. CIRODDE, G. LEROUGE, C. LUSTIG, P. ROLIN, P. SCHMITT) 1982 - "Le socle du Bassin de Paris dans la vallée de la Creuse, Nord-Ouest du Massif central français" d'après : Etude stratigraphique structurale et paléogéographique de quelques formations paléozoïques à cénozoïques du Berry (S. Debrand-Passard et al.). *Bull. d'information des géologues du B.P.*, 19, 3.

QUENARDEL J.-M., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P., BOUVIER P. (1984) - Grands traits géologiques du Massif central nord-occidental (France). 109ème 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 : "Variscan tectonics in the North Atlantic region", DHW Hutton et D.J. Sanderson ed., *Geol. Soc. of London, spec. publ.*, n° 14, p. 63-70.

QUENARDEL J.-M., ROLIN P., LEROUGE G. (1984) - Failles et décrochements carbonifères dans le Massif central nord occidental (France). 109ème Congr. Soc. Savantes, Sciences, 1, p. 215-225.

QUENARDEL J.-M. (et coll.), 1984 - Livret-guide de l'excursion annuelle de granitologues. Nord-Ouest du Massif central (France), 24-29 septembre 1984.

RAGUIN E. (1928) - Contribution à l'étude de la tectonique dans la région ouest du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 30, p. 419.

RANGIN G. (1971) - La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin. Rapport CEA R 4034. 394 p. *Mém. Sci. de la Terre*, Nancy, n° 30, 216 p.

REVE J.-M., BEGASSAT P. (1981) - Aménagement de la Creuse : le barrage de l'Age. Rapport de Certificat de géologie structurale et appliquée. Univ. Paris Sud, Orsay, 111 p.

ROLIN P. (1981) - Géologie et structure du Plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon (NW du Massif central français). Thèse 3ème cycle, Orsay, 210 p.

ROLIN P., DUTHOU J.-L., QUENARDEL J.-M. (1982) - Datation Rb/Sr des leucogranites de Crosant 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. (1980) - Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallophyllienne du Plateau d'Aigurande (NW 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. 463-465.

SANTALLIER D. (1975) - Les intercalaires basiques dans le gneiss de la partie nord de la feuille de Tulle au 1/50 000. *Bull. BRGM* (I), 4, p. 221-233.

SANTALLIER D. (1976) - Quelques minéraux des écolgites et amphibolites dérivées en Bas-Limousin. Etude chimique préliminaire. *Bull. BRGM* (I), 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., FLOC'H J.-P. (1978) - Les roches métamorphiques basiques et ultrabasiques de la feuille Thiviers à 1/50 000. *Bull. BRGM*, (II), 1, 2, p. 125-147.

SANTALLIER D., ROLIN P., QUENARDEL J.-M., GUILLOT P.-L., FLOC'H J.-P. (1983) - Une géotraverse dans le Massif central occidental (France) : 2ème partie : Evolution tectonométamorphique et implications géodynamiques. In : "L'orogénese calédonien, PICG 27, Le Maroc et l'orogénie paléozoïque". Symposium de Rabat, 25-28 août, sous presse.

SCHMITT P. (1982) - Etude géologique de la coupe de la Grande Creuse. Plateau d'Aigurande. Rapport DEA, Orsay, inédit, 51 p.

SCHMITT P., QUENARDEL J.-M., BOUVIER P. (1984) - Rapport préliminaire sur les séries orthodérivées du Plateau d'Aigurande. Rapport CEA, 36 p.

SCHMITT P., QUENARDEL J.-M., GUEZOU J.-C, avec coll. PLOQUIN A. (1984) - Les séries ortho-dérivées du plateau d'Aigurande (NW du Massif central, France). 109ème Congr. Soc. Savantes, Dijon, Sciences, 1, p. 239-249.

STUSSI J.-M. (1984) - In "Livret-guide de l'excursion annuelle des grani-  
tologues, Nord-Ouest du Massif central (France), 24-29 septembre 1984,  
QUENARDEL J.-M. *et al.*

STUSSI J.-M., PLOQUIN A., AUTRAN A., ORSINI J.-B.,  
BAUBRON J.-C., BOGDANOFF S., DUTHOU J.-L., FLOC'H J.-P.,  
PIBOULE M., QUENARDEL J.-M., RAUMER J. von, SANTALLIER D.,  
VIVIER G. (1983) - Chronologie et typologie du plutonisme calédonon-  
hercynien en France. Symposium Hercynides, Rabat, PICG n° 27  
"Caledonide Orogen".

VEINANTE-DELHAYE A., SANTOIRE J.-P. (1980) - Sismicité récente  
de l'arc sud-armoricain et du NW du Massif central. Mécanisme au foyer  
et tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXII, 1, p. 93-102.

VIALETTE Y. (1962) - Contribution à l'étude géochronologique par la  
méthode au stontium des principaux massifs de granites et de migmatites  
du Massif central français. Thèse Sciences, Clermont-Ferrand, 88 p.

VIALETTE Y. (1963) - Ages absolus par la méthode au strontium des  
lépidolites du Massif central français. C.R. 88ème Congr. Soc. sav. (II),  
p. 275-290.

VIALON P. (1955) - Etude géologique de la partie centrale du massif  
granitique de Guéret (Creuse). DGP. Clermont-Ferrand, 70 p.

YANG KIEH (1929) - Sur le massif de granite à muscovite écrasé, situé  
au bord sud de la feuille géologique Aigurande. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4),  
XXX, p. 461-464.

YANG KIEH (1932) - Quelques caractères tectoniques et lithologiques de  
la chaîne de la Marche et du Plateau d'Aigurande. *Mém. Soc. géol., Fr.*,  
nouvelle série, 8, 19, 120 p.

## DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Limousin, 7, rue Descartes, 87000 Limoges ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

### AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par M. COHEN-JULIEN et J.M. QUENARDEL, P. FREYTET, G. LEROUGE, P. ROLIN, P. SCHMITT du laboratoire de géologie structurale et appliquée, université de Paris-Sud, Orsay.

L'hydrogéologie a été rédigée par J. CONSTANS (BRGM) et les gîtes minéraux par C. VAUTRELLE (BRGM).

Toute référence en bibliographie au présent document, doit être faite de la façon suivante :

- pour la carte: QUENARDEL J.M., SCHMITT P., LEROUGE G., COHEN-JULIEN M., BOUVIER P., LEREBOURG P., ROLIN P. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille DUN-LE-PALESTEL (616) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 60 p. Notice explicative par COHEN-JULIEN M., QUENARDEL J.M., FREYTET P., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P. avec la collaboration de CONSTANS J., VAUTRELLE C. (1989).
- pour la notice: COHEN-JULIEN M., QUENARDEL J.M., FREYTET P., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P. avec la collaboration de CONSTANS J., VAUTRELLE C. (1989) ; notice explicative, carte géol. France (1/50 000) ; feuille DUN-LE-PALESTEL (616) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 60 p. Carte géologique par QUENARDEL J.M., SCHMITT P., LEROUGE G., COHEN-JULIEN M., BOUVIER P., LEREBOURG P., ROLIN P. (1988).

**Réalisation BRGM**  
**Dépôt légal : 2ème trimestre 1989**  
**N° ISBN 2-7159-1616-7**