

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

HÉRISSON

HÉRISSON

La carte géologique à 1/50 000
HÉRISSON est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : ISSOUDUN (N° 134)
- au nord-est : ST-PIERRE (N° 135)
- au sud-ouest : MONTLUÇON (N° 145)
- au sud-est : MOULINS (N° 146)

St-Amand- Montrond	Charenton- du-Cher	Lurcy Lévis
Châteaumeillant	HÉRISSON	Bourbon- l'Archambault
Boussac	Montluçon	Montmarault



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

HERISSON A 1/50 000

par

**M.TURLAND, A.M. HOTTIN, R. COJEAN, J.L. DUCREUX,
N. DEBÉGLIA, D. d'ARCY, V. MATHIS,
J.P. CARROUÉ, M. PIBOULE.**

1990

ÉDITIONS DU BRGM - BP 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

- *pour la carte*: TURLAND M., COJEAN R., BRULHET J., MORICE E., GROLIER J., LACOUR A. (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Hérisson (596) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par TURLAND M., HOTTIN A.M., COJEAN R., DUCREUX J.L., DEBÉGLIA N., d'ARCY D., MATHIS V., CARROUÉ J.P., PIBOULE M. (1990), 118 p.
- *pour la notice*: TURLAND M., HOTTIN A.M., COJEAN R., DUCREUX J.L., DEBÉGLIA N., d'ARCY D., MATHIS V., CARROUÉ J.P., PIBOULE M. (1990). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Hérisson (596). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 118 p. Carte géologique par TURLAND M. *et al.* (1989).

© BRGM, 1990. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1596-9

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERCU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	8
<i>GRANITES ET GRANITOÏDES</i>	15
<i>ROCHES MÉCANIQUEMENT DÉFORMÉES</i>	41
<i>ROCHES FILONIENNES OU ACCIDENTELLES</i>	44
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	48
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	59
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	66
DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES ET MAGNÉTIQUES	89
RESSOURCES DU SOUS-SOL	102
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	102
<i>MATÉRIAUX DE CARRIÈRES</i>	106
ARCHÉOLOGIE ET HISTOIRE	109
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	110
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	110
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	110
<i>ÉTUDES DE LABORATOIRES</i>	117
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	118
AUTEURS	118

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

La feuille Hérisson se situe au Nord du Massif central, essentiellement en Bourbonnais, sauf le Nord-Est qui se trouve en Berry. Sa bordure septentrionale appartient déjà au domaine sédimentaire du bassin de Paris (dépôts marins du Trias).

Hormis le domaine berrichon, très localisé, cette feuille appartient au Bocage bourbonnais, région hétérogène où alternent des avancées de roches du socle prolongeant vers le Nord-Ouest les collines des Combrailles, ou vers l'Est le plateau d'Aigurande (Bocage bourbonnais cristallin) et des bassins houillers ou tertiaires, ces derniers formant les dépressions principales : bassin de Cosne-d'Allier au Sud-Est, val de Cher au Sud-Ouest, passant au bassin d'Epineuil au Nord-Ouest qui appartient au domaine berrichon.

Les *traits morphologiques* principaux sont de grands accidents cassants :

- *faille du Cher*, complexe, suivant sensiblement la vallée en rive droite et marquant la limite occidentale des plateaux rattachés aux Combrailles ;
- *faille de Louroux-Hodement*, nette et linéaire près de ce village où elle sépare le granite de Montmarault du bassin de Cosne-d'Allier, formant un talus de 20-30 m ; elle se prolonge vers le NNW par un accident complexe jusqu'à la latitude de Meaulne (accident de l'Aumance) ;
- *faille de Sancerre-Sancoins*, très nette au Nord-Est près de Theneuille où elle est subméridienne, encore visible près de Vieure, puis masquée sous le Tertiaire du bassin de Cosne.

Les *unités géologiques* sont déterminées par la faille du Cher qui sépare deux domaines bien distincts :

- à l'Ouest, les terrains du socle se rattachent aux unités du Nord-Ouest du Massif central : celle de Boussac et surtout celle d'Aigurande ; vers le Nord le socle disparaît sous les sédiments du bassin d'Epineuil ;
- à l'Est, on rencontre successivement :
 - une large bande de terrains houillers (bassin de Meaulne, ou de la vallée du Cher) ;
 - le horst de l'Aumance, complexe, comportant du socle "ancien" (terrains métamorphiques corrélés avec les unités de Boussac et d'Aigurande, granites et granitoïdes associés) largement recoupé par des granites intrusifs ;
 - les grands bassins sédimentaires : à l'Est, le bassin de l'Aumance et de Bourbon-l'Archambault, essentiellement permien ; au Sud-Est, le bassin de Cosne-d'Allier, surtout tertiaire, avec Stéphanien en profondeur.

Les plateaux granitiques et métamorphiques sont largement recouverts d'arènes, tandis que les sédiments altérés forment une couverture meuble d'aspect souvent voisin.

Les épandages pliocènes sablo-argileux concernent surtout la bordure occidentale de la feuille.

Les alluvions quaternaires, souvent réduites, prennent un grand développement dans le val de Cher.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les événements géologiques qui ont affecté cette région ne sont pas tous bien connus et l'on manque de repères sûrs pour en jalonner l'histoire. Ainsi, on ne dispose d'aucune donnée concernant l'âge des terrains anté-métamorphiques.

• **L'évolution tectono-métamorphique médiovarisque**, complexe, peut être décomposée comme suit :

– un *métamorphisme originel* de type barrovien probable (*Dévonien*) se poursuivant par un épisode de haute température avec développement d'une anatexie, puis tectonique probable en grandes nappes crustales (cf. série d'Aigurande) ayant entraîné la superposition de l'unité migmatitique (anatexites et gneiss amygdalaires) sur celle des micaschistes alumineux (*Dévonien supérieur ou moyen*) toujours en conditions synmétamorphes.

C'est peut être de cette époque que date la première déformation, probablement magmatique, du granite de Tronçais ;

– viennent ensuite les phases de *décrochements ductiles* (*fin Dévonien à Carbonifère moyen*) comportant souvent une composante tangentielle accompagnée de rétro-morphoses :

- décrochevement dextre d'Audes-Hérisson, structurant les gneiss amygdalaires et constituant les phyllonites d'Hérisson (*fin Dévonien, 360 Ma*) avec structuration planaire et linéation minérale d'étirement associées à une importante rétro-morphose. Il correspond à un transport vers le Nord-Est avec une composante en décrochement dextre ;

– mise en place des granites du groupe "Guéret" (356 Ma pour ce dernier) et granitoïdes associés : granites des Blains et des Barrands ; diorites de Cosne-d'Allier, des Godignons ; leucogranite des Simons ... ;

– cisaillements dextres des dislocations de la Marche et de Boussac (juqu'à 315 Ma env.), encore sensibles à l'Ouest de la feuille mais probablement négligeables à l'Est de l'accident du Cher ;

– chevauchement senestre de Tronçais-Theneuille structurant les granites du même nom et faisant rejouer les phyllonites d'Hérisson en cisaillement senestre avec plissements, leur donnant une structure quasi définitive ; il affecte aussi les anatexites d'Hérisson.

Cette phase correspond à un transport du Nord vers le Sud (ou du Nord-Est vers le Sud-Ouest) avec une composante en décrochement senestre ; elle a pu se poursuivre par un chevauchement des granites de Tronçais et Theneuille sur les métamorphites et phyllonites situées au Sud-Ouest. Elle se manifeste par une linéation minérale et des rétro-morphoses (granites de Tronçais et Theneuille).

Ce décrochement se rattache vraisemblablement aux jeux senestres de la faille de Sancerre-Sancoins et de celle de Boussac ; il serait contemporain du chevauchement de Chambon dans la série d'Aigurande et se situerait avant 300 Ma.

• Pour la mise en place des **granites postérieurs aux décrochements ductiles** (granite à biotite de type Montmarault et "leucogranites") on dispose de quelques données géochronologiques :

- les "leucogranites" sont datés du *Wesphalien* (300 Ma environ) ;
- les granites à biotite de type Montmarault n'ont fait l'objet que d'une mesure controversée, concernant le granite de Cérilly : il serait sensiblement contemporain des "leucogranites".

• Des **déformations tardi-magmatiques** affectent certains de ces massifs (Cérilly notamment), annonçant la tectonique cassante stéphanienne.

• Une nouvelle série de dislocations, mais toujours à composante senestre, cataclastiques cette fois, intervient ensuite au cours du *Stéphanien*, période pendant laquelle les bassins houillers se constituent et se remplissent ; les feuilles orientales du faisceau du Cher jouent à cette période, ainsi que la faille de Sancerre-Sancoins tandis que les dépôts s'accumulent du côté effondré, vers l'Ouest pour le Cher, vers l'Est pour la faille de Sancerre. Les dislocations qui traversent le granite de Cérilly sont aussi, probablement, stéphaniennes. On peut rattacher à la même période les larges zones cataclastiques qui bordent les grandes cassures des environs d'Hérisson : failles des Sbilats, de l'Aumance, etc.

• Au *Permien*, des sédiments fluvio-lacustres peu différents du *Stéphanien* se déposent à l'Est (bassins de Buxières et de Bourbon) et sans doute aussi au Nord-Ouest (bassin d'Epineuil).

• Ensuite, une première avancée marine atteint la région par le Nord, au Trias. Des chailles résiduelles laissent supposer une autre incursion marine au Jurassique, mais au-delà, jusqu'à l'*Eocène inférieur* inclus, règne une situation continentale de calme tectonique, sans dépôts connus, où les terrains du socle ont pu s'altérer profondément, notamment à l'*Eocène inférieur*.

• Les **mouvements tectoniques tertiaires** débutent dans la région par la "phase pyrénéenne" à l'*Eocène moyen*, avec constitution de bassins peu profonds dans lesquels les altérites, maintenant soumises à l'érosion, vont se sédimenter jusqu'à la fin de l'*Eocène*.

A ce moment là (Ludien-Sannoisien ?), nouvelle période calme mais à climat sec et saisons alternées ; des sols "tropicaux" souvent rouges fossilisent la topographe de l'époque (faciès "sidérolitiques").

De nouveaux mouvements interviennent au cours de l'*Oligocène* (phase des Limagnes), entraînant des affaissements locaux dans les bassins de Cosne-d'Allier et d'Epineuil, avec de nouveaux dépôts. Les déformations de l'*Eocène* au voisinage de la faille du Cher pourraient dater de cette époque.

• Il faut ensuite attendre le *Pliocène* pour avoir de nouveaux dépôts : il s'agit d'épandages fluviaux, liés à un réseau mal individualisé, constituant un vaste glaciais à l'Ouest du Cher et des épandages plus restreints suivant l'axe Eil-Aumance à l'amont d'Hérisson.

• Les temps *quaternaires* commencent alors, qui se caractérisent par l'enfoncement des vallées, progressif mais discontinu avec dépôt des terrasses alluviales. Les anomalies constatées dans la zone de confluence

de la Queune et du Cher (bassin d'Epineuil) pourraient provenir de mouvements néotectoniques.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Micaschistes

L'ensemble de micaschistes fréquemment associés à des quartzites représenté de part et d'autre du val de Cher, constitue le prolongement vers l'Est de l'unité de Fougères (série d'Aigurande) (fig. 1, en pages centrales).

Rive gauche du Cher

ξ^2 . Micaschiste et gneiss fins à biotite. Ce faciès a été individualisé aux environs de Chazemais.

ξ^1 . Micaschistes quartziques à muscovite ; $\xi^1\chi$. **Faciès localement riche en quartzites.** Ces roches constituent le sous-sol des collines à l'Ouest de Nassigny mais n'affleurent correctement que dans quelques vallons. Partout ailleurs elles sont empâtées d'altérites ou recouvertes de dépôts "sidérolitiques" ou plio-quatérnaires. Les zones riches en quartzites apparaissent souvent en relief mais affleurent néanmoins très mal.

En lame mince, la texture est granoblastique à granolépido-blastique planaire. Minéralogie : quartz prédominant, localement trouble (aspect de quartz filonien) ; muscovite orientée en proportion variable, oxydes de fer abondants, zircon, leucoxène.

A Epalais (Nassigny) affleure un micaschiste à staurotide poeciloblastique, muscovite orientée, tourmaline, avec biotite et muscovite secondaires obliques sur la foliation.

Rive droite du Cher

ξ^{1-2} . Micaschistes alumineux à muscovite et biotite, associés à des quartzites ; $\xi^{1-2}\chi$. **Faciès riche en quartzites** (notation ponctuelle). Les micaschistes constituent le substratum d'une bande de terrains d'environ 1 km de large, depuis l'arrière-pays de Meaulne jusqu'au Sud-Est de Vallon (les Aiguillons), entre le socle granito-gneissique et le fossé sédimentaire du val de Cher. Ils n'affleurent correctement que dans les fonds de vallons ; les pentes sont couvertes d'altérites et de colluvions.

Ce sont des roches schisteuses, claires, d'aspect soyeux mais souvent rubéfiées, bien planaires (quoique généralement ondulées, parfois plissotées ou gaufrées), allant de micaschistes francs à des faciès riches en quartz affleurant mieux. Il n'a pas été observé de véritables quartzites, mais des masses de quartz blanc de type filonien, imprégnant des panneaux entiers en conservant plus ou moins la structure de la roche initiale (comme à l'Est du château du Creux, près du Grand-Montet).

Leur structuration est grossièrement subhorizontale : pendages faibles, de directions variées.

J.M. Lulin distingue des "séricitoschistes" blanc verdâtre, doux au toucher, d'aspect satiné, recoupés de filonnets de quartz laiteux, d'aspect stratifié incliné de 30° au Sud-Est, dans le ravin des Planchettes, à la latitude des Liaudais (Sud de Vitray).

Les micaschistes alumineux présentent généralement une schistosité de flux et une schistosité de fracture ; quartz engrené dans des lentilles ou des niveaux d'importance variable ; muscovite soit orientée, soit en cristaux tardifs obliques sur la schistosité, généralement imprégnée de carbonates d'origine hydrothermale ; rares feldspaths, généralement argilisés. Parfois biotite relique, ou présence de tourmaline.

Faciès particuliers (par la présence de minéraux de métamorphisme ou par l'altération hydrothermale) :

– à muscovite, carbonate hydrothermal, grenat, sphène très abondant et tourmaline ; au Sud-Est du Rond-de-Bouchaut ;

– feldspathique, hydrothermalisé et silicifié avec tourmaline et sphène abondants, carbonate imprégnant la muscovite et associé à de la séricite dans des veinules sécantes ; au ru des Planchettes (au Sud du précédent) ;

Il faut remarquer que ces 2 échantillons sont voisins d'un leucogranite et du granite de Tronçais ;

– à silicate d'alumine (cordiérite probable) rétrotransformé ; au Bocage (près du château de la Roche) ;

– à ocelles d'albite poecilitique, muscovite, chlorite et biotite transverse, avec un niveau quartzé à cordiérite rétrotransformée ; près de Nantigny (Sud-Ouest du Brethon) ;

– microfaciès très diversifiés malgré l'aspect constant aux affleurements, au ravin des Boutons (Nord-Ouest d'Hérisson) : niveaux feldspathiques séricitisés à ocelles d'albite (affinités avec les gneiss amygdalaires), structure mylonitique, andalosite relique incluant de la biotite orientée ; reliques de staurotite et grenat remplacé par carbonate et chlorite ; feldspath potassique métagénétique et carbonate hydrothermal (imprégnant les micas ou tapissant les fractures).

Gneiss

αζ². **Gneiss amygdalaires.** La formation des gneiss amygdalaires a été définie par J. Delorme et A. Emberger (1949) sur le plateau d'Aigurande et reconnue par J. Grolier *et al.* (1971, inédit) dans la région d'Hérisson. Ce sont des roches d'aspect varié, parfois bien planaires à faciès de gneiss, ou ne présentant guère qu'une linéation d'étirement, parfois bien marquée et spectaculaire (Nord-Ouest d'Audes, ravin des Aiguillons au Sud-Est de Vallon). Généralement, les amygdales sont de deux sortes : quartz bleutés, à section généralement inférieure au demi-centimètre ; amygdales aplitiques pouvant prendre l'aspect et la dimension de gros crayons, toujours très étirées. Toutefois, dans bien des cas, elles sont difficilement visibles à l'œil nu ("gneiss granulés" de P. Rolin, 1981 ou gneiss "micro-amygdalaires" de J. Bouloton, 1974).

Pétrographiquement, la formation des gneiss amygdalaires comporte des faciès variés :

Gneiss à amygdales : faciès fréquent, paraissant surtout développé au Sud de l'Aumance.

Les amygdales quartzo-feldspathiques sont moulées par une foliation d'origine mylonitique dont les plans S et C sont confondus. Elles sont constituées d'un assemblage granoblastique de quartz et plagioclase, feldspath potassique orienté "envahissant", muscovite, carbonates ferri-fères, apatite. Certaines sont dépourvues de feldspath potassique, d'autres sont surtout ou essentiellement quartzzeuses. On observe également des rubans de quartz granulé. En "zone d'ombre" on trouve du feldspath potassique d'origine métasomatique probable.

Certains échantillons voisins de la vallée de l'Aumance, présentent des blastes d'albite d'habitus variable mais souvent poecilites (inclusions de quartz mimant une ancienne schistosité ?) et entourés de feldspaths ou au contraire entourant les amygdales ; ils apparaissent souvent comme antéschisteux .

Gneiss à amygdales étirées. Ce faciès est représenté au Nord de la formation (les Ingarands, les Tissiers).

Contrairement aux précédents, on identifie nettement les plans S et C, ces derniers matérialisés par de la muscovite, de la chlorite et/ou de la biotite. L'échantillon le plus septentrional de ce groupe montre en outre des passés quartzo-feldspathiques boudinées ou soulignant des charnières de plis. Les blastes d'albite sont particulièrement spectaculaires au Nord des Ingarands où ils semblent plutôt antéschisteux .

Gneiss ocellés, observés aux environs de Chenillet (Sud-Ouest de Saint Caprais) et près du Petit-Piray (NNW de Maillet) ainsi qu'en rive gauche du Cher, aux Crétots et à l'écluse de Clavières. Ces gneiss présentent un cachet orthodérivé. Texture granolépido-blastique planaire d'origine mylonitique avec plans S et C, à quartz, plagioclase, feldspath potassique (reliques de microcline ovoïde et corrodé), chlorites et muscovite dans les plans S et C, apatite et zircon ; parfois, filonnets de quartz et feldspath potassique métasomatique. Le feldspath potassique peut manquer. Parfois, faciès très hydrothermalisé avec tourmaline abondante, grenat inclus dans les quartz, fractures remplies d'hydroxydes (Sud-Ouest de Chenillet).

Les "gneiss" pourraient correspondre à des granitoïdes de chimisme et mise en place variés, localement hydrothermalisés, dans une zone d'anatexie affectée par des cisaillements.

Orthogneiss. Ils sont connus en rive gauche du Cher, en témoins dans une zone très couverte : Sud-Ouest du bois d'Audes et aux Crétots où ils sont associés au faciès précédents. Ils s'en différencient surtout par la présence de reliques de phénocristaux de feldspath potassique dans les amygdales (les Crétots) ou dans le corps de la roche (bois d'Audes), bordés de myrmékites à ombres de pression quartzzeuses.

Autres gneiss. Près de Ronfière (Est de Nassigny) le faciès n'est plus amygdalaire : c'est un gneiss (probablement migmatitique) à biotite et muscovite, cisailé et fortement cataclaté (plans de cisaillement à musco-

vite et chlorite), fractures tardives à feldspath potassique, chlorite et carbonate ; quartz de silicification.

Structures et signification des gneiss amygdalaires. Contrairement aux micaschistes voisins, la foliation des gneiss amygdalaires, lorsqu'elle est perceptible, est fortement pentée. La structuration et la linéation d'étiement peuvent être attribuées à la phase médio-varisque de mise en place des nappes (Ledru *et al*, 1989) et de l'acquisition de la foliation synmétamorphe générale. Cette phase de déformation a affecté des faciès variés ; les nombreuses observations, macro- et microscopiques, ainsi que les données géochimiques s'accordent pour attribuer cette variété à différents stades de remaniement d'un matériel soit volcanique, soit granitique.

A la déformation synmétamorphe s'ajoutent d'autres phénomènes métasomatiques ou hydrothermaux : silicification, tourmalinisation, développement de feldspaths potassiques métasomatiques, présence d'hydroxydes ou minerais altérés. Les blastes d'albite correspondent peut-être à un phénomène d'albitisation difficile à situer par rapport à cette déformation.

ζ². Gneiss à 2 micas

• **A l'Est des phyllonites d'Hérisson.** Ce sont des roches à grain fin, de teinte plutôt claire, à foliation nette, constituées de :

- biotites petites, parfois hexagonales ;
- muscovite moins abondante, parfois losangique ;
- quartz peu abondant, en grains isolés ou petits amas ;
- plagioclase blanc à beige, en amas ou lits d'éléments à section ovoïde.

En outre, ils peuvent contenir des silicates d'alumine : sillimanite en plages ou placages, grenats, pseudomorphes de cordiérite (?) décelés en lames minces. Des ocelles feldspathiques se rencontrent parfois. Les faciès à grenats ont été observés aux environs des Grands et des Petits-Pins.

La foliation est souvent déformée : microplissements, cisaillements, parfois même crénulation avec apparition d'une 2ème schistosité matérialisée par des plans micacés (biotite et muscovite), observée en forêt de Soulongis (Nord-Est du Rond-de-Fougères).

• **Rive gauche de l'Aumance.** Les gneiss à 2 micas et parfois sillimanite sont localement anatectiques. Ce sont des roches à débit variable, parfois finement schisteuses, grossièrement planaires le plus souvent, ou même massives. Leur teinte est généralement sombre (biotite dominante). Un faciès à tendance œillée est visible au Sud-Ouest de Bel-Air.

Ces gneiss passent progressivement à des anatexites par développement de passées finement granitoïdes ; la foliation, largement estompée ou effacée, persiste souvent par places ; la muscovite ne se retrouve généralement plus dans les faciès anatectiques. Les leucogranites γ^2 sont vraisemblablement intrusifs dans ces gneiss (à Fayolle-du-Haut : passage progressif au leucogranite par des gneiss "assimilés", granite à biotite en bordure nord-ouest des gneiss).

En lame mince : texture granolépido-blastique planaire avec passées grenues dans les faciès anatectiques ; minéralogie : quartz, plagioclase, biotite et muscovite orientées, sillimanite relique dans de grands cristaux de muscovite, chlorites d'origine hydrothermale.

• **Rive droite de l'Aumance, à l'Ouest des phyllonites.** Des gneiss francs affleurent en bordure de la D 157 et dans le lit de l'Aumance au Sud-Est des Ingarands, fins, gris bleuâtre, grossièrement planaires. Leur description a été établie à partir d'un seul échantillon provenant du gué de l'Aumance : c'est un gneiss œillé à plagioclase poecilitique, biotite, muscovite, grenat et staurotide poeciloblastique. A la schistosité de flux, se superpose une schistosité de fracture réorientant les micas et déformant légèrement les yeux feldspathiques.

ζ^3 . **Gneiss à biotite.** Ces gneiss, affleurant à l'Est des phyllonites d'Hérisson, sont plus sombres que les précédents, souvent "poivre et sel" et de grain fin à moyen. La foliation est souvent très nette mais parfois fruste.

Macroscopiquement, la biotite est dispersée, millimétrique ; les feldspaths sont abondants et fréquemment automorphes ne dépassant pas 2 mm ; des yeux quartzo-feldspathiques, petits, peu nombreux, sont visibles sur quelques échantillons mais, le plus souvent, quartz et feldspath sont associés en amas diffus centimétriques allongés, de grain fin à moyen ; le quartz est rarement très abondant.

En lame mince, l'échantillon provenant des Pins (Ouest de la forêt de Soulongis) est un gneiss plagioclastique à biotite et grenat, affecté par des microplissements et des cisaillements ; le quartz et la biotite sont recristallisés (cette dernière cloisonnant les plagioclases) et il apparaît de grandes muscovites tardives.

Dans ce secteur, le passage des gneiss à 2 micas ζ^2 aux gneiss à biotite ζ^3 , bien que rapide, n'est pas tranché et on observe des récurrences d'un faciès dans l'autre.

A l'approche des anatexites (M) le litage tend à s'estomper, le gneiss à se granitiser par places tandis que de la cordiérite peut se développer.

8. **Amphibolites.** Un corps amphibolique allongé a été signalé par J. Grolier au moulin Butoir, 800 m à l'Est d'Hérisson, intercalé dans les anatexites (M) plus ou moins gneissiques de ce secteur.

Il est constitué de gneiss amphiboliques, amphibolites, diorites laminées de grain variable, parcourus de filonnets aplo-pegmatitiques sub-concordants. Les gneiss sont orientés N60° à pendage de 70° NW.

Anatexites et gneiss migmatitiques

M. **Anatexites à cordiérite.** Sous ce terme global ont été regroupés des faciès variant d'un pôle gneissique à un pôle granitoïde, fréquemment à cordiérite et affleurant dans les secteurs d'Hérisson et de Reugny.

• **Secteur d'Hérisson.** Les anatexites sont en continuité avec les gneiss (ζ^2 et ζ^3). Le faciès est presque toujours diversifié ; le type granitoïde massif et sombre devient prédominant près d'Hérisson (de Chateloy au Colombier) ; la foliation apparaît sporadiquement (mais sans influencer le débit qui reste massif), marquée par des lits biotitiques qui passent à des faciès nébulitiques à biotite en trainées, flammèches, petit amas ; la cordiérite, souvent associée à la biotite, n'est bien visible que par endroits ; rarement fantômes de sillimanite.

Dans les passages foliés des faciès mixtes, le grain est très variable, ne dépassant pas 3-4 mm. Biotites petites, souvent concentrées en niveaux minces et irréguliers, parfois en amas fusiformes, Muscovite présente dans quelques affleurements, pouvant atteindre 4-5 mm ou apparaître en cristaux losangiques. Cordiérite xénomorphe, de dimensions, abondance et occurrence très variables ; dans quelques cas (Montchenin) la cordiérite, en grains de 2-4 mm, n'est présente que dans des nodules équants, clairs, très dispersés dans la roche.

Les passages granitoïdes sont clairs, à grain fin ou moyen, assez régulier, à rares feldspaths subautomorphes atteignant 1 cm ; biotite dispersée.

Faciès à grenats. Au Nord-Est de la Bergère et près de Chevalière (Nord-Est d'Hérisson), P. Gentilhomme et F. Çalapkulu (1972) décrivent une anatexite à grain grossier, riche en quartz et feldspaths, à cordiérite granulaire, biotite parfois chloritisée ; les grenats héli-centimétriques, automorphes et de couleur rose, sont entourés d'une cupule ferrugineuse et micacée.

Cet ensemble d'anatexites est en relation avec des granites :

- au Nord : leucogranite de Louroux-Bourbonnais, intrusif dans les roches métamorphiques fréquemment affectées de veines et filons leucocrates sécants ;
- au Sud-Est, le granite des Blains, avec lequel les relations ne sont pas connues (peut-être tectoniques ?).

• **Secteur de Reugny.** En allant du Sud-Ouest au Nord-Est, les anatexites se rencontrent :

- en rive gauche du Cher, aux environs du Desant d'une part, à Magnette d'autre part ;
- en rive droite, la formation apparaît beaucoup mieux : val de Cher, de Varigny à Reugny, environs de Montavent, puis bande étroite vers le Nord jusqu'à Ronfière.

Leurs relations avec les gneiss amygdalaires et les micaschistes sont mal définies.

Les faciès sont variés. Les gneiss plus ou moins migmatitiques forment des îlots préservés au sein des roches très migmatitiques : Est des Prugnes, SSW de Villeneuve (à peine migmatitiques).

Le reste de la formation est constitué d'anatexites, variant d'un pôle gneissoïde à des roches granitoïdes massives, nébulitiques, présentant souvent des lits sporadiques. Dans un cas extrême (Ouest de Ronfière) une

anatexite granitoïde à gneissique à cordiérite passe vers l'Ouest à un granite fin, puis assez grossier, à peine hétérogène.

D'importants mobilisats leucogranitiques (γ^{1-2}) envahissent les anatexites en bordure du granite de Montmarault (γ^3M) à l'Ouest de Maillet.

On retrouve cette variation de faciès en lame mince :

- *les gneiss migmatitiques* sont plagioclasiques, avec parfois feldspath potassique en taches dans les plagioclases ; la sillimanite apparaît en grands cristaux planaires, aciculaires, pseudomorphosée en séricite (Varigny) ou bien muscovitisée, associée à la biotite dans des restites (Montchenin) ; ce dernier échantillon contient de la cordiérite (muscovitisée) dans les mêmes restites et aussi en nodules dans les mobilisats ;
- *les métatexites* (prélèvements à l'ENE d'Hérisson) ont une texture granoblastique localement planaire avec biotite et silicates d'alumine rétro-morphosés abondants dans les passées mésocrates ;
- *les diatexites* sont, dans leurs faciès les plus typiques, des roches à texture granoblastique à plagioclases subautomorphes, feldspaths potassiques peu abondants, quartz, biotite abondante (partiellement recristallisée), muscovite secondaire avec un peu de sillimanite relique, cordiérite rétro-morphosée associée à du quartz, rare grenat. Toutefois, les feldspaths potassiques peuvent être absents, la muscovite bien représentée, la sillimanite plus abondante (fibrolite, pseudomorphoses) ; il s'agit de faciès moins granitoïdes.

Près de Ronfière (Nord-Est de Maillet) on rencontre une *diorite quartzique à biotite* : plagioclases automorphes séricitisés, quartz interstitiel, biotite abondante en amas interstitiels, apatite abondante. Ce type de roche est fréquemment associé aux migmatites fortement anatectiques.

Les anatexites sont fréquemment déformées (protomylonitiques à mylonitiques), notamment aux environs d'Hérisson et le long de la faille du Cher.

Au Nord-Est d'Hérisson (D3), présence de faciès métasomatiques à albite et tourmaline.

ζM. Gneiss migmatitiques. D'extension réduite, ces roches, localisées dans le secteur de Vieure (à l'Est de la feuille), sont en rapport avec les leucogranites intrusifs d'une part, les dépôts et pédogenèses tertiaires d'autre part. Les affleurements sont rares et souvent très altérés ; le plus étendu est celui de la Mouline au bois des Brosses. Ces gneiss migmatitiques, parfois schisteux (environs des Brosses), sont généralement plus ou moins leptyniques.

λM. Leptynites anatectiques. Ce faciès affleure dans le secteur de Vieure (à l'Ouest de ce village et de la ferme des Granges) sous la forme d'un panneau de roche leucocrate d'aspect granitoïde. Il est surtout connu par une ancienne carrière où la roche est extrêmement cataclasée à veines de barytine. Cette cataclase affecte largement ces terrains, aboutissant parfois à des roches broyées vert foncé. Un bon affleurement (chemin près de la cote 227) montre la roche peu déformée : c'est une leptynite homogène, claire, finement granitoïde, à biotite chloritisée, sans foliation visible. Environ 100 m au Nord, des roches plus ou moins foliées à grande biotite, très altérées, sont associées aux leptynites.

En lame mince, la roche leucocrate homogène présente une texture grenue hypidiomorphe à grain fin, avec microcline poecilitique, plagioclase, quartz, biotite, rare muscovite, grenat (petits cristaux dispersés), zircon. On peut considérer ce faciès comme un granitoïde dérivant d'une leptynite très anatectique.

GRANITES ET GRANITOÏDES

Granites et granitoïdes à structure orientée

γ^{3-4} . **Monzogranite et granodiorite à biotite.** Ils forment deux petits massifs bien distincts, tous deux en relation avec des terrains métamorphiques à l'Ouest et des diorites quartziques à l'Est.

• **Granite des Barrands**, au Sud-Est de Reugny ($3 \times 1,5$ km), présentant une large bande orientée (blastomylonitique à l'Ouest) de la Plaine aux Combillats (foliation NE-SW, pendage fort vers le Sud-Est), peu ou pas orienté ailleurs. Il affleure bien dans les ravins au Sud de Reugny : granite gris ou rougeâtre, relativement riche en biotite. Dans la vallée du ris des Combillats, la roche apparaît plus rouge, moins biotitique, rarement orientée ; au Sud-Ouest des Godignons, la muscovite est parfois présente, localement bien visible, tandis qu'apparaissent des passages aplitiques à pegmatitiques.

Vers l'Est, le granite passe aux diorites quartziques, qui peuvent aussi former des panneaux enclavés (Sud-Ouest des Godignons) ou aux granites aplitiques souvent associés à ces diorites. Vers l'Ouest, le passage aux anatexites granitoïdes est rapide, mais paraît progressif, avec granite très biotitique associé à une aplitite grossière (ruisseau de Varigny).

Lames minces : les faciès typiques, au Nord-Ouest, sont des monzogranites à tendance granodioritique, souvent plus ou moins orientés, à plagioclases subautomorphes séricitisés, microcline en gros cristaux subautomorphes poecilitiques (incluant du quartz bulleux et des plagioclases), quartz déformé et recristallisé, biotite abondante en amas orientés, oxydes, apatite et zircon abondants.

Au ris des Combillats il y a davantage de feldspath potassique et moins de biotite, qui est chloritisée et parfois associée à de la muscovite secondaire.

• **Granite des Blains**, plus granodioritique, à l'ENE d'Hérisson (4×1 km), généralement orienté. Il affleure au Sud de la forêt de Soulongis, presque exclusivement à la faveur d'anciennes extractions, dont la principale est la carrière des Blains (500 m au Sud de la ferme).

Son extension est vraisemblablement bien plus grande, comme en témoignent quelques indices, mais une arénisation profonde et des placages tertiaires avec leurs colluvions masquent ailleurs la roche saine ; le granite arénisé subaffleurant au Nord et Nord-Est de Frémagnet, appartient probablement au granite des Blains.

A la carrière des Blains, le granite est gris clair, plutôt, grossier, à biotite assez abondante de grande taille (jusqu'à 1 cm), orienté à tendance planaire. Il comporte des enclaves surmicacées souvent orientées de même, et des filonnets pegmatitiques et aplitiques.

Cette orientation, surtout marquée par les biotites (subparallèles), est planaire à pendages forts et direction variable (Gentilhomme et Çalapkulu, 1972). Les passages aplitiques ou pegmatitiques deviennent fréquents au Nord-Est, autour de la ferme des Blains. La structuration planaire de la roche, très nette le long du ruisseau des Blains, semble s'atténuer vers le Nord-Ouest.

Lames minces : les faciès-types sont des granodiorites à texture grenue hypidiomorphe planaire mylonitique. Plagioclases automorphes zonés, microcline perthitique et poecilitique, myrmékites, quartz plus ou moins déformé, biotites en cloisons orientées, apatite, zircon, oxydes Fe-Ti.

Enclave grenue fine de diorite quartzique : plagioclase à tendance automorphe altéré, quartz et feldspath potassique, biotite orientée.

n¹⁻². Diorite quartzique à biotite et hornblende. Ces roches constituent trois groupes de gisements d'importance très inégale, que l'on rencontre successivement du Sud-Ouest au Nord-Est.

• **Massif des Godignons (1 x 0,5 km) au Sud-Est de Reugny.** La diorite, profondément arénisée, est visible en affleurements artificiels dans le valon au Nord du village ; on la retrouve plus au Nord, moins caractéristique, dans le lit du ruisseau des Grandes-Côtes et au flanc sud de sa vallée.

Aux Godignons, c'est une roche à gros grain vert sombre, à feldspath rougeâtre assez abondant, jamais saine aux profondeurs atteintes (1-4 m). En lame mince, c'est une monzodiorite quartzique à hornblende, plagioclases automorphes (souvent à taches ou bordure de microcline), microcline et quartz interstitiels (association poecilitique), hornblende, épidoite et chlorite, apatite, oxydes.

Au Nord du massif, la roche (diorite quartzique ou granodiorite) est localement associée à un faciès gneissique (ortho ?) ; l'ensemble est affecté par le développement de feldspath potassique secondaire.

Au Sud-Ouest, des panneaux sont enclavés dans les granites γ^{3-4} et surtout γ^2 jusque sur la feuille Montluçon (gisement au Nord du Cluzeau). Ce sont des roches sombres, verdâtres, souvent grossières, peu feldspathiques.

En lames minces, ce sont des diorites, quartziques ou non, à texture grenue hypidiomorphe planaire ou non ; plagioclases automorphes zonés ou non (An 40 à 50), séricitisés, quartz interstitiel ou absent, hornblende verte, chlorites incluant du leucoxène (anciennes biotites) apatite et oxydes ; parfois zircon, allanite.

• **Témoins aux environs d'Hérisson.** A Romagnier (Sud d'Hérisson), la diorite quartzique se présente en septum dans des leucogranites.

Dans le lit du ruisseau du Nord-Est de la ferme : roche grenue noirâtre, à biotite dominante et hornblende, sans feldspath visible ; tendance planaire marquée par quelques fins lits plus résistants (N65° E, pend. 80°NW à vertical pour le témoin amont ; N25° E, pend. 58°NW à l'aval). En lame mince : diorite à hornblende et biotite à texture grenue hypidiomorphe planaire, grain moyen. Plagioclases automorphes zonés (andésine \geq An 40), hornblende verte subautomorphe (cristaux corrodés), biotite orientée, abondante, associée ou non à la hornblende, plus ou moins chloritisée ; sphène abondant, apatite, zircon, oxydes, allanite.

A *Butoir* (Est d'Hérissou), trois corps allongés de roches basiques, associés aux anatexites, ont été individualisés dans les gorges de l'Aumance aux environs de Butoir. Deux d'entre eux sont des diorites cataclastiques ; le plus méridional, situé entre les anatexites et un leucogranite, est constitué d'une diorite à grain variable, déformation planaire verticale et linéation subhorizontale. Le troisième, à Butoir même, est constitué de roches laminées à gneissiques et classé dans les amphibolites (δ).

• **Diorite de Cosne-d'Allier.** Ce massif occupe une superficie importante (5x3 km environ) au Sud de la forêt de Soulongis jusqu'à la vallée de l'Aumance incluse et s'ennoie au Sud-Est sous les dépôts tertiaires du bassin de Cosne. L'arénisation est très profonde sous les plateaux (5 m à la Siave) et les affleurements cantonnés dans les entailles profondes des cours d'eau (ruisseau des Blains, Aumance, ruisseau de Thivalière, ruisseau de la Chaise).

L'aspect de la roche varie beaucoup suivant le degré de déformation et la taille du grain. Le type le plus connu est une roche vert sombre, grenue, nettement orientée (amphibolite *l.s.* du 1/80 000 Moulins), principalement représentée dans la partie septentrionale du massif (la Longe), mais ce sont des diorites plus banales, plus ou moins orientées, plus ou moins grossières, qui constituent l'essentiel du massif ; plus altérables que le faciès précédent, on les observe plus rarement. Des roches aplitiques filoniennes recoupent souvent les diorites et résistent à l'altération. Ces diorites banales sont souvent sombres, verdâtres, sans biotite apparente, mais il y a aussi des faciès granitoïdes, à biotite abondante (Nord-Ouest de la Chaise) à exclusive (Nord de la Longe, la Couarde).

Des passages fins, très sombres, rappellent les amphibolites. P. Nebout et C. Boudal (rapport de stage) notent, le long du ruisseau de Thivalière et de l'Aumance, l'association des faciès "diorite" et "amphibolite", soit par contacts francs soit par "bouffées" ; ils signalent aussi une diorite rubanée.

Enfin, des faciès gneissiques ont été observés : D 251 au Sud-Est de la Longe, Sud de Crucès.

Lames minces : en général, ce sont des diorites quartziques à texture grenue hypidiomorphe ; plagioclases automorphes zonés et saussuritisés, quartz interstitiel, hornblende verte plus ou moins destabilisée en chlorites et carbonates, biotite plus ou moins déformée et chloritisée exsudant du leucoxène, apatite, allanite, zircon, sphène et oxydes. Ce sont des roches de grain variable, plus ou moins cataclastiques (microfissures à épidote et calcite).

Les faciès très fins sont des microgranodiorites rétro-morphosées : texture grenue très fine, quartz limpide parfois automorphe ; plagioclase en lattes plus ou moins saussuritisées, rare microcline, chlorite en remplacement de biotite et amphibole, épidote, apatite, opaques ; parfois micro-fissures à remplissage d'oxydes, rare tourmaline.

Les trois échantillons mylonitiques étudiés sont des diorites quartziques ou granodiorites à biotite, contrairement aux roches voisines peu déformées qui sont à hornblende et biotite.

Faciès leucocrates associés. Ces faciès, qui ne constituent qu'une faible part de la formation, sont souvent des roches aplitiques plus ou moins filoniennes. Elles se rencontrent surtout dans la moitié orientale du massif.

Des granodiorites leucocrates constituent de larges passages grenus observés au Sud-Est de Loup-Pendu (Nord-Est du massif) : granodiorite à plagioclases zonés dominants, microcline xénomorphe, quartz déformé, biotite disséminée en amas (< 5%), muscovite secondaire dans les plagioclases ; minéraux accessoires très rares.

Dans le cas le plus général, il s'agit de roches granitoïdes fines d'allure filonienne, roses à verdâtres, plus ou moins tectonisées et hydrothermalisées. En lame mince, ce sont des leucogranites à biotite et muscovite, avec plagioclases automorphes (\approx oligoclase, parfois albite) ; microcline moins abondant, envahissant les plagioclases ou bordé par eux ; quartz en plages étirées (déformation souple) ; parfois potassification filonienne ; cataclase fréquente, ainsi que les phénomènes hydrothermaux (silicification, présence de chlorites hydrothermales, d'épidote, d'oxydes ...).

Ces roches, qui paraissent absentes à l'extrême Ouest du massif, sont fréquentes vers la Siave et la Chaise, abondantes au Sud-Est près de Magnet.

En bordure des leucogranites du massif de Louroux-Bourbonnais, de nombreux filons granitiques et de larges passées très leucocrates, surtout pegmatitiques, recoupent les diorites quartziques. Leur composition se rattache à deux types :

- granite orienté à biotite (seule visible) ;
- leucogranites à muscovite dominante à exclusive, grain fin à moyen équants ; filons ou passées aplo-pegmatitiques à muscovite très feldspathiques, plus ou moins riches en muscovite.

Les deux types de filons granitiques se rencontrent depuis le Loup-Pendu jusqu'à l'Aumance, particulièrement le long du ruisseau de Thivalière ; les masses pegmatitiques sont abondantes le long de ce même ruisseau au Sud-Ouest de Volive, ainsi qu'aux environs de la Longe.

$\gamma^3 T$. Granite de Tronçais. Le granite de Tronçais appartient à un vaste ensemble de granites à 2 micas qui s'étend depuis la forêt de Tronçais au Nord-Ouest jusqu'à la faille de Sancerre-Sancoins et le bassin de Cosned'Allier au Sud-Est, enveloppant le granite de Cérilly à biotite seule. Dans cet ensemble, ce granite s'individualise par sa structure blastomylonitique, par sa composition minéralogique (à biotite, sillimanite et muscovite secondaire) et par son âge (environ 360 Ma : Vialette 1973 ; Lerouge, 1984).

C'est un granite souvent très grossier, de teinte claire, rosée (souvent rouge violacé : altérations liées à la surface anté-triasique ?), avec mégacristsaux de feldspath potassique d'habitus varié, trapus ou allongés, pouvant atteindre 3 cm. La roche est déformée, avec une linéation très constante N90° subhorizontale et une foliation grossière souvent subhorizontale donnant au granite de Tronçais une allure d'orthogneiss. Les mégacristsaux sont étirés et cassés, la biotite est fine, d'aspect fibreux, étirée par la linéation ; la muscovite est souvent présente, associée à la biotite ou tapissant des fractures de la roche.

Les plans de cisaillement qui matérialisent la structure planaire de la roche présentent un aspect strié, verdâtre, souvent soulignés par de la biotite (et généralement muscovite associée).

Hormis quelques faciès exceptionnels qui seront décrits ultérieurement, le granite de Tronçais paraît assez homogène.

En lames minces, c'est un granite alcalin leucocrate à gros grain, à texture grenue hypidiomorphe protomylonitique planaire ; feldspath potassique perthitique subautomorphe (maclé Carlsbad), poecilitique (incluant plagioclases, quartz et biotites) et entouré de plagioclase myrmékitique ; plagioclase acide (albite-oligoclase) en amas de petits cristaux ou plages corrodées par le quartz ; quartz en plages polycristallines ; sillimanite rétromorphosée associée à de la biotite et de la muscovite dans des cloisons orientées ; zircon et apatite. La biotite, brune et non altérée, se rencontre soit en paillettes déformées constituant les feuillet discontinus où se localise la déformation, soit en petits cristaux automorphes inclus dans les mégacristsaux de feldspath.

Le rapport biotite/muscovite est variable, cette dernière étant souvent entièrement secondaire. La muscovite, lorsqu'elle existe, présente une forme étirée (glissement le long des plans de clivage) et liée à la biotite dans les plans de cisaillement. Elle apparaît généralement tardive par rapport à la biotite. La proportion de sillimanite est très variable : très abondante à la Grange, absente en forêt de Tronçais ; on peut trouver de la sillimanite seule (au Nord), de la muscovite seule, sans sillimanite (au Sud) ou les deux associés (région de Saint-Caprais). On note localement de rares grenats et du leucoxène (carrière du Rutin), ou de la cordiérite pinitisée.

Faciès exceptionnels. Près de Bournet et de la Grange (Nord-Est du Brethon), des fouilles et labours ont permis d'observer des roches très biotitiques, bien orientées, œillées, sans muscovite apparente, associées à un granite de Tronçais peu déformé. En lame mince, microgranite de bordure riche en biotite, à muscovite tardimagmatique.

Ruisseau de Rifaudière, près de l'étang de Saloup : fréquentes enclaves à grain fin, très biotitiques (0,10 à 1 m) associées à un passage pegmatitique.

Faciès associés. Des venues granitiques intrusives postérieures affectent le granite de Tronçais sur sa bordure orientale, parfois jusqu'à plusieurs kilomètres du contact. Il s'agit de roches granitiques plus ou moins fines, à biotite ou à 2 micas, de roches lamprophyriques, d'aprites et de pegmatites, en apophyses ou filons recoupant le granite de Tronçais ; ces roches n'ont pas subi la même déformation que ce dernier et sont souvent

peu ou pas orientées. Elles seront décrites avec les granites plus récents auxquelles elles se rattachent vraisemblablement.

Données géochronologiques. Les valeurs données par M. Vachette *et al.*, (1972), recalculées par J. Grolier *et al.* (1984) donnent les âges suivants :
– isochrone roche totale : $t = 359 \pm 9$ Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = $0,7083 \pm 0,0037$;
– isochrone roche totale + minéraux (plagioclases et feldspaths potassiques) : $t = 364 \pm 7$ Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = $0,7075 \pm 0,0007$. Convenant d'un rapport initial du Sr de 0,712, l'âge de la biotite est 296 ± 5 Ma et celui de la muscovite 304 ± 6 Ma.

Structuration. Le granite de Tronçais possède une linéation minérale constante, N90° subhorizontale ; elle reste constante au contact de la bordure occidentale du granite de Cérilly.

Une orientation planaire subhorizontale, parfois très nette (carrière du ravin de la Bouteille), caractérise le faciès à gros grain du granite de Tronçais. Cette orientation planaire, parfois fruste, peut exister aussi dans des faciès à grain fin (carrière de la Grange, avec linéation N110° subhorizontale).

Avec sa foliation soulignée par la sillimanite et la biotite, le granite de Tronçais est comparable à un orthogneiss. Il a été déformé par la tectonique médiovarisque, lui conférant une fabrique planaire avec linéation minérale Est-Ouest. Au contact de la structure décrochante carbonifère faille de la Loire–Sillon houiller, il a été affecté par une 2ème déformation ductile et a acquis une fabrique linéaire.

G. Rolland (1985), pour le secteur à l'Ouest de Saint-Caprais, indique une linéation d'étirement des feldspath à N110°-24°E ; il note les profondes modifications de la foliation aux passages des failles (ruisseau des Ingarands) et remarque, à proximité de la faille des Sbilats, la bréchification du granite et sa foliation à N70° subverticale.

g_Y²⁻³. Granite leucocrate à gros grain à biotite, muscovite et souvent silicates d'alumine (sillimanite, cordiérite) à structures planaires sporadiques. Les roches de ce groupe rappellent le granite de Tronçais mais en différent par la présence constante de muscovite primaire et le caractère atténué, irrégulier, des déformations planaires parfois absentes.

Ces granites s'étendent en arc de cercle autour du massif monzonitique de Cérilly au Sud, à l'Est (et au Nord sur la feuille Charenton-du-Cher) et bordent au Sud-Est le granite de Tronçais, en transition apparente entre ce dernier et les leucogranites du massif de Louroux-Bourbonnais. Il faut noter une certaine hétérogénéité à l'échelle de la formation, et parfois à celle de l'affleurement. On rencontre localement un faciès très porphyroïde (Juniais), plus souvent des roches à grain variable (gros à moyen). Le rapport biotite/muscovite varie beaucoup. Ces granites sont généralement orientés : il s'agit souvent d'un litage magmatique discret (localement d'une linéation : Ouest de Grand-Champ) à laquelle se superpose une déformation planaire comparable à celle du granite de Tronçais, avec plans de cisaillement striés ; mais cette déformation est moins intense, irrégulièrement répartie : nette dans certains secteurs (le Vilhain), elle est sporadique dans d'autres, absente ailleurs ; les directions structurales sont elles aussi variables.

• **Secteur de Grand-Champ** : granite grossier souvent porphyroïde, à mégacristsaux pouvant atteindre 3-4 cm de long, de teinte grise à rose, à litage magmatique fréquent, et localement forte linéation minérale (N72°-5° W) suivant un couloir Est-Ouest ; par contre, il paraît peu affecté par les cisaillements qui affectent le granite de Tronçais, même à proximité immédiate de ce dernier (Rouère). La muscovite, abondante au Nord-Est, devient plus discrète au Sud-Ouest où un septum d'anatexite granitoïde sombre à été observé.

En lame mince, c'est un granite leucocrate alcalin à 2 micas, à structure grenue très hétérogranulaire à porphyroïde (microcline en longs cristaux, souvent 20-25 × 6-7 mm), plus ou moins orientée par une linéation minérale. Quartz étirés suivant cette linéation, recristallisés. Feldspaths potassiques : en mégacristsaux maclés Carlsbad pouvant inclure des cristaux d'albite, de quartz et de muscovite, ou xénomorphe, ou encore en association de gros et petits cristaux. Plagioclases plus ou moins automorphes : albite, souvent très altérée (séricite). Myrmékites, muscovite primaire abondante automorphe (cristaux parfois tordus) ou, dans les faciès très déformés, grands cristaux xénomorphes en symplectites avec le quartz, associés à d'autres cristaux très allongés ou en gerbes (pseudomorphes de silicates d'alumine type sillimanite ?) ; muscovite secondaire (paillettes d'altération des feldspaths). Biotite riche en zircons. Apatite abondante, souvent en gros cristaux (≤ 1 mm).

Les microclines présentent des fractures en extension remplies par de la chlorite en paillettes et des recristallisations de feldspaths potassiques. Ces fractures s'incurvent à proximité des zones de cisaillement micacées et peuvent se suivre d'un cristal à l'autre.

Le quartz recristallise en cicatrisant les plans de cisaillement marqués par les feuilletts micacés ; cependant, il est affecté par des fractures tardives.

Structuration. L'étirement des phénocristaux de feldspath et l'alignement des biotites marquent fréquemment une linéation N40°-20°E. dans un plan de foliation N70°-34°NW (Rolland, 1985).

• **Secteur les Joudioux-les Carrés.** Affleurements présentant des faciès à grain variable, grossier dominant, localement porphyroïdes, à orientation magmatique souvent discrète, rarement affectés par la déformation planaire. Le rapport biotite/muscovite est variable. Des passages pegmatitiques à muscovite apparaissent localement en bordure sud.

Au Nord-Ouest des Joudioux, le granite, à biotite dominante, est à grain souvent moyen, parfois grossier, nettement affecté par la déformation planaire. Dans la carrière située au Sud-Est, le grain est toujours variable, mais la muscovite abondante et la déformation planaire rarement visible.

Près des Juniais (à l'Est en particulier), les faciès sont grossiers, porphyroïdes. Mégacristsaux de 3 × 1 cm en général (jusqu'à 7 × 2 cm), parfois tordus, présentant souvent une orientation planaire statistique, localement concentrés en "cumulats". La muscovite est souvent bien représentée, avec faciès automorphes losangiques. La déformation planaire est rarement visible, mais une linéation minérale fruste à été mesurée au Nord-Est des Juniais, inclinée de 30° à N65° E.

A l'Est des Carrés et des Souliers on passe, progressivement semble-t-il, aux faciès du Vilhain où la déformation planaire est importante.

• **Secteur le Vilhain-Villaumont.** Ce sont des granites voisins des précédents, mais leur étirement et leur structure planaire rappellent beaucoup le granite de Tronçais ; l'intensité de ces déformations varie rapidement, parfois même à l'échelle de l'échantillon. Ils sont recoupés par des venues granitiques non déformées (γ^3_5 notamment). Ce sont des granites à 2 micas, généralement grossiers, avec parfois des passages à grain moyen ou même fin, affectés par la même déformation.

En lames minces, grain hétérogène (parfois tendance porphyroïde) ; biotite, muscovite primaire (parfois plus abondante que la biotite) ou secondaire, silicates d'alumine peu abondants (petites cordiérites au Sud-Ouest de Grivière, sillimanite vers Villaumont), microcline xénomorphe légèrement perthitique en gros cristaux maclés Carlsbad ou en cristaux plus petits ; plagioclases automorphes maclés, myrmékites fréquentes, quartz parfois recristallisé, apatite abondante.

Structuration : aux environs de Grivière, la linéation, toujours à N90° comme dans le granite de Tronçais, présente généralement un pendage plus accentué (25 à 50°).

• **Secteur de Theneuille.** Au Nord-Est du faisceau filonien de Bois-d'Agland, décalant le contour du granite de Cérilly, on retrouve des granites leucocrates assez variés qui s'étendent jusqu'à la Velatte (Nord-Est de Theneuille) et réapparaissent près de Cérilly (les Nialières). Le massif granitique s'envoie vers l'Est sous les sédiments du Paléozoïque supérieur du bassin de Bourbon-l'Archambault, phénomène que les failles de l'accident de Sancerre-Sancoins rendent localement très rapide (la Velatte).

Ce sont des granites à tendance leucocrate plus ou moins marquée, le plus souvent à grain grossier, parfois même très gros, fréquemment hétérogènes de grain et de composition. A l'œil nu, la biotite apparaît dominante à exclusive. La cordiérite n'apparaît bien qu'aux environs de Theneuille et la Velatte.

Lames minces : le faciès planaire à l'Est des Chez est un monzogranite à muscovite et biotite à texture grenue hypidiomorphe à granoblastique, à plagioclases automorphes acides (\approx An 10), microcline perthitique (certains maclés Carlsbad), quartz interstitiel à extinction onduleuse, biotite et muscovite associées ou non (muscovite en grands cristaux), apatite, zircon. Près de l'Étang-Neuf (Nord de Theneuille), c'est un leucogranite à biotite et cordiérite à texture protomylonitique planaire, feldspaths potassiques subautomorphes maclés Carlsbad, perthitiques et poecilites ; plagioclases automorphes très altérés, bourgeons myrmékites ; quartz en plages interstitielles très déformées et microgranulées ; biotites en cloisons chloritisées ; plages importantes à quartz et cordiérite pinitisée et séricitisée. L'orientation des feldspaths potassiques maclés Carlsbad, d'origine magmatique, est localement bien visible ; puis viennent une mylonisation et une cataclase à froid.

Structuration : l'orientation fréquemment observée, d'intensité variable, correspond le plus souvent à un litage magmatique, parfois visible à l'échelle de la lame mince (l'Etang-Neuf près de Theneuille). Les déformations post-magmatiques sont discrètes excepté dans 3 secteurs : déformations du type Tronçais (bien marquées à l'Est des Chez) ; intense linéation subméridienne associée à une foliation subhorizontale discrète en bordure de la faille de Sancerre-Sancoins (entre la Velatte et la Trolière) ; et couloir mylonitique étroit, NW-SE, le long du ruisseau de Bonneau près de Lavault et fragments de mylonites semblables, aux Niaulères.

P. Nebout et C. Boudal (1982) ont noté dans le secteur de Theneuille une linéation fruste qui semble se disposer parallèlement aux limites du granite de Cérilly, et des plans de cisaillement relativement constants (pendage de 30° vers le Sud) ; vers l'Ouest (les Chez, la Faix), des linéations frustes subhorizontales dont l'orientation varie d'Est en Ouest de N 60° (les Chez) à N 25° (Valnivaux).

• **Bordure nord-ouest du massif de Maillet.** Des granites à 2 micas, souvent bien planaires et rappelant le granite de Tronçais, affleurent près des Boutons (Nord de Maillet). Ils se poursuivent vers le Sud, souvent très déformés, formant une bande large de 100 à 200 m entre le monzogranite et les terrains métamorphiques. Le dernier témoin connu, peu déformé, se trouve au Nord-Ouest de Maillet (décharge).

Aux Boutons, c'est un granite grossier à 2 micas, à structure nettement planaire, subhorizontale (N120° E ?, pendage 10° N).

En lame mince : texture grenue, protomylonitique orientée ; phénocristaux d'orthose perthitique subautomorphe, plagioclase subautomorphe acide ± séricitisé, sorte de matrice orientée à quartz localement en lanières et feldspaths en assemblage granoblastique tendant à mouler les phénocristaux ; muscovite, biotite et chlorite orientées, localement associées à de la sillimanite rétromorphosée ou à de la cordiérite pinitisée ; apatite, oxydes ferrotitanés, zircon ; légère cataclase tardive fracturant les feldspaths potassiques et provoquant une microfissuration à muscovite et chlorite.

Vers l'Ouest et le Sud-Ouest, la roche devient plus déformée, mylonitique planaire. Près de Chezelle, elle est très leucocrate, foliée, à linéation minérale N120° E inclinée à l'Ouest de 40° ?, et structure planaire orientée N40° E pentée à l'Ouest de 40° ; cisaillement et cataclase postérieurs.

Près de Maillet la roche n'est plus mylonitique. C'est un granite grossier leucocrate à biotite, présentant une structure planaire de direction et pendage variables, souvent peu inclinée.

En lame mince, c'est un granite clair protomylonitique à biotite, muscovite (primaire et secondaire), sillimanite et cordiérite.

gY2. Granite leucocrate à gros grain, à muscovite, biotite subordonnée et parfois cordiérite, protomylonitique. Ces granites, associés à des terrains métamorphiques en rive gauche de l'Aumance, sont limités à l'Ouest par la faille de Louroux-Hodement et situés globalement au Sud des phyllonites d'Hérison. Ils sont blancs à rosés, généralement grossiers et localement porphyroïdes, parfois de grain variable (fin à pegmatitique).

La muscovite est souvent seule visible, localement associée à de la biotite. Leur structure est parfois équante, souvent plus ou moins planaire ; d'étroits couloirs mylonitiques schisteux s'y développent près de Fayolle (surtout au Sud-Est).

En lames minces, ces roches varient de leucogranites à muscovite, à plagioclases automorphes acides (albite-oligoclase), microcline poecilitique et quartz en grandes plages, à des monzoleucogranites à muscovite et rare biotite (et localement rare cordiérite : la Grivolée), plus ou moins porphyriques, à grands cristaux de microcline automorphe maclé Carlsbad (parfois "perthites tigrées" à taches albitiques : la Grivolée), incluant quartz et plagioclases ; plagioclases subautomorphes séricitisés ; quartz à extinction onduleuse ; muscovite en grands cristaux déformés, corrodés ; un peu de biotite chloritisée ou décolorée. Toutes ces roches sont plus ou moins déformées, protomylonitiques, parfois à cataclase tardive (Fayolle).

Structuration : au Nord des Simons, le granite porphyroïde est grossièrement planaire, orienté NE-SW, subvertical. Au Sud-Est de Fayolle, la foliation des phyllonites est orientée N170° E, pendage 40° au Sud-Ouest, avec une linéation N45° E inclinée de 30° vers le Sud.

$c_a\gamma^3$. **Cataclasite de monzogranite blastomylonitique.** Au Sud de Rouère (Sud-Ouest de Saint-Caprais), une zone très cataclastique borde au Nord-Est la faille qui sectionne les phyllonites d'Hérison. Les roches affectées comportent, outre les granites leucocrates locaux, des roches plus sombres que la déformation ne permet pas d'identifier avec précision ($c_a\gamma^3$).

A l'extrémité sud-est de leur extension (200×100 m), leur faciès est granitoïde verdâtre à grain moyen, biotite chloritisée abondante, feldspaths roses assez gros à sections losangiques, quartz peu abondant ; la roche, qui paraît originellement homogène, est plus ou moins tectonisée, parfois broyée. En lame mince, c'est une cataclasite de granite blastomylonitique. Environ 150 m à l'Ouest, dans le granite, affleure un septum de roche sombre à grain fin assez homogène (anatexite granitoïde ?). Au Nord-Ouest, le fossé du chemin de Rouère recoupe une formation granitoïde sombre, arénisée mais peu déformée.

Granites tardifs, présumés intrusifs, à structure non orientée

γ^1 -2. **Leucogranite à muscovite seule ou dominante**

• **Leucogranites vrais.** En forêt de Tronçais, le ruisseau des Planchettes et un affluent de rive droite recouperont un leucogranite situé entre les micaschistes et le granite de Tronçais. C'est un granite leucocrate hétérogène, assez grossier, localement porphyroïde, blanchâtre, riche en quartz et feldspaths, à muscovite irrégulièrement répartie ; il est plus ou moins hydrothermalisé, localement mylonitique (N15° E) et orienté au contact des micaschistes. Vers le Sud, il comporte un important panneau de granite fin, sombre, pauvre en quartz.

En lames minces : leucogranite à texture protomylonitique planaire, porphyrique à gros cristaux de microcline perthitique poecilitique, plagioclases automorphes subordonnés, quartz interstitiel très déformé, muscovite abondante en grands cristaux très déformés.

Un faciès fin, sombre, correspond à une monzonite quartzique à biotite, texture cataclastique, grain fin, avec plagioclases, feldspaths potassiques maclés Carlsbad, très peu de quartz interstitiel, biotite assez abondante altérée, apatite très abondante ; elle a subi une potassification des plagioclases et de l'adulaire interstitielle d'origine métasomatique (sorte d'épi-sénite : σ , cf. plus loin)

A *Givarlais*, les leucogranites apparaissent comme une différenciation très leucocrate au Nord du massif de granite à 2 micas de Thizon, comparable au leucogranite du Cuzeau (feuille Montluçon) et riche comme lui en passages aplo-pegmatitiques. Sur sa bordure nord-est, il a subi une déformation tectonique planaire qui paraît affecter tous les granites de ce secteur, monzogranite y compris. Un couloir mylonitique, axé sur le ruisseau des Grandes-Côtes à l'Est des Chériniens, donne des faciès œillés à phyllonitiques.

● **Faciès à caractères de mobilisats.** Très leucocrates, de grain et de minéralogie variables, ils comportent souvent des panneaux plus ou moins assimilés de roches métamorphiques, parfois des masses dioritiques.

A *l'Ouest de Maillet*, en bordure du monzogranite, les anatexites sont irrégulièrement envahies par un leucogranite hétérogène de grain avec des "nids" à tendance pegmatitique, blanchâtre, à muscovite seule visible. Il comporte des septums plurimétriques à hectométriques plus ou moins assimilés, depuis la simple muscovitisation jusqu'à des structures gneissiques fantômes dans le leucogranite ; il s'organise parfois en traînées filoniennes.

En lame mince, il est protomylonitique, à plagioclases subautomorphes acides, microclines maclés Carlsbad, quartz déformé recristallisé, rare biotite décolorée, muscovite primaire, séricite et muscovite secondaires.

Environs d'Hérisson. Ces mobilisats prennent un grand développement à l'Est d'Hérisson (Est de Butoir) en bordure du monzogranite, et au Sud-Ouest près de Romagnier. Ils forment des digitations irrégulières dans les anatexites et comportent d'importants panneaux de roches peu transformées ou intactes (diorites, amphibolites, granodiorites, gneiss).

Ce sont des roches blanchâtres souvent à tendance aplitique, associées à de fréquentes masses pegmatitiques.

En lames minces, structure protomylonitique ; muscovite et rare biotite, plagioclase (albite) prédominant, microcline fréquemment grenat, parfois associé à de la cordiérite (Bellevue, Butoir).

Près du Sac, en bordure du granite monzonitique, le leucogranite à muscovite, blastomylonitique, était initialement porphyrique ; rares biotite et grenat.

Bordure sud-ouest du massif de Louroux-Bourbonnais. De la Longe à la vallée du ruisseau de Thivalière, une série de gisements à tendance filonienne se situent dans le granite à 2 micas au voisinage de sa limite avec les diorites, dans lesquelles certains de ces filons pénètrent un peu. Ils sont formés de leucogranites blancs à grain variable, certains aplitiques à aplo-pegmatitiques, souvent franchement pegmatitiques vers le Sud.

En lames minces, échantillon à grain moyen : texture grenue protomylonitique orientée ; albite prédominante ; feldspath potassique en petits cristaux fréquemment albitisés en bordure ; quartz interstitiel ; muscovite orientée abondante (primaire et deutérique) ; apatite. On observe donc ici une évolution vers un pôle albitique comparable à celle des leucogranites de la Marche ; il s'agit d'une évolution de type métasomatique qui se surimpose à la différenciation magmatique.

γ^2 -3. Leucogranite et granite à 2 micas

• **Massif de Thizon.** L'extrémité septentrionale de ce massif affleurant sur la feuille Montluçon s'étend jusqu'à Givarlais.

Au Sud (Nord-Ouest de Chouvigny), le granite à 2 micas est relativement grossier, à tendance porphyroïde fréquente. En limite ouest, le faciès porphyroïde, à petits phénocristaux, rappelle certains microgranites.

Vers le Nord-Ouest, il est probablement en contact tectonique avec les formations dioritiques des Godignons (mais présence d'un septum complexe dans le granite et d'une venue de granite à 2 micas dans la diorite).

Au Nord-Est, on observe un passage du granite à des faciès plus leucocrates souvent orientés (Sud-Est de Givarlais) puis à des leucogranites à muscovite seule (γ^1 -2).

La coupe de la D13 et les champs voisins montrent des faciès leucocrates souvent fins, fréquemment mylonitiques (aspects laminés à schisteux) associés à des passages aplo-pegmatitiques ; en particulier dans un talus, les granites blanchâtres, à biotite rare, peu ou pas de muscovite, de grain moyen à grossier, plus ou moins porphyroïdes (mégacristaux souvent ovoïdes), passent progressivement à des accidents aplo-pegmatitiques blancs à muscovite ; ces leucogranites plus ou moins orientés (NW-SE), globalement planaires, rappellent les affleurements de Givarlais (des mylonites affleurent dans le vallon à l'Est des Chérinières) ; on y observe également le contact avec le monzogranite équant (observations distantes de 15 m ; aplites et pegmatites roses à biotite à 5 m du leucogranite).

Aux Martourets (Est de Givarlais), la déformation est blastomylonitique, orientée N170°, subverticale (?). Le monzogranite voisin ne semble pas affecté.

Lames minces. Givarlais, à l'Est (cimetière, les Martourets) : leucogranites grossiers porphyriques, mylonitiques, clastes de microcline perthitique et de quartz polycristallin dans une matrice granoblastique quartzo-feldspathique à biotite, sillimanite, cordiérite, muscovite (parfois rare). Il faut remarquer que ce granite, orienté et à silicates d'alumine, pourrait se rattacher aux granites orientés du groupe Tronçais.

Les Chérinières : leucogranites blastomylonitiques, reliques d'orthose perthitique, plagioclases acides, myrmékites ; quartz en plages polycristallines ; matrice granoblastique quartzo-feldspathique riche en myrmékites, biotite abondante orientée, muscovite, andalousite relique (parfois abondante et alors sillimanite incluse dans la muscovite), apatite et oxydes.

• **Massif de Louroux-Bourbonnais** (Est de la feuille). Ce massif paraît intrusif dans l'ensemble des granites leucocrates grossiers (Tronçais, Sud du Vilhain) situés au Nord ; il intrude les terrains métamorphiques des environs d'Hérisson (et sans doute aussi les granitoïdes associés). Les roches sont souvent roses, parfois rougeâtres ou violacées ; les faciès de bordure très leucocrates sont souvent blancs. Leur grain (nettement moins grossier dans l'ensemble que ceux de leur bordure nord) est généralement moyen, passant rapidement à des faciès plus fins ou au contraire à des termes grossiers avec fréquentes différenciations aplopegmatitiques diffuses et petits filons pegmatitiques. Une tendance porphyroïde apparaît, notamment aux environs de Louroux-Bourbonnais (vallée au Sud-Ouest, les Gareaux, Mathonière), souvent associée à une morphologie "en boules", absente ailleurs mais que l'on retrouve près du Loup-Pendu et au Sud-Ouest des Thureaux.

Le faciès-type est un *monzo-leucogranite* à microcline faiblement perthitique, plagioclase (albite) parfois automorphe, quartz interstitiel, muscovite abondante, primaire et automorphe, biotite xénomorphe de petite taille, peu abondante, disséminée, parfois riche en inclusions de zircons.

La composition minéralogique (en particulier le rapport biotite/muscovite) peut varier, parfois très rapidement. Ainsi, à la carrière (Est) des Moullières (Sud-Ouest de Louroux-Bourbonnais), un faciès à grain moyen et biotite dominante passe brutalement (sans rapport filonien) à un faciès fin pauvre en biotite (Nebout et Boudal, 1983).

Localement, cette variation peut aller jusqu'à des faciès sombres à biotite seule visible (Sud-Ouest de la Maillerie). On passe alors à des monzogranites à biotite et muscovite (les Cléménçons, les Frênes) tendant localement aux granodiorites à biotite (la Mailleraie) à texture hypidiorpique, avec plagioclase automorphe zoné prédominant, microcline perthitique (nombreuses taches d'albite secondaire), poecilitique, quartz interstitiel peu abondant, biotite automorphe (5% env.) chargée de zircon, muscovite secondaire incluse dans les plagioclases, apatite, leucoxène ; parfois les feldspaths potassiques automorphes matérialisent une orientation magmatique planaire (les Frênes).

Plus souvent, et particulièrement au voisinage des contacts intrusifs, la muscovite devient prépondérante, parfois exclusive. C'est ce qu'on observe en bordure de la diorite de Cosne-d'Allier, (sur laquelle les leucogranites semblent cartographiquement superposés), notamment à la Tremblée (muscovite seule), du Loup-Pendu à Volive (tendance filonienne) et au Sud-Ouest des Thureaux ; les faciès les plus leucocrates, souvent aplopegmatitiques, tendent à s'organiser en corps filoniens qui ont été représentés sur la carte dans la mesure du possible (γ^{1-2}), mais en réalité les roches à muscovite seule s'étendent plus largement. Le long de cette bordure, certains filons leucogranitiques ou pegmatitiques pénètrent un peu dans les roches "basiques" : ces faciès riches en muscovite sont à plagioclases acides subautomorphes et feldspaths potassiques xénomorphes, quartz en grandes plages, muscovite, rare biotite (ils passent aux leucogranites γ^{1-2}).

Les silicates d'alumine ne se rencontrent qu'à proximité des roches métamorphiques au Nord-Ouest de la forêt de Soulongis :

- sillimanite, cordiérite et muscovite secondaire associées à la biotite en cloisons du monzo-leucogranite affleurant dans le ruisseau au Nord de la Longe ;
- grenats automorphes de quelques millimètres, observés macroscopiquement dans les granites à l'Ouest de la Maillerie.

Les faciès orientés sont généralement très localisés. Le gisement le plus important (300×100 m env.) se situe en rive gauche du ruisseau de Thivalière au Nord-Ouest de Volive (orientation NNE à fort pendage Ouest) ; les autres correspondent pour la plupart à des corps filoniens dans les roches dioritiques au voisinage du contact. Dans un contexte différent, au Sud-Est des Matilots (au Nord de la forêt de Soulongis) les leucogranites apparaissent schistosés sur 200 m au moins. J. Prat et C. Guénard (rapport DEA, 1972) signalent la fréquence des faciès orientés au voisinage des gneiss (au Nord-Est de la forêt de Soulongis).

Outre les banales bouffées aplo-pegmatitiques et les petits filons, quelques gisements de *pegmatites* ont été repérés par J. Prat et C. Guénard (1972), principalement dans les leucogranites à proximité des gneiss, mais aussi dans les gneiss eux-mêmes ainsi qu'à l'intérieur du granite (y compris les leucocrates grossiers γ^{2-3}).

Elles sont essentiellement constituée de quartz, orthose, biotite et muscovite (parfois losangique) ; occasionnellement on y trouve aussi de la tourmaline noire en baguettes et des grenats (région de Vilhain : Sud des Thibaudats, les Souliers, les Frênes) ; enfin, le gisement de la forêt de Soulongis (Sud-Ouest de la maison forestière) comporte du lépidolite jaune (paillettes millimétriques), du béryl verdâtre (jusqu'à 1-2 cm) et des grenats souvent automorphes, généralement altérés et entourés d'une auréole noirâtre (almandin manganésifère probable).

Dans le massif on rencontre çà et là des *enclaves* surmicacées et des *septums* de roches métamorphiques, voire granitiques, parfois importants. Les roches gneissiques sont plus ou moins cornéifiées ou assimilées (notées Ko) ; on en trouve des panneaux hectométriques, d'une part au Nord-Ouest de Louroux-Bourbonnais, d'autre part au Nord-Est de la forêt de Soulongis où l'on note aussi des enclaves surmicacées (les Souliers). Deux panneaux de granites grossiers ont été repérés : le plus important, à la Vilatte (Sud du Vilhain) constitué d'un granite peu déformé, l'autre au Nord de Louroux-Bourbonnais, bien orienté.

Faciès argilisés (γ^{2-3A}). En bordure orientale du massif de Louroux-Bourbonnais, au voisinage de la faille de Sancerre-Sancoins et de son prolongement supposé vers Cosne, le granite devient fortement argilisé. Cette transformation se manifeste d'abord par une cassure moins grenue où le contraste entre les minéraux s'estompe. La roche devient généralement blanchâtre à ocre, parfois porcelanée ; la muscovite est souvent seule identifiable avec parfois des plages où la biotite est plus ou moins conservée. Ce processus aboutit à deux aspects :

- arènes très argileuses blanchâtres à ocre, n'affleurant jamais, où seules des masses de quartz filonien, subaffleurantes ou résiduelles, trahissent la présence du socle (Nord de Cosne, de la Roche à Luratiève) ;
- faciès indurés, plus ou moins silicifiés, rappelant des arkoses, qui ont été exploités entre Boucheron et le Pin (Nord-Est de Louroux-Bourbonnais).

Dans les deux cas les granites argilisés sont en rapports étroits avec des sédiments tertiaires et/ou des témoins des pédogenèses sidérolitiques ; ces dernières les colorent localement en rouge.

Lame mince : Un échantillon rocheux provenant du NNE des Bordes (ancienne extraction) est un leucogranite déformé et altéré, à cloisons à kaolinite et muscovite, quartz déformé, feldspaths remplacés par des produits cryptocristallins ; présence de tourmaline.

Cette roche est voisine des faciès indurés de Boucheron.

• **Secteur de Venas.** Dans les paléoreliefs de socle qui émergent des sédiments tertiaires du bassin de Cosne-d'Allier, les granites à 2 micas occupent la partie occidentale, en bordure du fossé d'effondrement de Louroux-Hodement. Leurs rapports avec les monzogranites paraissent tectoniques, mais près de Favières et à l'Ouest du Grand-Parcès, J. L. Boutonné (1982, stage SNEA.P) note que les faciès riches en biotite se rencontrent le plus souvent aux abords du contact avec les monzogranites et que, localement (Ouest du Grand-Parcès), les volantes semblent indiquer un passage progressif ; l'auteur envisage une contamination du granite leucocrate par l'encaissement monzogranitique, donc sa mise en place postérieure à ce dernier. De même, près de Beauvoir, la présence de monzogranites à mégacristaux rougeâtres, muscovitisés et envahis de venues leucogranitiques, implique la même chronologie.

J.L. Boutonné (1982) décrit différents faciès. Le plus souvent (et en particulier du Grand-Clémagnet au Petit-Bigny) il s'agit de leucogranites roses, généralement équants, à muscovite largement dominante à exclusive en larges cristaux losangiques. La roche présente souvent une légère orientation magmatique et parfois un aspect schisteux d'origine tectonique. On y rencontre quelques passages pegmatitiques à grande muscovite, parfois étendus (Sud-Est de Duptière) et de nombreux petits filons d'aplite.

En lame mince, le *leucogranite* typique du Grand-Clémagnet (semblable aux faciès très leucocrates du massif de Louroux-Bourbonnais) est cataclastique, à plagioclases et feldspaths potassiques disloqués, quartz localement granulé, muscovite à bordure dactylitique, rares biotites (parfois syncristallisées avec la muscovite).

Près de Favière, un faciès schisteux rose dans le type à 2 micas est un leucogranite blastomylonitique à résidus (reliques de feldspaths potassiques) dans une matière schisteuse à quartz et feldspaths engrenés, muscovite planaire et rares biotites altérées.

Ces leucogranites très altérables, affleurent peu et mal, à ras de terre ; le plus souvent on ne voit qu'une arène claire à muscovites losangiques.

Les *granites à 2 micas* (autant ou plus de biotite que de muscovite) se rencontrent de Favière au Grand-Parcès, en bordure des monzogranites ; on en rencontre aussi vers Beauvoir, dans la zone à septums monzogranitiques. Hormis l'abondance de la biotite, ils présentent les mêmes caractéristiques générales que les leucogranites. Toutefois, la roche est moins altérable et affleure mieux, parfois même avec morphologie "en boules" pour un faciès riche en biotite (Sud de Favière).

Dans ces granites, les 2 micas ont cristallisé séparément, en beaux cristaux, ou bien les biotites sont petites et les muscovites à bords dentelés incluent quelques biotites.

Entre Beauvoir et la Préau le panneau de socle est très hétérogène. Entre le château de la Mothe et le Petit-Bigny, on observe les *monzogranites porphyroïdes* assez sombres, gris rougeâtre, à mégacristaux d'abondance très variable et parfois orientés ; biotite et muscovite abondantes. L'un de ces échantillons, très tectonisé, à structure planaire et mégacristaux déformés, rappelle le faciès de la Petite-Verpillière (Sud de Bourbon-l'Archambault). Au Sud des Goulonnes, on voit un panneau décimétrique d'une *roche granitoïde* grise, fine, homogène, finement œillée (yeux blancs feldspathiques), à foliation discrète mais constante. Cette roche est protomylonitique planaire, légèrement porphyrique. Plagioclases automorphes zonés, orientés ; présence de gros cristaux antiperthitiques. Feldspaths potassiques en plages ovoïdes ("phénocristaux" déformés) et en cristaux subautomorphes perthitiques maclés Carlsbad, poecilites et orientés. Quartz interstitiel, déformé à granulé. Biotites flexueuses à bordures déchiquetées, incluant de nombreux zircons. Muscovite déformée souvent en grandes lamelles. Apatite en gros cristaux clastiques, zircon, leucoxène.

Les monzogranites porphyroïdes sont associés à des leucogranites variables, avec d'abondantes venues pegmatitiques, où on les rencontre en panneaux diffus, devenant plus importants et abondants vers le Nord où affleure même une boule de granite sombre.

Les cataclasites des roches, à cassure rappelant des microgranites ou rhyolites, avec ou sans muscovite visible, affleurent au Sud-Ouest de la cote 269 ; J.L. Boutonné signale des faciès analogues à la Préau et au Nord de cette ferme, l'ensemble formant une traînée orientée N10° E sur 700 m au moins.

γ^3_5 . **Granite monzonitique à grain moyen, à biotite, sillimanite et muscovite secondaire.** Il est situé aux environs du moulin de Doure (ESE du Vilhain) où il constitue un petit massif (900×800 m env.) apparemment intrusif dans les granites leucocrates grossiers (γ^{2-3}), bien orientés dans ce secteur.

C'est un granite assez sombre, gris rougeâtre, à grain généralement moyen et tendance porphyrique fréquente, un peu lité par endroits. La biotite est dominante à exclusive ; la muscovite, très irrégulièrement répartie, apparaît parfois en "bouffées" dans le granite à biotite seule. Un filon de granite fin à biotite seule a été observé au moulin de Doure.

Ce granite affleure en rochers massifs (mais pas en boules) et donne une arène banale assez fine ; il contraste en cela avec le granite leucocrate encaissant, très grossier et un peu folié, dont l'altération produit une fragmentation gravillonnaire.

En lames minces, ce sont des granites à grain moyen, à texture grenue à tendance porphyroïde fréquente, parfois un peu planaire (litage magmatique ?) avec orientation des biotites, du quartz et même des feldspaths potassiques. Quartz xénomorphe, en cristaux ou en plages polycristallines un peu recristallisées. Feldspaths potassiques souvent de 2 tailles, les plus gros (1 cm env.) automorphes, parfois poecilites, les petits (2-3 mm) xénomorphes ; dans tous les cas, il s'agit de microcline légèrement perthitique, parfois maclé Carlsbad. Plagioclases voisins de l'albite (An 10) parfois zonés, se répartissant parfois en gros cristaux automor-

phes et petits cristaux xénomorphes. Biotite brun-rouge assez abondante, variable, souvent xénomorphe, irrégulière à déchiquetée, incluant des zircons. Muscovite secondaire en paillettes ou petits cristaux "squelettiques". Sillimanite soit à dominante prismatique, soit en aiguilles ou paquets flexueux, toujours intimement associée à la biotite ou à la muscovite. Apatite automorphe fréquente, parfois en "gros" cristaux.

γ^{3V} . **Monzogranite de Vitray à biotite \pm muscovite \pm sillimanite.** Ce petit massif est visible sur 2 km le long de la vallée du Ronchat ; mylonitique à l'Ouest au contact des micaschistes, il est largement recouvert par les dépôts détritiques du Trias qui masquent son extension et ses rapports avec l'encaissant.

Il est constitué de granites roses à rougeâtres, variables de grain (moyen à plus grossier, parfois fin ; tendance porphyroïde locale) et de composition, à biotite généralement accompagnée d'un peu de muscovite, cette dernière devenant mieux représentée localement (Est de Vitray).

En lames minces, les 3 échantillons typiques étudiés sont des monzogranites à grain moyen à texture plane (orientation magmatique), microcline perthitique subautomorphe poecilitique, plagioclases altérés, quartz, biotite et muscovite, apatite et zircon. Deux d'entre eux contiennent de la sillimanite retromorphosée en muscovite.

Un faciès fin à biotite abondante en petits cristaux (Sud-Est de Jovinière) est dépourvu de muscovite et localement micropegmatitique. Il provient d'une zone complexe riche en septums et filons, sans doute voisine des limites du massif. Les passages aplitiques et pegmatitiques sont fréquents au Nord du massif.

De nombreux septums ont été repérés : aspect de migmatites au Sud-Ouest et au Sud de Vitray ; métatexites à biotite, sillimanite et cordiérite avec leucosomes quartzo-feldspathiques (affleurement nord-ouest), gneiss à biotite, sillimanite, cordiérite et muscovite secondaire (affleurement sud-est), et peut-être quartzite près de Jovinière (J.M. Lulin) ; plus au Sud-Est, granites de type Tronçais alternant avec des granites fins à petite biotite et des passages gneissiques ou micaschisteux très altérés (J.M. Lulin).

γ^{3M} . **Granite monzonitique à grain grossier ou porphyroïde, à biotite abondante à tendance granodioritique.** Ces granites monzonitiques se rattachent à deux massifs :

– celui de Montmarault (branche occidentale) au Sud, pour les granites du Maillet et de Louroux-Hodement, auquel on peut rattacher le granite de Venas ;

– celui de Cérilly, au Nord-Est, où des faciès plus fins ont été distingués (γ^{3M}).

Tous ces granites, y compris les faciès fins, apparaissent homogènes à l'échelle de l'affleurement et souvent de tout un secteur ; ils présentent souvent des teintes rougeâtres (dues aux feldspaths) que la proportion de biotite rend plus ou moins foncées. Ils sont généralement équants ou à litage magmatique, mais une orientation cataclastique apparaît au Nord-Est, affectant les environs de Cérilly.

Les faciès porphyroïdes francs sont exceptionnels, cantonnés dans le massif de Montmarault ; ils passent progressivement à des granites grossiers à tendance porphyroïde (Venas, faciès grossiers de Cérilly, etc.)

A l'intérieur de ces massifs, la composition des roches est variable en grand : cet ensemble de monzogranites comporte des zones granodioritiques ou, au contraire, à tendance leucocrate ; aux carrières de Louroux-Hodement, on observe des passages "basiques" (diorites quartziques) semblables à ceux que contient fréquemment le granite de Montmarault dans sa branche orientale (Sossa-Simawango, 1980). Les variations de composition et de faciès peuvent être progressives ou discontinues.

Sur le plan géophysique, l'extension des granites de Montmarault et de Cérilly coïncide globalement avec une anomalie magnétique positive souvent associée à une anomalie gravimétrique, elle aussi positive (Boissonas et Debégliia, 1976 ; voir chapitre "Données gravimétriques et magnétiques").

• **Massif de Montmarault.** La partie nord de sa branche occidentale concerne la feuille Hérisson : granites de Louroux-Hodement et de Maillet, se poursuivant vers le Nord jusqu'à la latitude d'Hérisson. Cette partie du massif qui constitue l'essentiel d'un horst de socle entre les sédiments variés du val de Cher et, à l'Est, les dépôts tertiaires du bassin de Cosne et de la vallée de l'Aumance, forme un plateau où les granites sont largement arénisés et n'affleurent qu'en des conditions privilégiées : reliefs de la faille de Louroux-Hodement à l'Est, vallons entaillant les bordures du plateau, en particulier aux environs de Maillet.

Vers l'Ouest, les monzogranites sont intrusifs dans des granites orientés à mylonitiques (γ^{2-3}) et des migmatites (M). Au Sud-Ouest ils paraissent également intrusifs dans les faciès orientés de la bordure des leucogranites (secteur de Givarlais).

Des faciès typiques du granite de Montmarault occupent la plus grande partie de cette zone : granite grossier relativement riche en biotite, à feldspaths rougeâtres communiquant leur teinte à la roche, tendance porphyroïde générale, souvent avec mégacristaux épars (secteurs de Maillet, Louroux-Hodement, Ouest d'Hérisson) et plus rarement véritables granites porphyroïdes. Ces derniers sont cantonnés dans le secteur de Louroux-Hodement (Sud des Brégères notamment). Les mégacristaux d'orthose ou microcline sont de taille variable suivant les secteurs : 1 à 3 cm en général. Les affleurements des plateaux tendent à une morphologie "en boules", bien exprimée près de Laugère (Ouest d'Hérisson).

Dans le granite de Louroux-Hodement, des faciès sombres enclavés ont été reconnus :

- dans les carrières au Nord du village (le Ruisseau), des enclaves (0,10 à 1,50 m) dioritiques à contours nets (Mergoïl, 1958) ;
- au Sud du village, près du menhir des Grandes-Jobergères, visible sur 3 m, un granitoïde sombre, fin, résistant à l'altération.

Des faciès différents s'observent à proximité des contacts intrusifs : moins grossiers, non porphyroïdes, généralement moins riches en biotite ; des passages aplitiques (ou aplo-pegmatitiques) roses apparaissent dans

la zone de contact, parfois associés à des petits corps lamprophyriques (diorites quartziques ?) : Nord-Ouest de Givarlais et de Maillet. A l'extrême Nord-Ouest du massif (de Ronfière à Bouillet), ces faciès anormaux prennent une extension inhabituelle (1 km de large environ) avec aplites fréquentes associées à des arènes banales ou à des granites clairs à grain moyen. Cet élargissement apparent de la zone bordière pourrait être dû à un contact très incliné, suggéré par le mélange d'aplite et de granite orienté à 2 micras que l'on rencontre au sommet de la butte des Bergerats ; il semble en être de même au Nord-Ouest de Maillet.

Le tableau 1 ci-après donne quelques analyses chimiques des monzogranites et diorites de Louroux-Hodement.

• **Secteur de Venas.** Ces monzogranites peuvent être rattachés au massif de Montmarault dont ils sont séparés par la faille et le fossé d'effondrement tertiaire de Louroux-Hodement, mais aussi par des leucogranites. Ils affleurent largement dans les gorges de l'Aumance en amont d'Hérisson (Saut-du-Loup en particulier) ; on les retrouve au Sud, à l'état de paléoreliefs plus ou moins ennoyés dans les dépôts tertiaires, particulièrement bien visibles près de Venas, à l'Ouest du village, mais le plus souvent arénisés.

Ce sont des granites de teinte sombre, rougeâtres, riches en biotite (assez petite), à grain plutôt grossier mais seulement tendance porphyroïde (feldspaths les plus gros dépassant rarement 0,5 cm) ; les affleurements tendent à prendre une morphologie en boules, surtout sur les hauteurs, comme à Venas.

Vers le Nord, il présente un caractère intrusif, avec filons ou passages aplitiques, quelques venues aplo-pegmatitiques, des granites clairs à grain moyen ; un septum d'anatexite a été observé.

Vers l'Ouest, la nature du contact avec les leucogranites est difficile à définir : elle est peut-être tectonique, mais la présence de faciès intermédiaires a été notée (voir γ^{2-3}).

• **Massif de Cérilly.** Le massif monzogranitique de Cérilly présente une forme vaguement circulaire d'environ 8 kilomètres de diamètre, traversé par un faisceau de failles (filons de quartz de Bois-d'Agland et de la "brèche du Rutin") orienté NW-SE, avec l'apparence d'un décrochement senestre. Il est intrusif dans le granite de Tronçais (γ^3T) et les granites leucocrates grossiers (γ^{2-3}) dont l'ensemble l'entoure en auréole, partout où la couverture sédimentaire n'interdit pas les observations.

C'est surtout au Nord-Est de la dislocation axiale, depuis Cérilly jusqu'aux abords de Theneuille, que se rencontrent des granites grossiers sombres, rougeâtres, assez riches en biotite, à tendance porphyroïde fréquente mais irrégulière ; de petits mégacristaux apparaissent au Sud-Ouest de Cérilly. Les affleurements présentent souvent une morphologie "en boules", notamment au Sud-Est (vers Ginçais). Aux environs de Cérilly, ces faciès grossiers comportent des passages de granites clairs, plus fins, quelques filons d'aplite et surtout de lamprophyres (kersantite).

TABLEAU 1 - ANALYSES CHIMIQUES DES MONZOGRANITES ET DIORITES DE LOUROUX-HODEMENT

	J. Orliac, univ. Clermont-Fd, novembre 1958 (in Mergoil, 1958)			CRPG / CNRS Vandoeuvre-lès-Nancy 1973 (in Sossa-Simawango, 1980) n°10-821 Louroux-Hodement Carrière, au NNE
	N° 978 Louroux-Hodement Carrière, 250 m Ouest de D 13 LM 8826 = granite banal	N° 979 Louroux-Hodement (idem 978) LM 8826 = diorite quartzique	N° 980 Louroux-Hodement (idem 978-979) LM 8825 = interm. entre diorite et syénite calco-alkaline	
SiO ₂	67,10	62,55	58,70	57,79
Al ₂ O ₃	16,45	18,20	20,20	16,29
Fe ₂ O ₃	0,65	1,10	1,55	6,16*
FeO	3,30	3,90	3,65	
MgO	1,65	2,10	2,25	3,78
CaO	2,20	2,80	3,55	5,81
Na ₂ O	3,60	3,95	4,50	3,68
K ₂ O	3,80	3,80	3,20	2,47
TiO ₂	0,50	0,80	0,85	1,05
P ₂ O ₅	0,20	0,35	0,30	0,47
MnO	tr.	0,05	0,05	0,05
H ₂ O+	0,35	0,50	0,55	P.F. 2,08
H ₂ O-	0,10	0,10	0,30	

* Fe total en Fe₂O₃.

En lames minces, ce faciès-type, grossier, se caractérise par une texture hypidiomorphe, à tendance monzonitique et porphyrique plus ou moins marquée ; feldspaths potassiques (généralement microcline) perthitiques, poecilites ; plagioclases automorphes zonés (oligoclase-andésine), parfois plus abondants que les potassiques ; myrmékites fréquentes, localement abondantes ; quartz en plages polycristallines ; biotite brune en amas (souvent 7-10%). Les minéraux accessoires sont bien représentés : allanite, apatite ; opaques (oxydes Fe-Ti) fréquents et parfois abondants ; parfois sphène (Louroux-Hodement), zircon.

Aucune différence significative n'apparaît entre le granite de Montmarault et les faciès grossiers du granite de Cérilly.

Des faciès moyens, moins étendus que les précédents, affleurent surtout au Sud-Ouest de la dislocation axiale. Ce sont des granites rougeâtres ou grisâtres paraissant plus leucocrates que les précédents ; la tendance porphyroïde ne se manifeste plus, ni la morphologie "en boules".

En lame mince, ils sont voisins des précédents mais plus fins, souvent un peu planaires ; structure hypidiomorphe à tendance monzonitique, plagioclases automorphes zonés, microcline perthitique poecilite, quartz en plages polycristallines ; biotite en amas, parfois abondante, parfois muscovite deutérique (dans le microcline, à la Treille) ; apatite, zircon, leucoxène, allanite. Quelques passages d'aplite rose, plus rarement de pegmatites, se rencontrent au voisinage de la bordure intrusive à l'Ouest ; c'est dans la même situation qu'a été rencontré, 300 m au Nord-Ouest de la ferme de Chanlive, un petit gisement pegmatitique à structure orbiculaire (J.P. Couturié, note en préparation).

Un faciès fin γ^{3M} occupe le cœur du massif (cf. plus loin).

Déformations. D'une façon générale, les granites du massif de Cérilly sont peu ou pas déformés, et toujours moins que les granites encaissants ; mais il existe des déformations localisées, cassantes ou planaires, qui affectent indifféremment les différents faciès de ce massif.

— Déformations cassantes. D'étroites bandes cataclasées, hématisées, souvent silicifiées, parcourent le massif : les plus caractéristiques sont des cataclasites à nodules de granite dans un chert rouge violacé très résistant ("brèche du Rutin" de J. Mergoil, 1962), mais le plus souvent le granite est seulement très fracturé avec silice rouge violacé dans les fissures, coloration et induration de la roche.

Ces "mylonites" sont la manifestation pétrographique de la dislocation qui traverse le massif ; on les rencontre le long de l'accident principal, mais aussi de ses satellites, toutes sensiblement orientées N 130° ; vers le Sud-Est, elles passent en relai aux filons de quartz du faisceau de Bois-d'Agland.

— Déformations planaires. Près de Cérilly, en particulier au Sud-Ouest du bourg près du stade, le granite grossier, finement porphyroïde, présente une déformation planaire se traduisant surtout par le débit des rochers, orientée N140° avec pendage 60° NE. Cette structuration se poursuit plus discrètement jusqu'à 2 km au Sud-Est, et se retrouve 1,5 km au Nord-Ouest au Champ-de-l'Ombre (feuille Charenton-du-Cher) où une schistosité d'orientation semblable (N135° à pendage NE) affecte le faciès fin.

D'autres structurations planaires plus localisées, ont été relevées :

- Sud des Magnoux, avec déformation d'intensité variable orientée NE-SW et pendage Nord-Ouest de 30-40°, dans un granite à tendance porphyroïde ;
- Sud-Est du Moulin-à-Vent, avec débit orienté NW-SE à pendage Nord-Est dans un granite à grain moyen.

Accidents leucocrates. D'importants passages leucocrates (pluridécamétriques ?), bien individualisés, ont été observés en deux points aux environs de Cérilly, associés au faciès grossier :

- carrière des Barreaux au Nord-Est de Cérilly (feuille Charenton-du-Cher) ;
- chemin d'accès aux Parchis (WSW de Cérilly).

Ces affleurements artificiels ne donnent aucune indication sur la géométrie des gisements.

Aux Parchis, c'est un leucogranite fin à biotite et muscovite, à texture localement micrographique, plagioclases automorphes, feldspath potassique perthitique xénomorphe poecilitique, quartz interstitiel polycristallin, plages micrographiques, biotite rare altérée, muscovite en grandes lamelles poecilitiques.

Faciès de bordure et faciès déformés. A la carrière des Places (Ouest du hameau), en bordure nord-ouest du massif de Cérilly, le granite, à grain moyen, présente des plages micropegmatitiques ; il est aussi très cataclasé, fracturé. En front de taille, on observe en continu son passage à la "brèche du Rutin" qui affleure à l'Ouest de cette carrière (Mergoil, 1962). Cette brèche est constituée d'éléments plus ou moins anguleux de granite de Cérilly dans une matrice silicifiée rouge violacé.

De nombreuses lames montrent une texture protomylonitique, souvent planaire. C'est le cas en particulier au Nord-Est du massif de Cérilly, depuis le Champ-de-l'Ombre (feuille Charenton-du-Cher) jusqu'aux environs de Theneuille (Gabriat, les Granges). On retrouve aussi cette texture près d'Hérisson (au Sud-Est) et aux environs de Venas, avec myrmékites abondantes et albite interstitielle, ainsi qu'en bordure nord-est du granite de Maillet (Fayolle).

La texture devient parfois plus mylonitique :

- blastomylonitique au Sud-Est d'Hérisson, au contact d'un leucogranite, lui-même blastomylonitique ;
- mylonitique planaire affectant des granites à biotite rencontrés dans la zone leucogranitique à l'Ouest de Venas, au Sud et au NNW du Grand-Bigny ; dans ce dernier, dont l'aspect rappelle celui de la Petite-Verpillière (1/50 000 Bourbon-l'Archambault), la mylonitisation s'est superposée à une orientation magmatique dans un granite riche en biotite orientée associée à un peu de muscovite.

Des faciès très cataclasés jalonnent les dislocations du massif de Cérilly, associées ou non à des mylonites à nodules de type "brèche du Rutin", mais toujours teintés de rouge violacé, avec remplissage silicieux de même teinte dans les principaux plans de fracture (carrière des Places,

de l'étang du Breux au NNE de la Buchère, etc.). En lame mince, la brèche du Rutin est une mylonite silicifiée, à nodules, à hématite.

• **Roches "basiques" enclavées.** Aux carrières de Louroux-Hodement (Mergoil, 1958), ce sont des roches microgrenues plus mélanocrates que le granite encaissant, dont les compositions normatives C.I.P.W. donnent, dans la classification de Lacroix, des diorites quartziques ou diorites à syénites calco-alcalines (voir analyses chimiques, tableau 1). L'une d'elles, du premier type, montre avec l'encaissant, même au microscope, un contact net souligné d'un liseré noir, et la présence de grands feldspaths qui se développent dans l'enclave ; la roche est beaucoup plus riche en biotite que le granite encaissant, à plagioclases en baguettes automorphes, microcline, quartz engrené et en gouttelettes avec plages micropegmatitiques locales. Une autre enclave, bien moins mélanocrate, est une roche à biotite, beaucoup de plagioclases automorphes, sphène assez abondant, peu de quartz, pas de microcline. Enfin, dans la carrière située à la sortie nord du village : plagioclases zonés à tendance automorphe, microcline en grandes plages poecilites, quartz en plages engrenées, biotite abondante chloritisée, hornblende verte abondante, apatite automorphe abondante, sphène, zircon, épidote.

Aux Grandes-Jobergères, il s'agit d'un microgranite monzonitique grossier, à texture grenue hypidiomorphe porphyrique et micropegmatitique, planaire ; plagioclases automorphes zonés ; feldspaths potassiques en associations granophyriques avec le quartz, plus rarement en plages monzonitiques ; biotites verdâtres abondantes (>5%) ; quartz ; allanite en gros cristaux (altérée). La texture de cette roche traduit une mise en place superficielle.

γ^{3M} . **Monzogranite fin à biotite** (massif de Cérilly). A l'intérieur du massif de Cérilly, les différences de faciès font ressortir une structure complexe, avec un "cœur" constitué d'un granite sombre relativement fin, massivement exploité à la carrière des Chenus (Nord du Vilhain), entouré de granites grossiers à moyens semblables à ceux des autres massifs. D'autres granites fins existent au Nord du massif, affectés par une déformation planaire protomylonitique que l'on retrouve dans les granites grossiers voisins, à Cérilly en particulier.

Ces différences de faciès ne sont pas toujours tranchées ; seul le faciès fin, le mieux individualisé, a été distingué sur la carte. Le faciès fin a subi les mêmes déformations que les monzogranites à grain grossier et moyen. Le seul indice chronologique est une enclave de granite fin, de la taille du poing, trouvée dans un faciès moyen au Sud-Est du Moulin-à-Vent (Nord du Vilhain).

Le gisement principal (granite des Chenus) s'étend sur 2×2 km environ au centre du massif, apparemment décroché comme lui par la dislocation axiale.

L'importante carrière des Chenus permet d'étudier aisément la roche : c'est un granite sombre, brun-roux, à grain fin, riche en biotite, remarquablement homogène, présentant un litage magmatique discret. Il affleure mal dans les conditions naturelles, en roches résistantes à fleur de terre ; sa teinte est alors grise ou rouge violacé suivant les lieux.

Un autre gisement de granite fin s'étend au Nord-Ouest de Cérilly, principalement sur la feuille Charenton-du-Cher, où il affleure à l'ancienne carrière du Champ-de-l'Ombre : granite fin, rose violacé, riche en biotite, légèrement mais régulièrement schistosé en masse (N135° E, pendage 35° NE).

Ces faciès fins sont des monzogranites à biotite, mais à muscovite secondaire fréquente et orientation planaire plus ou moins marquée ; texture hypidiomorphe fluidale planaire, à tendance monzogranitique ; plagioclases automorphes zonés, parfois en gros cristaux (la Buchère) ; feldspaths potassiques en grandes plages xénomorphes poecilites, et (parfois) en cristaux automorphes maclés Carlsbad ; myrmékites abondantes ; quartz interstitiel ; biotite abondante, orientée (parfois en amas de petits cristaux) ; parfois, muscovite en plages poecilites dans les feldspaths (la Buchère) ; apatite, zircon, leucoxène. A la Buchère, plagioclases, feldspaths potassiques automorphes et biotite sont nettement orientés.

Une *isochrone sur roches totales*, à partir de faciès divers provenant de la carrière des Chenus et de celle du Rutin (apophyse attribuée au massif de Cérilly dans le granite de Tronçais) a donné un âge de 289 ± 26 Ma, avec $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_0 = 0,7083 \pm 0,0037$. Une autre isochrone, obtenue en regroupant les minéraux et la roche totale des Chenus, donne un âge de 291 ± 9 Ma, avec $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_0 = 0,7101 \pm 0,0010$. Cet âge d'environ 290 Ma est voisin de celui de la "fermeture" des micas du granite de Tronçais encaissant (Vachette, 1972).

A partir des données de cet auteur et en fonction des normes actuelles, J. Grolier (1984) a recalculé ces âges qui deviennent respectivement :
- 299 ± 26 Ma pour les roches totales ;
- 301 ± 9 Ma pour la roche et les minéraux des Chenus ; mais il fait observer que la fiabilité de l'isochrone "roches totales" demeure douteuse.

Les granites datés par M. Vachette seraient donc sensiblement contemporains des leucogranites de Louroux-Bourbonnais (301 ± 4 Ma) datés par M. Roques, J. Grolier *et al.* (1980).

γ_3 . Granite monzogranitique à grain moyen à fin, à biotite (gisements restreints). Au voisinage du massif de Cérilly, dans le granite de Tronçais, on rencontre des passages plus ou moins filoniens de faciès variés : granites moyens à fins, à biotite et parfois muscovite avec fréquemment silicates d'alumine, aplites, pegmatites, "lamprophyres" ; ces roches, bien que parfois orientées, n'ont pas subi les mêmes déformations que le granite de Tronçais. Cette disposition, bien visible à la carrière du Rutin (4,5 km à l'Ouest de Cérilly), se retrouve encore assez loin du contact (le Beau-Temps, SSW des Nigauds) ; plus profondément dans le granite de Tronçais et les granites grossiers leucocrates associés (γ^{2-3}), les affleurements montrent parfois des roches du même groupe, souvent en intercalations ou filons restreints, parfois assez importants pour être cartographiés. Le granite du moulin de la Doure (γ_3) peut être rapproché de ce groupe.

Carrière de Rutin, recoupant le granite de Tronçais ; P. Nebout et C. Boudal (1982) ont observé :

- un granite à grain moyen, à biotite, non porphyroïde, légèrement orienté ;
 - un granite à 2 micas, équant, à grain fin, en filons ;
 - une aplitite schistosée, en filon ;
 - une pegmatite à 2 micas (muscovite et grande biotite) et tourmaline.
- Un filon lamprophyrique est visible au plancher de la carrière.

En lames minces les faciès sont variés :

- granite à 2 micas, grain fin, avec un peu de cordiérite et d'andalousite : orthose peu abondante, plagioclases en lattes, quartz polycristallins, muscovite primaire et secondaire, cordiérite pinitisée incluse dans la muscovite, rare andalousite, apatite ;
- granite à grain fin, 2 micas et sillimanite, microcline perthitique automorphe à bordure micropegmatitique, plagioclase acide (associations microcline-albite indiquant une potassification) quartz interstitiel, biotite, sillimanite fantômatique, muscovite secondaire.

Étang de Saloup. Dans la carrière, les roches sont très cataclasées, en particulier le lamprophyre ; toutefois on reconnaît par endroits un granite sombre, rougeâtre, à grain moyen, riche en biotite, à muscovite secondaire, dépourvu de déformation planaire, à tendance porphyrique.

Sur la grève de l'étang, entre le barrage et la carrière, on observe, dans le granite de Tronçais, des passages ou filons de roches non déformées, dont les plus importants sont constitués de granite à biotite à grain moyen et mégacristaux pouvant atteindre 1 cm, et d'un granite à grain fin à biotite et muscovite.

Le Brethon : alignement de blocs de granite à grain fin, non porphyroïde, micropegmatitique, à biotite seule et quartz automorphe, dans le granite de Tronçais (Nebout et Boudal, 1982).

Les Souliers : au Nord-Ouest, carrière dans un granite rougeâtre à grain moyen, relativement sombre, à biotite dominante et muscovite, très fracturé mais non orienté.

Bonfaix : au Nord-Ouest, granites à biotite à grain moyen, assez sombres, dans des granites leucocrates très grossiers.

Carrière de la Grange (NNE du Brethon) : granite assez fin, à biotite seule, muscovite secondaire, rare sillimanite, quelques mégacristaux, à orientation fruste ; contact sécant sur la foliation du granite de Tronçais encaissant (Nebout et Boudal, 1982). Roches très tectonisées, avec veine subhorizontale de barytine.

γ^{2M} . **Granite leucocrate à grain relativement grossier, à biotite chloritisée** des environs de Ninerolle, à l'Ouest de Vieure. Ce granite se situe à l'extrême Sud-Est du massif de Louroux-Bourbonnais, mais les relations avec les granites à 2 micas sont masquées par une couverture d'arènes limoneuses.

Il n'affleure correctement que dans une ancienne carrière située à 700 m au Nord-Est de Ninerolle : c'est une roche grise à gros grain, altérée et sans cohésion, où des phyllites vert clair, peu abondantes, paraissent remplacer la biotite ; pas de muscovite visible. Le granite est associé à des aplites rosées ; l'ensemble est tectonisé, les roches passant localement à des cataclasites.

A 400 m plus à l'Est (bord de la route près de Marmenaille), c'est un granite à grain moyen et biotite reconnaissable passant à une roche argilisée blanc verdâtre.

En lames minces, ce sont des granites à biotite. Celui de l'affleurement principal est un leucogranite à grain grossier, à microcline très perthitique xénomorphe ou subautomorphe, plagioclase acide automorphe, albite interstitielle très abondante, quartz, rare biotite décolorée et gonflée, muscovite tardive ; déformation synmagmatique et cataclase superposée.

γ^2 . Granite leucocrate à grain fin plus ou moins aplitique, à biotite (souvent chloritisée) et parfois muscovite. Ces granites fins, localisés au S-E de Reugny, sont souvent associés aux diorites quartziques (η^{1-2}). Ils s'étendent vers le Sud jusqu'au Auzeau (feuille Montluçon). Géologiquement, ils paraissent se rattacher au monzogranite des Barrands (γ^{3-4}) dont ils constitueraient un faciès leucocrate à tendance aplitique.

Vers le Sud (vallon du ris des Combillats, Sud-Est de Varigny), ce sont des roches plus ou moins aplitiques, rougeâtres à un peu verdâtres, le plus souvent sans muscovite visible, fréquemment tectonisées, localement mylonitiques. Vers la confluence des rus, on observe en affleurement l'association des roches aplitiques roses avec des diorites et des granites gris.

Au Sud-Est de Varigny, un granite sombre, gris, affleure au milieu d'un cailloutis mixte où dominent des aplites semblables, localement pegmatitiques.

Au Nord du vallon on ne rencontre plus que des granites leucocrates roses, fins, chloriteux, jusqu'au plateau couvert d'altérites.

Vers le Nord (la Plaine, à l'Ouest de Givarlais) on trouve à nouveau des granites clairs, fins à aplitiques, parfois pegmatitiques, localement associés à des granites grossiers ou des septums de roches métamorphiques.

En lames minces (feuille Hérisson), ce sont des leucogranites aplitiques à plagioclase dominant, à biotite chloritisée peu abondante ; la muscovite, lorsqu'elle est présente, semble surtout secondaire et peut inclure des fantômes de sillimanite ; la fracturation tardive se surimpose à une protoclaste.

ROCHES MÉCANIQUEMENT DÉFORMÉES

myY ; *my*. **Phyllonites d'Hérisson.** Cette bande de mylonites foliées et souvent plissotées, est orientée SW-NE depuis la vallée de l'Aumance jusqu'à la faille des Sbilats et axée sur le ruisseau de la Louise. La foliation est globalement concordante avec l'orientation de la bande phyllonitique. Les limites en largeur sont difficiles à définir en raison de l'absence d'affleurements sur les plateaux mais son élargissement vers le Nord-Est paraît probable : 600 m environ dans la vallée de l'Aumance, probablement plus de 1500 m près des Sbilats. Au Sud-Ouest, les phyllonites typiques s'arrêtent à la vallée de l'Aumance, mais au delà, autour des Béchets on retrouve des roches comparables (sur le chemin de Bouillet notamment) dans une zone qui semble se rétrécir (ou s'effiloche) avant d'atteindre la faille de Louroux-Hodement, tandis que la déformation s'atténue. En revanche, au Nord-Est, les phyllonites sont tranchées net par la faille des Sbilats. Au Sud de Rouère (ancien chemin creux raviné), le contact est visible avec une roche granitique très cataclasée.

Dans les phyllonites d'Hérisson, G. Rolland (1985) a distingué :

- un *faciès clair*, à foliation nette, plissotée ; en général, les minéraux constitutifs sont difficilement reconnaissables (sauf quelques clastes de feldspaths) mais les caractères (taille du grain, netteté de la foliation) sont variables suivant la nature de la roche originelle et l'intensité de la déformation. L'étude pétrographique a permis d'identifier : des *leucogranites blastomylonitiques* rappelant le leucogranite des Simons et dont les plus déformés sont albitisés et renferment de la tourmaline (plus ou moins transformée en phyllites ou en gros cristaux disloqués) ; un *monzogranite* (à tendance granodioritique) mylonitique à plagioclase zoné prédominant, microcline perthitique, quartz et biotite chloritisée (Est de la Côte-de-Chateloy) ; une *leptynite* à quartz, plagioclase acide et microcline engrenés, muscovite, tourmaline abondante et chlorite hydrothermale. Certains de ces faciès originels sont reconnaissables dans les secteurs moins déformés (*myY*) ;
- un *faciès sombre* : ensemble de roches phyllonitiques (ou d'apparence telle) plissotées, comportant des roches biotitiques (à biotite déformée) et des roches plus massives homogènes, dépourvues de minéraux identifiables et de granulométrie extrêmement fine. L'un d'eux (Sud-Est de Chenillet) est un *gneiss anatectique* mylonitique, comportant des plages leucocrates granitoïdes et des plages gneissiques dont la schistosité de flux est encore visible, à biotite, chlorite, muscovite tardive et sillimanite transformée en muscovite. D'autres sont des *ultramylonites* planaires à résidus. Près de Chenillet, l'une, au Sud, est dérivée d'un granite ; l'autre, à l'Est, d'origine indéterminée, est à tourmaline très abondante (visible à l'œil nu : points noirs millimétriques).

Une cataclase se superpose souvent à la déformation ductile. Les phénomènes hydrothermaux sont fréquents : cristaux de tourmaline automorphes généralement tronçonnés, parfois partiellement transformés en phyllites ; albitisation possible de certaines roches ; microfissures ou filonnets de quartz à chlorites hydrothermales. Ils paraissent localisés suivant une bande sensiblement axée sur le ruisseau de la Louise.

Structuration des phyllonites. G. Rolland (1985) note une foliation mylonitique orientée N35°-50° qu'il interprète comme résultant du jeu cisailant de "l'accident de la Louise" ainsi que les microplissements observés sur l'ensemble des phyllonites. A l'échelle régionale, la zone des phyllonites est considérée comme la suite des décrochements ductiles du plateau d'Aigurande (faille de Marche occidentale-Boussac) ayant fonctionné au Carbonifère d'abord en dextre puis en senestre (voir cadre géologique et structural).

Mylonisation planaire moins intense. Ces déformations, représentées en surcharge, affectent des roches dont la nature initiale paraît connue ; leur intensité peut être localement aussi forte que dans les phyllonites d'Hérisson. Elles concernent les secteurs suivants :

- marges des phyllonites d'Hérisson à l'Ouest et au Sud-Ouest ;
- étroits couloirs mylonitiques (sorte de "répliques" des phyllonites d'Hérisson) :
 - dans les gneiss et anatexites au Nord-Est d'Hérisson,
 - localement au Sud-Est dans le leucogranite (Fayolle-du-Haut) ;
- traînées mylonitiques correspondant à une déformation maximale dans des granites plus ou moins orientés :
 - bordure occidentale des granites orientés au Nord de Maillet,
 - mylonites des Combillats dans le granite des Barrands (Sud-Est de Reugny),
 - couloir phyllonitique dans le granite orienté de Givarlais ;
- intense linéation N-S affectant le granite de Theneuille à la Trolière (Nord-Est de Theneuille) près de la faille de Sancerre-Sancoins.

Zones cataclasées. Les cataclasites, fréquentes en bordure des accidents, s'étendent plus largement dans certains secteurs, parfois sans cause apparente. La plupart de ces panneaux cataclasitiques sont répartis dans une zone allant de Louroux-Hodement aux environs de Vitray ; vers le Sud, ils jalonnent des accidents identifiés (failles de Louroux-Hodement et des Sbilats), mais ce n'est plus le cas au Nord.

Thureau de Chatelus (WSW de Vitray). Le granite est très déformé sur 250 m de large au moins ; ces cataclasites sont plus ou moins orientées mais la roche initiale reste reconnaissable ; des "mylonites" schisteuses apparaissent vers le Nord.

Les Liaudais (Sud-Est de Meaulne). Les micaschistes sont entièrement bréchifiés dans une zone de 100 à 200 m de large orientée N15°, visible sur 1 km et disparaissant au Nord sous la couverture triasique ; ils sont visibles dans les trois ravins en rive droite du ru des Planchettes, à l'Est des Liaudais. C'est une brèche à éléments anguleux et jointifs, souvent décimétriques, à passage latéral rapide au micaschiste non déformé, de même teinte et de même aspect. Son origine tectonique n'est pas certaine. E. Morice (1980) y voit plutôt un conglomérat d'âge paléozoïque supérieur.

Faille des Sbilats (accident qui tronque au Nord-Est les phyllonites d'Hérisson). Des roches très cataclasées s'observent au Nord-Est de cette faille, à son contact ou liées à des accidents secondaires : granite de Tronçais entre le Petit-Villers et Gavot, granitoïdes sombres de Rounère (caγ³) Nord-Ouest de Matonnière.

Le Préau (Nord de Louroux-Hodement). Suivant une traînée orientée Nord 10° sur 700 m au moins au Nord de la ferme, les terrassements et affleurements montrent souvent des cataclasites dont la cassure rappelle les rhyolites.

Phyllonites d'Hérisson. Une cataclase parfois intense affecte les phyllonites. On la retrouve dans les terrains non mylonitiques de la bordure sud-est (anatexites de Chateloy).

Gisements plus ponctuels. On peut citer les "mylonites" blanchâtres du Petit-Montavent (ENE de Reugny) qui sont des cataclasites dérivées de roches aplitiques et les cataclasites du Chambon (ancienne carrière au Nord-Ouest de Cosne-d'Allier) ou les roches (diorites quartziques ou granodiorites ?) plus ou moins broyées passent localement à des "mylonites à nodules".

• **Cataclasites visiblement liées à des failles** : la déformation intense n'affecte qu'une largeur restreinte, généralement métrique, sur le passage des failles. Ce cas est fréquent suivant deux axes :

- l'un, représenté à l'Est de Reugny se rattachant à l'accident du Cher, subméridien, plus net au Sud sur la feuille Montluçon ;
- l'autre suivant en gros la vallée de l'Aumance, depuis son entrée dans le socle au Nord-Ouest de Cosne-d'Allier jusqu'au secteur des Boutons au Nord-Ouest d'Hérisson.

Quelques cas se rencontrent en bordure nord-est du granite de Cérilly.

Citons enfin, à l'intérieur de ce même massif et décrits avec lui, les filons cataclastiques silicifiés du type "brèche du Rutin".

• **Cataclase modérée**. Parmi les zones ainsi représentées, certaines ne sont que l'extension des précédentes avec des caractères atténués ; d'autres sont différentes, par exemple :

- la bordure du bassin sédimentaire au Sud de Theneuille, où les granites sont hachés de fractures et souvent argilisés. Au Sud du Theil et à la D 146, la cataclase se superpose à un faciès hétérogène du granite, paraissant résulter d'un mélange (phénomène bien visible dans la petite carrière au Sud du Theil) ;
- une large traînée cataclastique dans le granite au Sud-Est du Moulin-à-Vent (Nord du Vilhain), en relation probable avec les "brèches du Rutin" visibles près des Chenus.

De telles traînées cataclastiques sont sans doute fréquentes dans les massifs granitiques, mais la densité des observations est insuffisante pour les représenter.

Notons enfin qu'en lame mince, dans toute la région, les roches du socle sont rarement exemptes de cataclase.

ROCHES FILONIENNES OU ACCIDENTELLES

Ko. Roches métamorphiques et magmatiques en septums dans les granites. La plupart des septums représentés se situent dans le massif de Louroux-Bourbonnais (granite à 2 micas) au Nord-Ouest et à l'Ouest de cette localité. Un autre a été noté dans le granite de Montmarault, à l'Est d'Hérisson.

Le plus important se trouve dans la vallée entre Villaumont et Louroux-Bourbonnais ; plus ou moins assimilé par le granite à 2 micas encaissant, il a été reconnu sur 600 m de long. Au Sud du vallon, la route recoupe une migmatite gneissique dont les niveaux biotitiques ont été replissés : N155°, plongement 7°SE (Nebout et Boudal, 1982). Au Nord de ce vallon, un petit arrachement montre une roche sombre bien planaire à gros grain. Entre ces faciès bien individualisés le granite est très hétérogène, plus ou moins contaminé avec traînées riches en biotite, ou conservant des structures gneissiques "fantômes" se révélant à l'altération.

Aux environs des Frênes (Nord-Est forêt de Soulongis) les roches présentent un aspect de micaschistes tandis que près des Souliers (Sud-Ouest du Vilhain), un septum important montre des gneiss à 2 micas orientés N49°- 76°SE (Nebout et Boudal, 1982).

Le septum de la Côte-du-Lac (Est d'Hérisson) est constitué d'anatexite granitoïde.

Les deux lames minces effectuées au Nord-Ouest de Louroux-Bourbonnais ont mis en évidence des roches insoupçonnées :

- la roche sombre planaire grossière est une diorite quartzique à hornblende et biotite, à orientation cataclastique ;
- le septum de Marlinat, finement granitoïde, orienté, riche en biotite dont certaines de grande taille, est une granodiorite à biotite. On peut penser que ces roches, notamment la première, sont des témoins de l'extension primitive du massif dioritique de Cosne-d'Allier.

Au SSE d'Hérisson, dans le granite "mixte" de Beauvoir, le septum est constitué d'un granitoïde protomylonitique planaire à grain fin, légèrement porphyrique ; plagioclases automorphes zonés, orientés, et gros cristaux antiperthitiques déformés ; feldspaths potassiques en plages ovoïdes ("phénocristaux" déformés) et cristaux subautomorphes perthitiques maclés Carlsbad, orientés et poecilites ; biotites flexueuses, déchiquetées, incluant de nombreux zircons ; muscovite déformée, souvent en grandes lamelles ; apatite en gros cristaux clastiques, zircon, leucoxène.

σ. Episyénite. Une roche gris sombre d'aspect granitoïde, à grain moyen à fin, un peu hétérogène et orientée, très altérable, constitue un gisement d'orientation subméridienne, long de 200 m au moins, probablement puissant d'une centaine de mètres, à l'Ouest de la ferme de Laume (Sud de Theneuille) à l'intérieur des granites leucocrates $\sigma\gamma^{2-3}$. Plusieurs petites carrières ont extrait la roche, que l'on voit aussi en talus de route.

En lame mince, c'est une roche métasomatique de type épisyénite à feldspath potassique et chlorites hydrothermales ; roche à grain fin, texture grenue cataclastique, plagioclases automorphes corrodés, quartz

extrêmement rare, biotites interstitielles chloritisées ; minéraux d'origine secondaire, hydrothermale :

- chlorites en agrégats radiaires concrétionnés, abondantes ;
- feldspath potassique (et albite ?) interstitiels ;
- développement de feldspath potassique dans les plagioclases.

Nombreuses apatites ; leucoxène. Cavités bordées de feldspath potassique.

Cette roche a pu être dioritique à l'origine, son hydrothermalisation ayant conduit à une épisyénite potassique.

$\mu\gamma$. **Microgranodiorite**. Quelques filons de roches microgrenues ou finement grenues assez sombres, ont été observés des Godignons à la Plaine (Sud-Ouest de Givarlais), sensiblement subméridiens, dans le prolongement vers le Nord des granophyres porphyroïdes du faisceau de Verneix (feuille Montluçon).

Aux Godignons, en labours, associée à la diorite, c'est une roche gris-beige assez grossière à biotite, riche en feldspaths. A la Plaine, c'est une roche granitoïde rougeâtre à biotite, pauvre en quartz, non tectonisée, dans un contexte de granites leucocrates mylonitiques.

En lames minces, la roche des Godignons présente une texture microgrenue, granophyrique, porphyrique. Phénocristaux : quartz rhyolitiques à auréole dévitrifiée, plagioclases automorphes (oligoclase), biotites automorphes décolorées ou chloritisées, apatite. Mésostase : quartz, plagioclase dominant, feldspath potassique interstitiel (associations granophyriques), biotites chloritisées, séricite, zircon. La texture "rhyolitique" évoque une bordure figée. Chimiquement, c'est une micromonzodiorite quartzique, de composition analogue à la roche encaissante (monzodiorite quartzique à hornblende). A la Plaine, la roche en diffère sur quelques points : présence d'agrégats sphérolitiques de chlorite dans la mésostase, et d'oxydes de Fe et de Ti. Son chimisme pourrait être moins basique (granodiorite ?).

Au Sud de la forêt de Soulongis, un filon microgrenu a été observé dans la diorite à proximité du granite des Blains : roche brun rougeâtre, équante, non cataclasée, à feldspaths rougeâtres et biotites visibles.

v. **Lamprophyre indifférencié, souvent hydrothermalisé ; *hy*. Hydrothermalisation importante observée** (notation ponctuelle). Sous ce terme ont été regroupées toutes les roches filoniennes sombres autres que les kersantites (v^3) décrites plus loin ; beaucoup sont de nature indéterminée, soit faute d'étude pétrographique, soit par suite de leur hydrothermalisation.

Ce sont des roches à grain fin, riches en biotite, souvent très altérables, affleurant rarement. Elles constituent des filons décimétriques à métriques dont l'extension et surtout la fréquence sont largement sous-estimées faute d'affleurements.

On les rencontre surtout dans le massif monzogranitique de Cérilly, où des kersantites ont été déterminées, mais aussi dans le granite de Tronçais (γ^3T) et les granites leucocrates grossiers ($g\gamma^2-3$). Des roches

lamprophyriques se rencontrent aussi en petits corps lenticulaires aux environs de Maillet en bordure du granite de Montmarault, à l'intérieur de celui-ci (les Graves) ou dans l'encaissant (Nord-Ouest du village). Elles n'ont pas été représentées.

En lames minces, dans les filons lamprophyriques, trois types de roches ont été déterminées :

- des *lamprophyres vrais* (filon de Matonnière au Sud de Saint Caprais, le Petit-Morillon au Nord-Ouest du Vilhain) à phénocristaux de biotite, minéraux ferromagnésiens rétro-morphosés (olivines ou pyroxènes) parfois oligoclase ; mésostase à biotite, feldspath potassique, apatite, carbonates ;
- des *microgranodiorites* à biotite, rencontrées dans le granite de Tronçais (parfois, texture finement grenue et un peu planaire : ru des Planchettes) et dans le massif de Cérilly (Font-Pourri) ;
- des *kersantites* (v^3 , décrites séparément).

Au Nord-Ouest de Maillet, dans un granite planaire de type Tronçais, on rencontre des corps lamprophyriques allongés, de puissance décimétrique à plurimétrique (ainsi que des roches aplitiques). Un échantillon pris sur un corps important, montre un lamprophyre à biotite à texture microgrenue doléritique équante : xénocristaux de quartz à auréole dévitrifiée, phénocristaux de minéraux ferromagnésiens remplacés par des agrégats de quartz et chlorobiotites, biotite abondante altérée, plagioclase en lattes, apatite aciculaire très abondante.

v^3 . **Kersantite.** Des filons de kersantite se rencontrent aux environs de Cérilly, essentiellement associés au granite de Cérilly, mais aussi parfois aux granites leucocrates encaissants (les Nialières). La plupart des gisements se situent sur la feuille Charenton-du-Cher, souvent hydrothermalisés, silicifiés.

Le filon de Font-Pourri (Ouest de Cérilly), puissant de 1-2 m, forme dans les champs une traînée de boules très tenaces et de gros éclats d'une roche sombre, homogène, à grain très fin (aspect de basalte).

En lames minces, texture microgrenue porphyrique ; phénocristaux petits et disséminés : minéraux ferro-magnésiens (pyroxènes probables) transformés en chlorites et carbonates, rare biotite ; lattes de plagioclases séricitisés, biotites automorphes, feldspath potassique interstitiel, apatites aciculaires, carbonates, plages de quartz vacuolaires (avec carbonates) bordées de biotite.

Il s'agit donc d'un lamprophyre à biotite et pyroxène (?) : kersantite.

$hy\gamma$. **Hydrothermalite à muscovite et chlorite.** Tout près du filon précédent, dans le granite de Cérilly à grain relativement fin, une traînée surmicacée, mal individualisée (à la manière des "schlieren"), affecte quelques mètres de puissance et 250 m de longueur au moins. La roche est sombre, de même grain que le granite, avec lequel le passage est rapide mais non tranché.

En lame mince, c'est une hydrothermalite à quartz, muscovite, chlorite : plages de quartz subarrondies polycristallines, amas de mus-

covite en gerbes, chlorites en agrégats radiaires ou en traînées (biotites chloritisées ?).

Des roches de ce type constituent les galets noirâtres notés en petite proportion dans les conglomérats stéphaniens des environs de Cérilly (Nord-Ouest de Bois-d'Embrun par ex.)

γ2. **Aplite.** De rares filons d'aplite ont été observés sur une longueur suffisante pour être représentés. La plupart ont été repérés grâce à d'anciennes carrières, car ils n'ont guère d'incidence sur la morphologie.

Les plus importants se situent dans le granite de Montmarault, au Sud-Est d'Hérisson (le Tribunal, Lavault) ; la dimension des anciennes fosses indique des puissances plurimétriques. Des filons moins importants se rencontrent au Nord de Maillet (Sud des Boutons, Est de Chezelle).

Ces aprites sont roses, plus ou moins fines selon la puissance des filons ; elles contiennent souvent un peu de biotite chloritisée.

Dans le massif de Cérilly, un filon de granite aplitique à biotite, passant d'environ 1 m, se suit sur 300 m près de l'Aspic (Sud-Ouest de Cérilly) dans le granite grossier à tendance porphyroïde.

C'est un granite rose très leucocrate à biotite, à grain assez fin. En lame mince, c'est un leuco-monzogranite à tendance aplitique avec un peu de biotite disséminée et rare muscovite.

Dans l'ensemble de la feuille, les filons aplitiques présentent une orientation semblable : souvent N130° (Hérisson), parfois plus proche de N100°.

γ1-2. **Leucogranite à muscovite et parfois biotite, pegmatitique à aplitique.** Ces filons font partie des mobilisats leucocrates de la bordure sud-ouest du massif de Louroux-Bourbonnais, décrits plus haut ("Granites tardifs").

γ2-3. **Leucogranite à biotite et muscovite.** Près de Varigny (SSE de Reugny), dans les monzogranites, un granite à 2 micras relativement résistant forme un corps allongé de 400 m environ, non rectiligne, irrégulier (puissance variant de 5 à 50 m ?), évoquant plutôt une apophyse granitique (ou un mobilisat) qu'un filon.

En lame mince, sa texture est protomylonitique ; plagioclases automorphes légèrement zonés, corrodés ; microcline subautomorphe, perthitique ou interstitiel ; quartz recristallisé ; biotite disséminée (1-2%) chloritisée ; muscovite primaire en cristaux déformés souvent associée à la biotite, et secondaire en amas fibreux ; apatite, rare grenat.

Q. Quartz. Le *faisceau filonien de Bois-d'Agland*, important et complexe, se situe au SSW de Theneuille, à l'extrémité sud-est de la dislocation qui traverse le massif de Cérilly. Vers le Nord-Ouest, ce faisceau est relayé par des filons de "brèche du Rutin" et cataclasites associées.

Aux environs de Bois-d'Agland, le quartz n'affleure jamais, sans doute à cause d'une hydrothermalisation intense du granite, qui n'affleure

jamais non plus. On ne voit que des blocs de quartz blanc, parfois très gros, dans une arène argileuse roussâtre. La morphologie des reliefs, la taille et l'abondance relative des blocs permettent seules de situer les filons. Leur puissance est inconnue, mais la taille de certains blocs en montre l'importance.

C'est seulement vers le Nord-Ouest, près de Laume, dans une zone moins hydrothermalisée, qu'on peut observer un filon qui a été exploité (puissance 1 à 2 m ?).

Autres filons. Des filons de quartz ont été notés çà et là dans le socle, généralement isolés et peu puissants. Quelques uns présentent une importance notable :

- filon de Crucès, autrefois exploité (orientation N120°), visible de part et d'autre de la vallée de l'Aumance (avec décrochement) dans la diorite de Cosne-d'Allier ;
- filon des Ris, au Sud-Ouest de Saint-Caprais (orientation N110°) en relation avec la faille des Sbilats.

PALÉOZOÏQUE

Stéphanien

Les terrains attribués au Stéphanien affleurent dans deux secteurs :

- le bassin de Meaulne (ou de la vallée du Cher), à l'Ouest, longeant le val de Cher ;
- les témoins orientaux (Cérilly, Vieure) qui constituent la bordure ouest du bassin de l'Aumance ; ce Stéphanien se prolonge largement sous les dépôts tertiaires du bassin de Cosne.

Ces terrains présentent des faciès variés que l'on peut classer en trois groupes :

- des conglomérats, rougeâtres ou non, mal stratifiés ;
- des dépôts rythmiques grésopélitiques généralement gris (houiller classique) ;
- des arkoses à galets de quartz, cantonnées dans le bassin de Meaulne au sommet de la série (Permien possible).

Les relations entre conglomérats rougeâtres et dépôts grésopélitiques sont différentes suivant les points : passage progressif, latéral au ruisseau des Aiguillons (Sud-Est de Vallon), ou bien vertical avec faciès banals surmontant les dépôts rougeâtres (Nord-Est de Vallon), superposition des conglomérats rouges discordants sur le houiller banal à Marmenaille (Nord-Ouest de Vieure) et à la Chavonnerie au Sud-Est de Vallon (Mergoil, 1958).

La coupe des Aiguillons montre l'évolution des faciès à partir de la faille bordière ; on observe d'Est en Ouest :

- au contact des schistes métamorphiques, une accumulation de cailloux et de blocs granitoïdes ou schisteux (jusqu'à 30-40 cm), un peu roulés, sans classement, dans un ciment lui-même bréchiqque ; la teinte reste verdâtre comme les schistes en place ;

- vers 50-60 m, passage à des conglomérats rouge violacé, peu ou pas stratifiés, à matrice sablo-silteuse abondante, comportant des blocs épars, parfois gros (jusqu'à 2 m), souvent roulés, de granite grossier orienté à 2 micas, altéré et rubéfié ;
- ces conglomérats passent progressivement à des dépôts moins grossiers, mieux stratifiés, toujours rougeâtres, où apparaissent des niveaux pélitiques ;
- la formation devient progressivement plus fine tandis que certaines couches passent progressivement au gris ;
- enfin les dernières teintes rouges disparaissent un peu avant le premier charbon observé, à 600 m environ de la faille bordière.

On retrouve la même succession, mais de bas en haut, dans les sondages et même certaines coupes affleurantes. Ainsi, au Nord-Est de Vallon, le sondage COGEMA-MEA1S, montre, au-dessus du socle micaschisteux affecté par un paléosol :

- une brèche à éléments jointifs (faciès "pâté de tête") sur 55 m ;
- des conglomérats massifs parfois rougeâtres (77 m) ;
- puis des sédiments rythmiques, non rouges, comportant des passages carbonés (traversés sur 321 m).

La coupe de la D 110 en rive gauche de l'Aumance à l'Est de Vallon (de Launay, 1893) montre des couches comportant des niveaux rouges (37 m) surmontées de grès jaunes et verdâtres (22 m).

Volcanisme. Aucun indice de venues de laves ("dioritine" des anciens) n'a été observé dans les bassins houillers de la vallée du Cher. Les lambeaux de Cérilly et de Marmenaille en paraissent également dépourvus.

L'épais niveau de "gore" observé au Sud de Meaulne (cote 241) correspond vraisemblablement à des dépôts cinéritiques remaniés ; la présence de quartz aciculaires visibles en lame mince (P. Marteau) confirme l'existence d'éléments pyroclastiques dans cette argilite sableuse.

h5. Stéphanien indifférencié. Il est constitué de grès feldspathiques, souvent microconglomératiques à conglomératiques, associés à une petite proportion de sédiments schisteux grésopélitiques à rares veines charbonneuses (les couches de charbon sont exceptionnelles et peu importantes: voir § "Recherches de charbon"). Ce sont des dépôts cycliques à séquences d'ordre métrique (1 à 6 m en général, parfois moins, rarement plus), irrégulières et complexes, dont la fin est marquée par un niveau schisteux, parfois pélitique et carboné. Les stratifications obliques sont fréquentes. Ces dépôts sont généralement beiges à grisâtres, mais des nuances rouge violacé peuvent apparaître au voisinage des zones à faciès rouges dans certains niveaux, surtout grossiers.

Selon P. de Peyronnet (1984), les gros éléments sont constitués de granites à 2 micas, de micaschistes et de quartz filonien, leur ciment semblable aux grès feldspathiques associés. Les passées schisteuses et gréseuses sombres sont souvent carbonées, à débris végétaux visibles, parfois identifiables (fougères).

Minéraux détritiques : feldspaths potassiques, plagioclases (oligoclase-andésine), micas (muscovite, biotite souvent chloritisée) et quartz

en grains subanguleux ; ce dernier est plus abondant vers la base de la série (jusqu'à 75%) puis sa proportion diminue au profit des feldspaths, parfois prépondérants vers le sommet ; biotite et chlorite (mais non la muscovite) se raréfient vers le haut, ainsi que l'argile, les minéraux opaques et surtout les passées charbonneuses. P. de Peyronnet (1984) donne les variations des proportions moyennes des minéraux constituants. Il fournit également de nombreuses analyses chimiques (Lab. de pétrologie de Paris VI, 1983).

Diffraction : les échantillons des environs d'Estivareilles (vallée du Cher, feuille Montluçon) ont une fraction argileuse à smectite généralement dominante, illite et kaolinite.

h5R. Conglomérats mal stratifiés. Ils forment des masses peu ou pas indurées, généralement teintées de rouge violacé, où des éléments de toutes tailles, en proportion variable et sans classement apparent, sont mêlés à une matrice sablo-silteuse. De rares intercalations plus fines matérialisent localement la stratification.

La nature des éléments est variable suivant les lieux. Tout près des failles bordières, on retrouve parfois des roches du socle adjacent (soit micaschistes, soit granites), en éléments peu évolués, de taille décimétrique (5-30 cm en général), mais à faible distance apparaissent des éléments sub-arrondis, parfois très gros (jusqu'à 1-2 m et plus), constitués de granites grossiers plus ou moins orientés à biotite et muscovite, altérés et rubéfiés. Leur taille et leur abondance fait parfois penser à un granite en place (vallée du ruisseau des Planchettes au Nord du Bouet ; cf. 1/80 000 Moulins).

La matrice est constituée d'un sable grossier silteux et argileux, généralement teinté de rouge violacé, avec parfois quelques taches, veines ou délits vert pâle. Dans certains gisements riches en éléments granitiques, la matrice est constituée d'arène peu évoluée, l'ensemble rappelant un granite altéré en place. Au Nord-Ouest de Vieure (ravin à l'Ouest de Cordonnière), c'est une arène argileuse brun-rouge avec quelques délits argileux clairs, verdâtres, subhorizontaux.

Diffraction : la matrice rouge d'un conglomérat près de Thizon (feuille Montluçon), indique la présence probable d'hématite dans une association minéralogique par ailleurs semblable à celle des faciès gris voisins avec, pour la fraction argileuse, smectite dominante, illite et kaolinite accessoires.

h5A. Arkoses à galets de quartz. Ce faciès est bien caractérisé entre les vallées du Cher et de l'Aumance, depuis la Côte-de-Monfourmi (Nord-Est de Vallon) jusqu'à Magnoux (Sud de Meaulne), par la Moulère et les carrières des Ances. Des arkoses d'aspect semblable sont visibles vers les Alliers, les Seignes, les Mortiers (Sud-Est de Meaulne) mais leurs passées conglomératiques comportent davantage de galets de socle. Les arkoses claires décrites par P. de Peyronnet (1984) au Sud-Ouest du pont des Seignes, avec des galets de granite atteignant 10 cm, peuvent être rattachées au même ensemble constituant vraisemblablement la partie supérieure des "terrains houillers" du bassin de Meaulne. Les dépôts de base du Trias sont discordants sur ces arkoses qui présentent des pendages importants, comparables à ceux du houiller banal environnant.

Ces arkoses se caractérisent par leur aspect homogène, en bancs nets, épais de 10 à 40 cm en général, sans intercalations pélitiques. A la cassure, la roche est blanchâtre à beige, un peu micacée (muscovite), présentant une certaine hétérogénéité de grain, y compris à l'intérieur des bancs où l'on peut passer progressivement, parfois en quelques cm, de plages de grès fin arkosique à des faciès très grossiers à débris granitiques, où peuvent apparaître de petits galets peu arrondis de quartz et de granite (la Moulère). Elles comportent quelques intercalations (2-10 cm env.) de grès fins durs.

Près de la borne 241 (Sud de Meaulne), une roche dure, fine, blanchâtre, parfois varvée ("gore"?), est visible sur 1,50 m d'épaisseur, reposant sur des arkoses.

Les pendages sont de 30-40° SW à la Côte-de-Monfourmi et à la Moulère, de 35°W en moyenne selon C. Boulanger (1844) à la carrière des Ances (à l'Est, près RN 144).

Au Nord-Ouest de Meaulne (Frémont, Dointe), au dessous du Trias, le Stéphanien est encore grésopélitique, mais on rencontre aussi, à l'état résiduel, des grès bruns ferrugineux très micacés et quelques bois fossiles.

h5bV. Arkoses granitoïdes de la Velatte (Nord-Est de Theneuille). Recoupées par la D 428, elles s'étendent jusqu'à la faille de Sancerre-Sancoins au hameau de la Velatte. Elles sont assez grossières, homogènes, non conglomératiques en général, peu stratifiées, à débit parallélépédique, fréquemment minéralisées en barytine.

La granulométrie varie peu ; toutefois on note des bancs ou passages nettement plus fins. Localement on trouve quelques petits galets de quartz et des fragments charbonneux. De rares nodules sombres peuvent correspondre à des galets de socle altérés.

A l'œil nu, la roche est composée de quartz et feldspath avec un peu de muscovite d'aspect frais. Des minéralisations hydrothermales affectent fréquemment la roche : veines ou filonnets de barytine rose à rougeâtre. A l'Ouest de la Velatte, l'arkose présente souvent des taches vineuses (diffusion du fer autour d'anciens sulfures ?)

Bassin de Meaulne (ou de la vallée du Cher)

A l'affleurement, les dépôts conglomératiques rougeâtres mal stratifiés occupent, en totalité ou en partie, une bande d'environ 2 km en bordure orientale du bassin, en contact faillé avec le socle, depuis la Bouteille (forêt de Tronçais), au Nord, jusque près de Reugny au Sud, et les sondages indiquent qu'ils s'étendent bien davantage en profondeur (jusqu'à 5 km de large). Ils passent vers l'Ouest au houiller banal. Les arkoses occupent le sommet de la formation, au NNW, aux environs de Meaulne.

C. Boulanger (1844) faisait déjà remarquer l'opposition entre la rive gauche de l'Aumance, avec pendages assez forts vers l'Ouest, et la rive droite où les couches plongent au Nord-Est. Cet état de choses, confirmé par E. Morice (communication orale), est le résultat de deux accidents

majeurs (accidents du Cher et de l'Aumance) séparant des domaines différents :

- à l'Est de l'Aumance : "banquette" de sédiments peu épais et détritiques grossiers, solidaires d'un substrat cristallophyllien peu penté (généralement vers le Nord) ;
- entre l'Aumance et l'accident du Cher : basculement général avec rotation des pendages qui s'orientent à l'Ouest et parfois au Sud-Ouest, épaissement progressif vers l'Ouest de la série qui devient de plus en plus fine ;
- à l'Ouest de l'accident du Cher : Stéphanien probablement présent sous couverture importante de Tertiaire et Trias (sondage de la Villatte).

Cette rotation de la direction des couches doit être interprétée comme la conséquence d'un jeu senestre de l'accident du Cher.

Par ailleurs, pour L. de Launay (1893), le terrain houiller de Meaulne "paraît présenter des indices de compression dans le sens de la largeur".

Les sondages de la COGEMA mettent en évidence l'existence de *trois séquences* débutant chacune par des conglomérats, souvent rouges, dont la dernière présente des affinités avec l'Autunien (Morice, 1980) :

• **Série de Vérigny-les Aiguillons.** (bien visible dans les ruisseaux de la Guerche et des Aiguillons) :

- le remplissage du fossé stéphanien du Cher débute au Nord du seuil de Reugny. Les premiers dépôts sont constitués d'une puissante "brèche de pente", amoncellement de piémont dont les éléments n'ont subi qu'un faible transport ; teinte généralement rougeâtre ;
- puis vient un ensemble conglomératique à galets polygéniques (micaschistes, gneiss, granites à 2 micas) à matrice gréseuse grossière feldspathique et micacée, intercalations gréseuses métriques et quelques niveaux pélitiques décimétriques à matière organique ; teinte à dominante gris rosé.

La partie inférieure de la série peut dépasser 100 m d'épaisseur ;

- ensuite vient une succession de séquences : conglomérats, grès, silts, laminites à matière organique ; du charbon apparaît parfois en "griffes" ou "copeaux" dans des grès moyens, mais aussi en lits centimétriques ou décimétriques dans quelques horizons silto-pélitiques.

• **Série du Creux.** Cette série, de teinte grise, affleure en rive droite de l'Aumance (D 157) et dans le ruisseau du Creux. On rencontre successivement :

- un conglomérat de base, dit de la Vignonnerie (visible au Nord du Creux), à galets granitiques dans une matrice grésio-feldspathique micacée ;
- au-dessus, un empilement de corps gréseux lenticulaires, grossiers à moyens, feldspathiques, à 2 micas, stratification entrecroisée le plus souvent, avec quelques griffes ou copeaux charbonneux, intercalations décimétriques de passées pélitiques micacées grises à brun-noir, plus ou moins chargées de matière organique ;
- en montant dans la série, les formations gréseuses deviennent moins grossières, tendent à s'organiser en bancs métriques alternant avec des unités grésio-pélitiques plurimétriques, avec lits à matière organique où s'individualisent localement des niveaux décimétriques charbonneux répartis en chapelets.

• **Série des Seignes.** Elle débute par le conglomérat du moulin de Gandeboeuf, ravinant la série précédente : conglomérat à galets de granite à 2 micas et matrice grésfeldspathique micacée ; mais toute la base de cette série est conglomératique avec des corps gréseux grossiers chenalisés. Ces lentilles gréseuses, comportant souvent des lits à dragées polygéniques, sont larges de 1 à quelques mètres, séparées par des pélites gréseuses micacées décimétriques plus ou moins chargées en matières organiques avec quelques lits à plantes identifiables.

En s'élevant dans la série, les rythmes de sédimentation deviennent progressivement décamétriques, les lentilles gréseuses s'allongent et tendent à s'organiser en bancs, corrélativement à l'affinement général de la granulométrie ; au sommet, des veinules de charbon se mêlent aux faciès silto-pélitiques (anciens puits de recherche des Seignes). En cette fin de série dominant les faciès fins, lacustres.

L'analyse palynologique (J.J. Châteauneuf) d'un échantillon de la Petite-Garne (Sud-Est de Meaulne) indique une microflore mixte stéphano-autunienne ; ainsi la série des Seignes pourrait être un équivalent de l'assise de Ponsard (Grangeon *et al.*, 1955).

Bassin de Cosne-d'Allier

A l'affleurement, aux environs de Vieure, on rencontre deux faciès bien distincts :

• **houiller banal** (h5a), gris, grésopélitique, visible dans quelques petits affleurements autour de Marmenaille, et reconnu en sondage aux Granges. Pendages importants : direction N15°E, pendage 43°E au Nord-Est de Marmenaille ; présence de plis (peut-être dus à la proximité de la faille) au Sud-Ouest, sur la berge du ruisseau ;

• **conglomérats** à blocs arrondis de granite dans une arène argileuse brun-rouge (h5bR), mal stratifiés, où quelques débits argileux clairs subhorizontaux confirment l'impression générale d'absence de pendage. Au Nord de Marmenaille, abondance de boules granitiques (jusqu'à 1-2m) plus ou moins résiduelles. Bien qu'on ne les observe pas en succession directe, les conglomérats paraissent bien discordants sur le houiller banal. Ils sont eux-mêmes surmontés de dépôts beiges moins grossiers, attribués au Permien.

Aux environs de Cosne-d'Allier, le Stéphanien n'est connu qu'en sondages (SNEA.P) et bibliographie.

Les terrains houillers des "bassins" de Deneuille-les-Mines et de Villefranche (feuille Montluçon) se poursuivent vers le Nord sous la couverture tertiaire jusqu'aux environs de Vieure où ils affleurent à nouveau (voir plus haut). Leur présence est connue depuis les travaux de recherches effectués vers la fin du siècle dernier par la Compagnie des Forges de Châtillon et Commentry. Du Nord au Sud :

– sondage des "Beduns" (596-8-1), de 321,5 m de profondeur, houiller atteint à 48,45 m ;

– sondage des Boubes, de 184,26 m de profondeur ;

– sondage de Neuville, de 740,73 m de profondeur, situé sur la feuille Montluçon.

Le document d'entreprise (25-9-1897) précise que le sondage des Béduns n'a pas atteint le socle et qu'il est douteux que les deux autres soient arrivés à la base du houiller.

Le rapport Rigal (27-4-1920) signale en outre, exécutés par la même entreprise, le puits des Boulais : terrains houillers (grès et schistes) à partir de 116 m, arrêt à 129,10 m et, à 125,80 m, une galerie de reconnaissance à travers-bancs de 109,20 m ; houiller complètement stérile.

Le sondage des "Rois-d'en-Bas" (596-8-2) indiqué par erreur à Cosne-d'Allier, se situe en fait à Lapalisse (archives Lippmann).

Le Stéphanien de ce secteur fait actuellement (1986) l'objet d'une campagne de sondages de la SNEA.P. Sa limite d'extension vers le Nord-Ouest paraît peu différente de la faille masquée indiquée par L. de Launay (1/80 000 Moulins) en prolongement de la faille de Sancerre-Sancoins.

Environs de Cérilly

Des **conglomérats** (h5b) attribués au Stéphanien occupent la bordure des granites au Nord-Est de la feuille ; ils s'ennoient sous le Permien du bassin de l'Aumance.

Aux affleurements, la formation, souvent meuble, apparaît très peu : arène silteuse un peu stratifiée, plus ou moins conglomératique, gris sombre à gris-bleu, avec localement des passages violacés souvent silteux.

Les éléments de ces conglomérats sont très hétérométriques et de nature variée : granites (surtout à 2 micas), quartz filonien, hydrothermalites sombres (à quartz, muscovite, biotites chloritisées + apatite). Leur granulométrie moyenne varie suivant les lieux (de conglomérats très grossiers, comme à l'Est de la Vigne, à des dépôts à petits cailloutis comme à Bois-d'Embrun ou à Valin) avec tendance à la réduction de la taille des éléments en fonction de la distance du socle affleurant.

Les sondages de la COGEMA ont permis d'étudier l'ensemble de ces dépôts (Brulhet, 1982).

Les dépôts stéphaniciens du "bassin" de Cérilly sont séparés des granites par des failles en relation avec l'accident subméridien de Sancerre-Sancoins, et limités à des fossés d'effondrement à proximité du socle. Peu pentés, ils sont recouverts en quasi-continuité par les dépôts de l'Autunien qui se sont rapidement étendus vers l'Est, formant le bassin de l'Aumance-Bourbon-l'Archambault.

La sédimentation est contrôlée par une active tectonique synsédimentaire (qui s'atténua progressivement au cours du Permien) et son âge attribué au Stéphanien supérieur.

Les dépôts se localisent dans des gouttières orientées N15°, larges de 4 à 6 km où ils peuvent atteindre 700-800 m d'épaisseur. Ces fossés très subsidents se disposent en épi à l'Est de l'accident de Sancerre, grabens dissymétriques à subsidence maximum vers leur bordure ouest. Cette structure est bien connue sous le bassin de Cérilly : on passe brutalement des anciens reliefs sans dépôts stéphaniciens à des brèches rubéfiées épaisses de 350-400 m (brèches de pentes au pied de reliefs de failles actives) ; vers l'Est, ces dépôts passent latéralement à des sédiments conglomératiques (fluvio-torrentiels). En fin de période, le faciès conglomératique se généralise jusqu'à la bordure ouest, comblant les

gouttières, scellant les reliefs de faille et leurs éboulis, corrélativement à l'amortissement de la tectonique subméridienne.

Ce sont des dépôts monotones, formés de l'empilement de complexes conglomératiques de très haute énergie : conglomérats polygéniques, à galets des différents granites composant le massif de Cérilly, dont une majorité de granites à 2 micas ; éléments de taille centimétrique à décimétrique, avec quelques blocs épars de dimension métrique ; dépôts désordonnés (aucune subdivision stratigraphique possible). On distingue deux grands ensembles faciologiques, avec passage latéral par indentations :

- à l'Ouest : brèches à éléments anguleux de granite liés par un matériel gréso-silteux rouge, avec localement des blocs métriques ;

- à l'Est : conglomérats à galets roulés en bancs massifs, grès conglomératiques, arkoses fines et grossières ; tous ces termes sont en alternances décimétriques à métriques, séparés par des lits centimétriques à millimétriques de silts noirs, très riches en matières organiques et empreintes de plantes. Il existe des passées décamétriques totalement désorganisées, et il n'est pas rare d'observer des éléments décimétriques dans des passées de matériel fin (arkoses grossières et silts lités).

Recherches de charbon (d'après documents d'archives et bibliographie, essentiellement L. de Launay, 1893)

Dans le bassin de Meaulne, grès et poudingues dominent ; les schistes sont rares ainsi que la houille qu'on a recherchée à diverses reprises, dès 1793, sans aboutir à des gisements exploitables. Ces recherches sont restées relativement superficielles (maximum 80 m env. au ravin des Planchettes), situées presque exclusivement en rive droite de l'Aumance où le substratum est réputé peu profond. Elles n'ont rencontré que des veines de charbon sans importance.

• **Aux environs des Seignes et du moulin de Gandeboeuf.** En 1793 : fouilles "dans un vallon voisin de la montagne des Seignes" selon le rapport Rigal 1920, par le représentant du peuple Sery.

En 1837 : puits près du village et découverte, à 13 m de profondeur, d'une couche de 1,20 m formée de petites veinules de houille entremêlées de schistes terreux ne donnant qu'un mauvais combustible (cie Damiron et Sultzener).

En 1874 : puits de 41 m ayant rencontré, au-dessous de la couche précédente, deux veines de charbon intercalées dans une formation gréseuse.

Au ravin des Planchettes, à 600 m du puit des Seignes (au Sud-Ouest ?), plusieurs puits dont l'un, ayant dépassé 80 m de profondeur, a rencontré une couche très irrégulière, donnant un charbon maigre à longue flamme d'assez bonne qualité (M. Duchet ; travaux abandonnés vers 1875).

Le rapport Rigal (1920) signale également différents puits et galeries creusés par le même entrepreneur "dans la région des Seignes" de 1874 à 1877 dont un puit de 108,40 m ayant rencontré des traces schisteuses avec filets de houille de quelques centimètres.

Plus au Sud, le *ravin de Gandeboeuf* et les environs du château du Creux ont été l'objet de recherches infructueuses en 1793, puis en 1836 et 1837.

A *la Bouteille* (3 km à l'Est des travaux précédents), premiers essais en 1830 (Rambourg), repris en 1855 (société Galicher), puis en 1874 (société Libaud, puis M. Duchet) où on observa, sur quelques mètres de long, l'existence d'une couche de charbon d'assez bonne apparence mais très tourmentée qui, à l'affleurement, repose presque directement sur le micaschiste.

Selon le rapport Rigal, plusieurs puits ont été creusés, dont le puits de la Gravière n°3 qui a atteint, à 158 m, la couche de houille très irrégulière (0,20 à 0,90 m d'épaisseur) pentée au Nord de 40 à 60°, puis un nouveau puits de 169,50 m avec travers-bancs et galeries, mais la houille était toujours d'épaisseur très irrégulière (1,75 m maximum) et de mauvaise qualité ; les recherches furent suspendues.

Des fouilles effectuées le long de la ligne d'affleurement n'ont donné aucun résultat.

• **En rive gauche de l'Aumance.** En face du moulin de Gandeboeuf : petit puit creusé en 1875 sur un affleurement charbonneux.

Autour de Frémont, de la Grave et du Cluzeau, en 1823, 1832 et 1835, travaux mentionnés par C. Boulanger (1844) qui indique, pour Frémont "une petite couche de houille de peu d'épaisseur, et, au ravin du Cluzeau, dans des grès, "quelques veinules de schistes et des filets de houille".

Il n'y a donc jamais eu de véritables exploitations sur la feuille Hérisson.

Autunien

(d'après les sondages de la COGEMA étudiés par J. Brulhet, 1982)

Faisant suite à la sédimentation rythmique en alternances décimétriques du Stéphanien supérieur, la sédimentation autunienne prend rapidement ses caractères propres, très différents : elle s'organise en séquences d'ordre décamétrique à hectométrique, et le pôle de sédimentation fine atteint couramment les silts et argiles en niveaux plurimétriques.

L'ensemble des dépôts autuniens constitue une mégaséquence positive en tout point du bassin, depuis un pôle grossier, gréso-conglomératique, vers un pôle fin à argilites et dépôts carbonatés.

La puissance totale varie de 200 m maximum sur les rides à série condensée jusqu'à plus de 900 m aux axes de subsidence.

La sédimentation est toujours peu évoluée, directement héritée du démantèlement des granites occidentaux ; la bordure ouest est le siège permanent de décharges torrentielles et fluviales qui déposent des sédiments grossiers, gréso-conglomératiques, pendant tout l'Autunien (90 à 60% d'arénites). C'est seulement vers l'Est que les dépôts s'organisent en alternances bien réglées d'assises fluviales et d'assises lacustres, ty-

piques du bassin de l'Aumance et de Bourbon-l'Archambault (40 à 20% d'arénites).

Structuralement, la feuille Hérisson est concernée par la bordure du fossé d'Ygrande, et surtout par son appendice occidental dit "bassin" de Cérilly. A l'Autunien, les axes de subsidence sont nettement décalés vers l'Est par rapport au Stéphanien, et les grandes failles subméridiennes ne jouent plus ; il s'établit un nouveau réseau de failles (orientées NE-SW et NW-SE) déterminant une structure en mosaïque. La tectonique synsédimentaire, encore très active à la base de l'Autunien, s'amortit progressivement ensuite ; elle est plus marquée en bordure ouest du bassin.

L'analyse séquentielle des dépôts autuniens, établie au centre du bassin de Bourbon-l'Archambault, a été étendue à sa bordure ouest. La mégaséquence autunienne est divisée en deux unités, elles-mêmes organisées en séquences positives :

- *Autunien gris* (ou assises de Buxières *l.s.*) à la base : conditions génétiques héritées du Stéphanien, réductrices, avec conservation de la matière organique ;
- *Autunien rouge* (ou assises de Rénière *l.s.*), où existent d'importantes rubéfections.

Dans chacune de ces séquences, les faciès grossiers de base ont été distingués des termes plus fins qui les surmontent.

"Autunien gris"

r1a1. **Assises de Buxières *l.s.*, membre inférieur.** Ce sont les conglomérats de base des assises de Buxières, représentant la totalité de l' "Autunien gris" et l'essentiel de l'étage sur la feuille Hérisson. Entre Theneuille et Cérilly ces faciès débordent vers l'Est l'ancien fossé stéphanien ; ailleurs, l'Autunien repose sur le Stéphanien supérieur sans discordance ni discontinuité tranchée.

• **Bassin de Cérilly.** La puissance des dépôts croît globalement d'Est en Ouest, avec un maximum en bordure des paléoreliefs (grand bloc tectonique incliné vers l'Ouest), tandis que sa bordure orientale se relève en une ride active qui le sépare du bassin de Bourbon-l'Archambault proprement dit.

A l'intérieur du bassin de Cérilly, on note de brutales et importantes variations d'épaisseur des dépôts, qui vont dans les cas extrêmes de 30-40 m à 120 m en quelques dizaines de mètres (systèmes fluvio-torrentiels à failles synsédimentaires NW-SE et NE-SW : mosaïque de horsts et grabens hectométriques) ; plus à l'Ouest encore s'ouvre un graben NW-SE avec plus de 100 m d'Autunien gris.

Sur toute la bordure orientale du bassin, les faciès des sédiments restent fluviatiles, leurs puissances varient brutalement et les faciès fluvio-palustres dominent à l'approche de l'accident de Sancerre, à l'Est.

• **Bassin de Bourbon** proprement dit. Des dépôts fluvio-torrentiels, exclusivement grésos-conglomératiques, comblent la lanière subsidente bordant immédiatement les reliefs, ainsi que le graben NW-SE qui prolonge le bassin vers l'Ouest. Plus à l'Est s'établit périodiquement un milieu

marécageux où se déposent des silts et grès fins riches en matière organique, en fines alternances, associés à d'importantes lentilles d'arkose grossière (dépôts de crues) ; cet ensemble est entaillé par des chenaux fluviaux souvent méandriformes, remplis de conglomérats polygéniques (éléments jusqu'à 10-50 cm). Les épisodes carbonés s'étendent sur la majeure partie du bassin de Cérilly à la base de l'Autunien, mais se réduisent progressivement aux aires de subsidence maximale et ne s'expriment presque plus à l'Autunien rouge.

• **Sud de Theneuille** : empilement de puissantes séries conglomératiques avec, à la base de l'Autunien, de très gros éléments (> 1 m).

• **Secteur de Vieure** : les affleurements montrent des dépôts variables (conglomérats à galets de socle, grès grossiers, sables argileux) généralement micacés, fréquemment teintés de brun-rouge à violacé.

"Autunien rouge"

Dans le Nord-Ouest du bassin de Bourbon, il est caractérisé par de grandes séquences négatives, argilo-gréseuses. Ces grandes unités sont séparées par de courts épisodes argilo-carbonés et carbonatés. Elles correspondent à des corps deltaïques progradants qui s'établissent lors des phases de comblement du bassin. Elles sont suivies par des époques d'arrêt d'apports terrigènes avec installation de lacs. On compte ainsi jusqu'à neuf séquences, chacune représentant 30 à 100 m de dépôts.

r1b1. **Membre inférieure (assise de Renière s.s.)**. Dans le bassin de Cérilly il est peu développé : dépôts pelliculaires constitués de grès et silts mêlés de matériaux cinéritiques.

Près de Tortezaïs, au Sud-Est de la feuille, on retrouve ce membre sous des faciès arkosiques rappelant certains dépôts tertiaires (arkose de Cosne : e-g1), surtout lorsqu'ils sont affectés par les pédogenèses tertiaires. Ces faciès correspondent à l'"arkose de la Mouillère" distinguée par P. Pruvost *et al.* (1955) à l'Ouest de Buxières-les-Mines (feuille Bourbon-l'Archambault).

Dans le secteur de Tortezaïs, l'essentiel des affleurements est constitué d'arkoses ou grès feldspathiques de teintes claires, à grain grossier à moyen, localement conglomératiques (Sud-Ouest de la Garde), parfois à peine indurés, d'aspect massif, apparaissant discrètement stratifiés en carrières. On rencontre localement (Sud de la Garde) des intercalations silteuses se débitant en plaquettes.

Le sommet de la formation est généralement affecté par les pédogenèses "sidérolitiques" : induration croissante vers le haut (opalisation), avec altération des feldspaths (argilisation) de la roche qui prend une teinte blanc verdâtre, souvent maculée ou teintée de rougeâtre, localement couronnée par des cuirassements rouge brique (les Denisons).

L'étude pétrographique (effectuée dans le même secteur sur les feuilles voisines) détermine des aréno-rudites quartzo-feldspathiques à grains hétérométriques et anguleux, comportant des granules lithiques variés : surtout fragments granitiques, mais aussi granules altérés de roches volcaniques probables très feldspathiques, granules micacés, débris

de grès. Toutefois, l'essentiel, parfois la totalité, de ces roches est constitué d'éléments monominéraux : quartz surtout, feldspaths potassiques, un peu de muscovite localement associée à de la biotite altérée dans des faciès riches en micas.

La matrice argileuse originelle est généralement bien évoluée : silicification partielle (calcédoine et microquartz) et néogenèse de phyllites (kaolinite et séricite associées visibles au microscope optique). Les néogenèses de ce type, bien que parfois sporadiques ou discrètes, paraissent le meilleur critère permettant la distinction entre arkoses permienes et tertiaires (Turland, 1983).

L'effet des pédogenèses tertiaires modifie localement les caractères pétrographiques initiaux, avec altération des feldspaths, présence de quartz à golfes de corrosion ; la matrice se charge d'oxydes ferrugineux plus ou moins associés à de la silice amorphe diffuse tandis qu'apparaissent localement des concentrations de type argilane.

r1b2. **Membre supérieur.** Cette unité correspond à l'ensemble des terrains permienes postérieurs aux assises de Renière s.s., caractérisés, dans le centre du bassin de Bourbon-l'Archambault, par des sédiments fins dominants, généralement colorés (Autunien rouge typique).

Les terrains rattachés à ce membre n'apparaissent qu'en bordure de la feuille, localement, au Sud de Theneuille, et affleurent rarement. Ils sont bien différents, dans leur ensemble, de ceux du membre inférieur : faciès fins dominants, souvent pélitiques, teintés de brun-roux à violacé parfois mêlé de verdâtre ; variations verticales rapides, avec des niveaux de grès. Au Nord de Bord affleurent des grès grossiers roux.

MÉSOZOÏQUE

Trias

t. **Grès, sables et argiles de la forêt de Tronçais.** Cette formation constitue l'unité inférieure du Trias local, seule représentée sur la feuille Hérisson. Selon L. Courel (1970), dont la thèse sert de base au présent texte, "les grès de la forêt de Tronçais sont épais de 35 m en tout. La base est plus grossière et irrégulièrement stratifiée tandis que le sommet est plus fin, plus régulier, et s'enrichit en argiles et dolomies".











• Les **bancs inférieurs** sont souvent très grossiers, à sédimentation parfois entrecroisée (*notation ponctuelle* t.f.) ; ils sont visibles au Sud de Meaulne (où L. Courel signale des galets de 20 cm), à Magnoux, aux Alliers, aux Gouts, ainsi qu'au Nord des Landats (feuille Charenton-du-Cher). Ces faciès extrêmes n'existent pas partout : le Trias peut débiter par des grès feldspathiques grossiers, avec ou sans petits galets de quartz, (Est de la Bourdinière) ou par les faciès silicifiés de bordure qui seront décrits plus loin.

Les galets et graviers sont presque exclusivement quartzeux, généralement anguleux à mal roulés.





Fig. 1
Cadre géologique et structural

CHRONOLOGIE TECTONO-MAGMATIQUE







-  Fracturation, avec quartz (1)
-  Granitoïdes stéphaniens de Montmaurault (Mo), Nêris (Ne), Cérilly (Ce), Thizon (Th), Louroux Bourbonnais (LB) et Vesdun (V)
-  Cisaillement sénestre namuro-westphalien de Boussac-Marche occidentale
-  Granitoïdes namuro-westphaliens. La Chapelaude (Chp)
-  Cisaillement dextre antévéséen de Marche-Combrailles et phyllonites de Hérisson
- 1  Granitoïdes limite Dévonien-Carbonifère
- 2  (1) de Guéret-Marche; (2) de Boussac-Hérisson;
- 3  (3) roches basiques associées
-  Granitoïdes dévoniens de Tronçais
-  Chevauchement intradévonien de Chambon

UNITÉS MÉTAMORPHIQUES

AUTOCHTONE RELATIF

- 1  Micaschistes (1) et quartzites (2) de Culan-les-Audes
- 2 

UNITÉ INFÉRIEURE DES GNEISS

-  Gneiss amygdalaire d'Eguzon-Les Aiguillons
- 1  Migmatites et gneiss migmatitiques (1)
- 2  et UB (2) de Boussac-Hérisson
- 1  Migmatites et gneiss migmatitiques (1),
- 2  leptynites (2) et UB (3) de Marche-Guéret
- 3 

 Couverture sédimentaire et formations superficielles

 Limites de cartes à 1/50 000



Les grès de Vèrigny, jusqu'à présent rattachés au Sidérolitique, pourraient représenter un témoin méridional des faciès de base du Trias. Il s'agit de grès feldspathiques blancs, un peu silicifiés, à granulométrie variable, sédimentation cyclique complexe fortement chenalisante, parfois entrecroisée, granoclassement avec niveaux conglomératiques à galets siliceux mal roulés, "galets mous", lentilles ou niveaux argileux discontinus, etc. (Deschamps, 1964). A la base de la coupe (visible sur 4 m) on note quelques boules de granite altéré et silicifié à peine distinct de la matrice.

Les chenalisations "en auge" (trough cross bedding) sont d'orientation subméridienne (L. Courel).

La présence de chailles dans ce gisement a conduit M. Deschamps à classer ces grès dans le Sidérolitique.

Au cours des levés, les chailles observées ont été recueillies en surface, reposant sur les grès, au Nord du gisement, associées à un abondant cailloutis rappelant celui des sables de Peufelioux (Fu).

- Des **grès feldspathiques grossiers**, apparaissant parfois dès la base, constituent généralement la partie moyenne de la formation. Ils peuvent encore contenir des graviers et galets de quartz. "Le type de stratification est parfois complexe, avec des chenaux (la Bourdinière) ou même des stratifications entrecroisées (les Seignes)" (L. Courel).

Ces grès sont également visibles au Nord-Ouest des Aulmes (Ouest de Vitray) et à la Cour (Vallon-en-Sully). On retrouve quelques grès grossiers dans le secteur de Cérilly : près de la Breure, de Mazières (lambeaux de Trias peu épais).

- La **partie supérieure des grès** "s'enrichit en argiles bariolées ou lie-de-vin plus ou moins sableuses ou dolomitiques, en même temps que le grain s'affine. Le ciment devient progressivement dolomitique et les premiers nodules ou lits de dolomie apparaissent" (L. Courel).

Ces faciès, souvent colorés, bariolés, sont de loin les plus étendus. Ils occupent la plus grande partie de la forêt de Tronçais et du fossé du Cher. On y rencontre des grès (autrefois recherchés pour leur aspect ornemental : carrières de la Cour à Vallon) mais l'essentiel est formé de sables *plus ou moins argileux*, souvent à peine indurés, dont les teintes varient du blanchâtre ou vert pâle au violacé ou rougeâtre, en masses ou en panachures. A l'Est de Vallon (la Grave) : teinte rouge violacée relativement intense et uniforme.

Les argiles sont peu abondantes malgré les apparences, et ne s'individualisent pas en couches distinctes.

Les *faciès dolomitiques* apparaissent discrètement au Nord de Meaulne : dolomie jaunâtre très sableuse aux Landats (pépinières), notée en surcharge, "premiers nodules ou lits de dolomie" signalés aux Brosses par L. Courel, ainsi que des passées à ciment plus ou moins dolomitique à la carrière des Diots et surtout à Beuvron. Ils constituent la marge de la *dolomie d'Urçay* (t[1]) située au Nord (feuille Charenton-du-Cher), bien caractéristique à Vaux où des faciès lapiazés affleurent à 200 m au Nord de la feuille Hérisson. Au dessous apparaissent des grès roux bien stratifiés, poreux, vacuolaires (anciens galets d'argile ?).

• **Faciès silicifiés** : outre les grès conglomératiques de base (*notation ponctuelle* tr.), on rencontre d'autres roches silicifiées (t{2}) ; elles se situent en bordure des dépôts triasiques et sensiblement à leur base.

"*Quartz cariés*" (zone d'extension notée en surcharge). Ces accidents siliceux sont marqués par des dissolutions (quartz carié) ou des nourrissages calcédonieux (Courel, 1970).

Les masses quartzzeuses constituant le "rocher des Andars" et d'autres rocs du voisinage (4 km au Nord-Est du Brethon) sont analogues au "quartz cariés" décrits par L. de Launay (1893) aux environs de la Châtre : bancs de quartz caverneux à géodes cristallisées et aspect bréchoïde, passant localement à un grès arkosique ou conglomératique. Près des Andars on n'observe pas de bancs, mais seulement des chicots ou blocs épars en forêt, taradés par les agents atmosphériques.

J. M. Lulin signale des silicifications de ce type au Nord de la feuille : les Coteaux, les Chérons.

"*Silex calcédonieux*". L. de Launay (1893) signale deux affleurements de "silex bruns résinites" près de Vitray : l'un à l'Est près des Grandes Loges, l'autre 500 m au Nord-Ouest (zone notée Bs, près du Grand-Breuilly).

Au Nord de Bournet, près du rocher des Andars, le sol est jonché de cailloux et blocs de silexite blanchâtre à noirâtre, parfois rougeâtre, à cassure luisante, associées à quelques grès violacés, ou grès quartzitiques clairs.

"*Grès à cornaline*" : faciès à silicifications rouges (*notation ponctuelle* ts). Ce sont des grès souvent grossiers, silicifiés, grisâtres, avec noyaux et veines de silexite rouge, comparables à ceux des Bruyères de Briette (feuilles Bourbon-l'Archambault et Lurcy-Levis). Ils constituent des placages peu épais sur le socle au Sud-Ouest de Saint-Caprais (le Trait, Beaubier, Mittonnière, Ouest du Petit-Villers).

Grès à tendance quartzitique. Ils correspondent à des faciès de base, souvent marginaux et très réduits (*notation ponctuelle* tq).

Ainsi, 1 km au Nord-Ouest du Brethon, on trouve une dalle de grès grossier silicifié à tendance conglomératique, plus ou moins disloquée, reposant sur une altérite granitique sablo-argileuse.

Au Sud-Ouest du village (la Loge) on rencontre seulement des cailloutis silicifiés (grès ?) dans des formations superficielles limoneuses.

D'autres grès quartzitiques ont été observés en de nombreux points, notamment :

- au "Rond-de-Meneser" (Ouest du Brethon), à tendance conglomératique, verdâtres à violacées, localement vacuolaires ;

- au Nord-Est des Liaudais (Sud-Est de Meaulne), conglomératiques à quartz ; L. de Launay (1893) note ici, ainsi que vers le Bouchant et les Places, que les éléments sont constitués d'un cailloutis siliceux anguleux mêlé à des débris du micaschiste sous-jacent et "soudés par la silice du soubassement" ;

- à l'Est des Seignes (Sud-Est de Meaulne), conglomératique ;

- à la Jovinière (Sud de Vitray), à grain très variable mais non conglomératique.

• **Faciès transformés au Tertiaire** ("Sidérolitique"). Les diagenèses pédogénétiques induites par la paléosurface "sidérolitique" ont affecté le

Trias affleurant à l'époque, et ces faciès diagenétiques ont été conservés dans quelques secteurs affaissés, avec ou sans dépôts tertiaires superposés.

Cette diagenèse se manifeste par une altération et destructuration des grès, progressive vers le haut et affectant plusieurs mètres d'épaisseur (2 à 10 ?) associées à une rubéfaction parallèlement croissante. Le cuirassement rouge (*P*) qui en est le terme ultime (voir § "Pédogenèses tertiaires") a été fréquemment conservé au Nord de Meaulne (la Brosse, la Croix-Jamard, les Landats), plus localement à Vallon (la Cour) et aux environs (la Bernu, au Nord-Est). En rive gauche du Cher, les faciès rubéfiés sont épais au Nord-Ouest de Meaulne (Beuvron).

Les principales transformations consistent en une kaolinisation et des migrations du fer. A l'Ouest de la Chavonnerie (Sud de Vallon), L. Courel (1970) décrit une poche et des fissures remplies d'argiles sableuses sidérolitiques dans les grès du Trias, sur 2 m de profondeur. "Au contact des argiles tertiaires rubéfiées, les grès perdent leur stratification apparente, ils sont ferruginisés et silicifiés (silice presque isotrope) et les grains de quartz sont cariés.... Les grès triasiques acquièrent secondairement certains caractères pétrographiques propres au Sidérolithique".

• **Mineral de fer.** Une "ferrière" est signalée à 600 m au Nord de la Croix-Jamard, sur la feuille Charenton-du-Cher ; dans une fouille affleure une roche ferrugineuse sombre, dense, massive à gravillonnaire, différente des cuirassements tertiaires décrits précédemment. Ce serait le témoin le plus méridional de Sidérolithique classique à minéral de fer.

Données pétrographiques, minéralogiques et paléontologiques : indications de milieu de sédimentation

Les *faciès de base* les plus typiques présentent un cachet "fluvial" indiquant des épandages détritiques grossiers en bordure de la mer triasique transgressive. Ils sont pauvres en feldspaths et leur fraction argileuse (peu abondante) est à kaolinite (affleurements au Nord des Landats).

Les silicifications sont fréquentes vers la base du Trias, quel qu'en soit le faciès et, près de l'étang de Saloup, L. Courel signale à la fois "des veines de silice dans la partie supérieure de la carrière de granite" et "un grès argileux silicifié peu au dessus du socle".

Les *grès feldspathiques grossiers* correspondent à un milieu de dépôt semblable.

La *partie supérieure* de la formation, la plus largement affleurante, se caractérise par des faciès plus fins, s'enrichissant en micas vers le haut (niveaux fins surtout), avec une stratification plus régulière mais souvent discrète. Les quartz à extinction roulante ou parfois provenant de roches granoblastiques, les feldspaths potassiques monocliniques prédominants, les micas relativement abondants et frais (muscovite surtout, mais aussi chlorite et biotite chloritisée), le cortège de minéraux lourds à ubiquistes, prédominants mais micas fréquents et hornblende verte, conduisent L. Courel (1970) à envisager une alimentation détritique provenant par-

tiellement de roches métamorphiques, vraisemblablement l'arrière-pays cristallin immédiat. Les diffractométries indiquent la présence d'illite dominante à exclusive pour les échantillons exempts d'altération sidérolitique.

Au sommet, localement, apparaissent les faciès dolomitiques, en particulier la dolomie d'Urçay.

Les grès de la forêt de Tronçais ont livré quelques débris de tests de brachiopodes (carrière du Magny, feuille La Châtre; la Croix-Rouge, feuille Bourbon-l'Archambault) attestant leur origine marine (Courel, 1970).

La dolomie d'Urçay n'est guère fossilifère non plus; la recristallisation a parfois respecté des fragments de lagénidés et des ilots micritiques arrondis attribués à des boulets algaires (Courel, 1970); rares fragments coquilliers visibles près de Vaux (feuille Charenton-du-Cher).

Diagenèse tertiaire

Aux Landes (Nord de Meaulne), un grès hétérométrique à quartz et traces de micas dans une matrice phylliteuse abondante, souvent recristallisée sous forme fibreuse (attapulgite) paraît dériver des grès du Trias, au voisinage de faciès rubéfiés.

Altération du socle à la base du Trias

Sous le Trias, l'altération se manifeste, au voisinage du contact, par une désagrégation de la roche (feldspaths altérés, fragmentés) formant une sorte d'arène. Plus profondément, le granite garde sa cohésion, mais ses feldspaths sont kaolinisés et la roche présente souvent les mêmes teintes irrégulières rougeâtres ou violacées que les sédiments du Trias; cette altération est très profonde, en particulier dans le granite de Tronçais qu'on ne trouve jamais vraiment sain.

Indications structurales

Les grès du Trias ne présentent généralement pas de pendages sensibles, exception faite de la zone au Sud de Meaulne où les bancs présentent une inclinaison générale vers l'Ouest: 10° WSW env. au Nord des Ances, jusqu'à 30°W à la Cour (Vallon) au contact du Tertiaire, lui-même penté (5 - 10° ?) dans la même direction.

Bordure occidentale du bassin de Bourbon

A l'Est de Theneuille, les dépôts attribués au Trias sont des sables fins blancs à ocre, stratifiés, parfois indurés en grès à tendance quartzitique.

Les grès de Trias sont nettement discordants sur les dépôts antérieurs (ici, l'Autunien). Ils sont formés presque exclusivement de grains de quartz, bien roulés et bien classés. L'épaisseur totale du Trias atteint 80 m entre Cérilly et Ygrande (feuille Bourbon-l'Archambault).

CÉNOZOÏQUE

Tertiaire (Paléogène) continental

Les sédiments tertiaires, essentiellement détritiques, constituent le remplissage de deux "bassins", le val de Cher à l'Ouest et le bassin de Cosne-d'Allier au Sud-Est ; on les retrouve en placages sur les marges de ces bassins ou jalonnant certaines failles. Les dépôts carbonatés ne sont pas absents, mais rarement visibles (val de Cher vers Valigny) ou connus seulement en sondages (Ouest du bassin de Cosne). Des faciès particuliers, locaux, peu épais mais remarquables (cuirassements rouges et dalles de silexite), couronnent les dépôts tertiaires ou parfois s'y intercalent.

Leur épaisseur, souvent inférieure à 30 m, croît notablement dans quelques zones fortement subsidentes (Sud-Ouest de Cosne-d'Allier, fossé de Louroux-Hodement) où des sondages ont traversé plus de 100 m de dépôts tertiaires.

Les éléments de datation disponibles indiquent que ces dépôts se sont échelonnés du Bartonien (moyen à supérieur) à l'Oligocène supérieur inclus (datations palynologiques surtout).

Les pédogenèses "sidérolitiques" (Ludien terminal à Sannoisien ?) ont formé des cuirassements rouges, souvent terminaux, parfois intercalés dans les dépôts (Ouest du bassin de Cosne, Nord du val de Cher).

Est du Cher.

e-g1. Eocène (*lato sensu*). Cette formation regroupe :

- les *sédiments détritiques inférieurs* du Tertiaire local, sablo-argileux en général ; ils correspondent aux terrains de faciès sidérolitique au sens large (Millot, 1964) ; leur partie supérieure est fréquemment affectée de rubéfections et silicifications pédogénétiques ;
- les *dépôts postérieurs à ces pédogenèses*, généralement attribués au "Sannoisien" : ensemble peu épais constitué d'argiles vertes couronnées d'une dalle de silexite (gisement-type : butte des Pics près d'Urçay ; feuille Charenton-du-Cher).

Dans les parties de bassins où la subsidence s'est poursuivie à l'Oligocène, les faciès semblables apparaissent plus épais, souvent carbonatés.

Sédiments détritiques inférieurs ("Sidérolitique")

Ce sont essentiellement des sables argileux et des argiles sableuses ; leurs teintes sont pâles d'un vert souvent jaunâtre, parfois panachées ou veinées de rouge clair ; quelquefois blanchâtres : de la Roche à la Pierrière (Hérisson), au sondage des Goulonnes.

Localement, vers les Goulonnes et Bourg-d'Oiseau, à la base des dépôts, des sondages ont rencontré des sables peu argileux relativement grossiers, avec niveaux ligniteux ; une argile noire à verte les surmonte.

Les argiles peu sableuses ne sont pas fréquentes.

Certains faciès grossiers contiennent des graviers, peu abondants et épars : quartz blancs, gris ou noirâtres, mal roulés à anguleux ; localement ces éléments deviennent plus abondants et plus gros (cailloutis) comme à Chateloy ou la Roche (en rive droite de l'Aumance) où s'ajoutent quelques blocs (conglomérats de base ?).

Au contact faillé du socle, près des Fondards (Sud de Theneuille : fossés de la D 146), on voit, sur 50 m au moins, quelques blocs arrondis de granite argilisé beige, poreux, parfois méconnaissable, dans un dépôt argilo-sableux roux.

L'absence de stratification, caractéristique de ces dépôts, n'est pas toujours totale : une ébauche d'organisation en bancs se manifeste parfois (la Roche, tranchée de Plessière, les Godignons, environs de Saint-Romain) dans des sédiments un peu indurés.

A la partie supérieure de la formation, des faciès particuliers apparaissent – rubéfections, cuirassements et phénomènes connexes (notamment simples indurations) – qui seront étudiés au § "Paléosols tertiaires". Toutefois, quelques grésifications, vers la base des dépôts, semblent indépendantes de ces pédogenèses : grès des Godignons et arkoses de Chouigny (en blocs résiduels), peut-être "arkose" de Chateloy.

• **Éléments de datation.** La seule datation directe des sédiments éocènes de la région a été obtenue par palynologie (Farjanel et Turland, 1985) sur le sable ligniteux d'un sondage de la SNEA.P aux Goulonnes (SSE d'Hérisson) : microflore peu abondante, attribuée à l'Eocène supérieur.

Cette attribution concorde avec l'âge des "argiles, argilolithes et grès de Brenne" de J.P. Donnadiou (1976), datés de l'Eocène supérieur par J.J. Châteauneuf (1977), présentant des faciès analogues et localement couronnés de cuirassements rouges semblables à ceux de la région d'Hérisson.

• **Pétrographie.** Les lames minces, effectuées à partir de faciès naturellement indurés, montrent des arénites ou arénorudites quartzueuses à quartzo-feldspathiques, parfois à éléments lithiques, plus ou moins affectées par une diagenèse vadose (argilanes) à partir d'une matrice initiale argilo-siliceuse ou argileuse souvent grise (oxyde de fer). Toutefois, les grès de Chateloy et de la Pierrière, au Nord-Ouest d'Hérisson, montrent une matrice phylliteuse (chlorite, séricite, attapulгите ?) exempte de cette diagenèse.

Le matériel détritique est très peu évolué, très hétérométrique, généralement anguleux, mal classé (parfois bimodal), non stratifié, flottant à jointif dans la matrice : quartz mono- à polycristallins, parfois accompagnés de feldspaths potassiques (surtout dans les faciès grossiers) parfois assez frais, plus rarement de quelques plagioclases plus altérés ; traces de muscovite dans quelques échantillons ; présence de fragments lithiques, généralement granitiques dans les faciès grossiers.

Ce sont des dépôts fluviatiles peu évolués, de faible transport, affectés ultérieurement par des percolations en contexte vadose (pédogenèses "sidérolitiques").

Minéraux lourds : ces sédiments sont généralement pauvres en minéraux lourds détritiques (tourmaline, zircon, sphène, anatase, grenat ou andalousite) avec absence de la plupart des minéraux du métamorphisme (staurotide, disthène, sillimanite) ; ils contiennent par contre de la barytine néoformée, souvent abondante (Tourenq et Turland, 1985).

Diffraction : fraction argileuse abondante à smectite à tendance prépondérante (presque exclusive aux Goulonnes), kaolinite, illite accessoire. Les faciès indurés sont souvent kaoliniques.

Minéraux particuliers. Le sondage BRGM des Goulonnes a rencontré plusieurs niveaux à fluorine (blanchâtre à violacée) souvent visible à l'oeil nu dans des sables grossiers (Tourenq et Turland, 1985).

En lame mince, le grès blanc quartzitique de Bord (Nord-Est de Louroux-Bourbonnais) montre localement des cristaux cubiques (fluorine ?).

• **Genèse des dépôts**. Les sédiments de l'Eocène (*l.s.*) proviennent vraisemblablement de la mobilisation d'altérites à la faveur de mouvements tectoniques (phase "pyrénéenne" au Bartonien) avec subsidence de "bassins" initiaux qui devaient préfigurer le val de Cher et le bassin de Cosne.

Il s'agit de dépôts fluviatiles, au plus fluvio-lacustres, pour lesquels l'absence de classement suggère "un épandage par écoulement en nappe type rill-wash ou sheet-wash" (Lesvignes, 1981). Le jeu de failles postérieures et l'érosion concomitante ont abouti à leur répartition actuelle.

Ces bassins comportent des fossés d'effondrement (val de Cher, fossé de Louroux-Hodement, Sud-Ouest du bassin de Cosne) ayant vraisemblablement joué à l'Oligocène (au moins pour les deux derniers). Ailleurs les sédiments sont moins épais, mettant parfois en évidence une paléotopographie différenciée que les dépôts éocènes n'ont que partiellement ennoyée : secteur de Venas.

• **Épaisseur**. Elle est très variable : dans le bassin de Cosne, les sondages (SNEA.P) rencontrent jusqu'à 50 m de sédiments éocènes à l'Ouest du bourg, tandis qu'ils sont réduits ou absents dans le fossé de Louroux-Hodement.

Dépôts postérieurs aux paléosols rouges "sidérolitiques"

Ils se caractérisent par la présence, au moins sporadique, de *calcaires* (e-g1c) et *silexites* (e-g1s) associés à des sédiments détritiques (argiles, sables argileux) plus variés que ceux de l'unité inférieure.

• **Plateaux en rive droite du Cher, de Maillet au Nord de Meaulne**. Dépôts peu épais, à caractères bien tranchés, typiques près d'Urçay (feuille Charenton-du-Cher), entre les Combles et les Pics avec, au-dessus d'un cuirassement rouge affectant le sommet du Trias, la succession suivante :

- sable argileux rouge foncé, cohérent, visible sur 3 m ;
- argile collante vert-kaki (environ 5 m) ;
- meulière blanchâtre, localement fossilifère, visible sur 1,50 m (faune à *Nystia duchasteli*, réputée "sannoisienne") .

Principaux gisements sur la feuille Hérisson :

- *Entre Peufélioux et Fayonnière*, au dessus de grès grossiers blanchâtres passant vers l'Ouest à des faciès rubéfiés, reposent des roches siliceuses d'aspect varié : silexites brunâtres, parfois bréchoïdes avec quelques éléments beiges riches en débris dans une pâte plus sombre ; roches blanchâtres à aspect de calcaire lacustre mais peu denses, dépourvues de carbonates, comportant des silix à tendance branchue et associés à des silexites banales.

Des ségrégations d'oxydes de manganèse (croûtes, nodules, etc.) se rencontrent dans les silexites et parfois les grès.

Près de la cote 252, au Sud-Est du précédent, un petit gisement de silexite blanchâtre donne d'abondants débris au sein d'une étendue occupée ailleurs par des grès rouges.

- *Nord-Ouest des Aiguillons* (pendages notables rendant hasardeuse l'interprétation stratigraphique) :

- au Nord, des argiles verdâtres à blanchâtres comportant des granules calcaires, visibles grâce à d'anciennes "marnières" à une cote plus élevée que la cuirasse sidérolitique affleurant à l'Ouest ;
- au Sud, calcaires partiellement silicifiés rencontrés dans les sols et les tas d'épierrage, tandis que le ravin voisin montre des grès argileux stratifiés (pendage 20° W environ). Ces calcaires présentent deux faciès étroitement associés : l'un glomérulaire souvent "lithographique", l'autre poreux. Il n'a pas été observé de débris d'organismes ; toutefois M. Guillot (1969) y a recueilli une petite faune de gastéropodes d'eau douce.

- *Petits gisements de la vallée de l'Aumance*. Butte au Nord-Est du Creux : importante dalle de silexite sombre dominant des affleurements de grès rouge.

Beaubier, au Sud-Ouest : silexite fragile (opalite), blanche ou beige, à dentrites de manganèse, avec traces de petits gastéropodes (gisement ponctuel).

Bouillet, au Nord : sol argileux grisâtre comportant des granules et cailloux à aspect de calcaires (mais peu denses et dépourvus de carbonates) et d'autres de silexite compacte.

• **Bassin de Cosne-d'Allier et fossé de Louroux-Hodement**. L'essentiel des connaissances provient des coupes des sondages récents de la SNEA.P (J.L. Ducreux).

Au dessus des horizons rubéfiés, presque toujours présents, on rencontre :

- des grès quartzo-feldspathiques à barytine, hétérométriques, mal classés, gris verdâtre, ferrugineux au sommet, comportant des bancs plus durs quartzitiques blanc crème (faciès localisé au Sud-Ouest de Cosne-d'Allier) ;

— des marnes, calcaires et silixites. Ces "marnes" sont en fait des argiles plastiques, souvent brun-rouge et verdâtres, au sein desquelles s'individualisent des granules ou nodules carbonatés blanchâtres ; lorsqu'ils sont jointifs, ils forment des encroûtements aboutissant à de véritables calcaires ; enfin, ces calcaires peuvent se charger en silice et passer à des silixites, tandis que certaines d'entre elles seraient des argiles silicifiées (passage latéral ?).

Les "marnes" sont surtout développées dans le fossé de Louroux-Hodement dont elles constituent l'essentiel du remplissage ; leur épaisseur maximale, au pied de la faille, peut atteindre une centaine de mètres (Louroux, Civrais). On retrouve de telles marnes à l'Ouest de Cosne, mais peu épaisses et associées à des calcaires ou des silixites qui sont ici les faciès dominants ;

— des argiles banales, sableuses ou non, dans lesquelles s'intercale un niveau discontinu de calcaire ou silixite et dont le dépôt se poursuit dans la formation postérieure g²-3.

Aspect aux affleurements. Ces dépôts affleurent rarement, presque toujours sous des faciès argileux peu caractéristiques. Toutefois, au Nord-Est de Louroux-Hodement, la tranchée du ruisseau montre une alternance de niveaux argilo-sableux brun-roux à éléments granitiques et de filets d'argile gris-vert ; une poche d'argile chargée de calcaire blanc pulvérulent à noduleux a été notée.

A 500 m à l'Est du Grand-Bigny, une ancienne marnière montre des nodules et rognons de calcaire blanchâtre dans une matrice meuble peu abondante de même teinte.

Au Sud de la Corbeille, présence de silixites blanches à noirâtres.

Des argilites sableuses brun violacé, à débit en plaquettes irrégulières, affleurent à l'Ouest des Sautivais (Nord-Ouest de Cosne) ; on retrouve un faciès semblable près de la Clavière, superposé à l'horizon rouge local. Cette formation pourrait correspondre aux argiles silicifiées rencontrées en sondages.

• *Données sédimentologiques et pétrographiques.* Sur les plateaux en rive droite du Cher, la fraction argileuse des dépôts plastiques est à smectite (souvent prédominante), illite et kaolinite ; une tendance magnésienne apparaît aux Aiguillons (présence de sépiolite dans le mélange ternaire précédent) et se manifeste nettement à Peufélioux où la roche légère associée aux silixites est formée d'opale-cristobalite cohabitant avec de l'attapulgitite ; les dépôts résistants sont des calcaires et des silixites. Les seules roches carbonatées sont les calcaires des Aiguillons : calcimicrites quartzeuses pelletoidales avec porosité notable souvent colmatée de silice fibreuse ; M. Guillot (1969) y signale *Lymnaea (Galba) longiscata*, *Bithynia monthiersi* et *Nystia duchasteli*.

Ailleurs se sont des roches silicifiées variées. Près de Peufélioux, la silixite sombre est une argilite quartzeuse lithoclastique silicifiée, à lithoclastes de carbonates lacustres semblables à ceux des Aiguillons, préalablement silicifiés (souvent riches en débris bioclastiques visibles à l'oeil nu) ; la roche blanchâtre associée est aussi une argilite quartzeuse, mais moins silicifiée, à abondantes structures de bioturbation (parfois à l'oeil nu), gastéropodes (hydrobies).

Au Sud-Est de Peufélioux (près cote 252), la silixite dérive d'une diatomite presque monospécifique (forme centrique).

Tous ces dépôts ont un caractère laguno-lacustre. Ils ne deviennent lacustres qu'au Nord, près d'Urçay, sur la feuille Charenton-du-Cher.

Dans le *bassin de Cosne et le fossé de Louroux-Hodement*, à la différence de l'unité inférieure, les dépôts détritiques grossiers postérieurs comportent souvent des feldspaths roses peu altérés et parfois des lithoclastes de socle ; ceci concerne non seulement les sables et grès du Sud-Ouest de Cosne, mais aussi les niveaux grossiers brun-rouge des dépôts de Louroux-Hodement.

Dans les niveaux plus fins, les diffractométries indiquent souvent la présence des feldspaths potassiques, parfois des plagioclases, tandis que la fraction argileuse est un mélange ternaire où kaolinite ou smectite dominant suivant les lieux ou les niveaux, avec illite accessoire. Dans le calcaire des Salis, la calcite est associée à un peu d'opale et à une fraction argileuse à smectite dominante et illite, avec un peu de kaolinite dans la marne sus-jacente.

A l'Est du Grand Bigny, la fraction argileuse de la marne est à illite et interstratifié illite-smectite, avec de la kaolinite et un peu de smectite (saponite ?).

Minéraux lourds. Leurs cortèges se répartissent entre deux pôles :

- l'un, pauvre en minéraux lourds détritiques et riche en barytine néoformée, comme dans l'unité inférieure ;
- l'autre, riche en minéraux lourds détritiques variés, avec ou sans barytine, lié aux sables quartzo-feldspathiques.

Pétrographie des calcaires : calcimicrites un peu quartzueuses, grumeleuses à pelletoides, parfois à *fenestras* (les Salis) ou traces de manchons ; à Louroux-Hodement, la phase carbonatée est une microsparite dolomitique et calcitique à grumeaux de micrite. Ce sont des encroûtements pédogénétiques d'origine lacustre (les Salis) ou terrestre.

g2-3. Oligocène. Ce sont des sédiments essentiellement argileux postérieurs aux dépôts carbonatés et silicites. La discontinuité de ces derniers, jointe à l'analogie des terrains oligocènes avec les faciès argileux sous-jacents, rend la distinction incertaine.

Il s'agit d'argiles souvent silteuses à sableuses, avec quelques niveaux de sables argileux ; leurs teintes les plus fréquentes sont gris-vert ou roux, souvent panachées, mais le sondage des Brochetières a rencontré aussi des argiles noirâtres à brunes ainsi qu'un niveau terreux brun chocolat, qui ont fourni une riche microflore de l'Oligocène supérieur (Farjanel et Turland, 1985). Aucun niveau induré n'y a été observé.

Leur épaisseur, variable, atteint 30-40 m au Sud-Ouest de Cosne.

Les diffractométries indiquent du quartz mais peu ou pas de feldspath, avec une fraction argileuse à kaolinite dominante et illite, souvent accompagnée de smectite en proportion variable. Du gypse a été décelé dans deux niveaux argileux bruns du sondage des Brochetières, par diffractométrie dans l'un d'eux, et à l'oeil nu (tablette > 1 cm) dans le faciès terreux.

Dans les argiles des environs de Cosne (Ouest et Sud-Ouest) il y a peu ou pas de minéraux lourds autres que des opaques (pas de barytine néoformée ?).

Ouest du Cher

e-g. Eocène et Oligocène indifférenciés. Cette formation regroupe tous les sédiments tertiaires (paléogène continental) et paléosols associés.

La vallée du Cher correspond à un accident tectonique majeur ("accident du Cher") affaissant le compartiment occidental. La région située à l'Ouest est affectée par des failles qui délimitent des panneaux effondrés ou "bassins" et des "môles" plus élevés.

Le "bassin", le plus important et le mieux caractérisé, s'étend au Nord-Ouest de la feuille (de Vallon-en-Sully, Epineuil, Saint-Vitte, jusqu'en limite nord de la feuille et au delà : bassin de la Cellette-en-Berry). Un "détroit" de 1,5 km de large, à la latitude de Nassigny, le relie à celui de Magnette au Sud, bien moins étendu et peu profond.

Dans ces bassins, les sédiments tertiaires sont bien représentés avec des dépôts détritiques et des formations carbonatées, parfois silicifiées.

Sur le "môle" de Chazemais, au Sud-Ouest, le socle apparaît largement empâté d'altérites récentes ou anciennes et de dépôts argileux bariolés associés aux paléosols sidérolitiques (*S*), mais on n'y trouve pas de sédiments tertiaires épais et jamais de carbonates.

• **Dépôts des bassins.** Ils sont constitués de sédiments détritiques verdâtres, le plus souvent sablo-argileux : argiles peu sableuses, argiles sableuses ou sable argileux en lentilles discontinues. Des faciès particuliers ont été représentés :

- faciès argileux (e-g[1]) : argile ;
- faciès marneux (e-g[2]) : marne ou calcaire pulvérulent avec ou sans silicification ;
- faciès calcaire (e-g[3]), gréseux ou non, avec ou sans silicification.

Bassin d'Epineuil. C'est le seul bassin où les calcaires sont bien représentés. Vers le Nord (Channay, Jaligny), ils reposent sur les grès du Trias, directement ou par l'intermédiaire d'un horizon rubéfié "sidérolitique". Vers le Sud-Ouest ils passent latéralement à des faciès argileux comportant encore des passages de calcaires ou marnes. Cet ensemble est recouvert de dépôts sablo-argileux.

Le calcaire de Jaligny n'affleure qu'en talus ou fossés, souvent altéré : calcaire micritique crème plus ou moins teinté d'ocre, d'aspect grumeleux, parfois fossilifère (*Nystia duchasteli* signalée "en face de Meaulne" par L. de Launay, 1893), parfois plus ou moins gréseux, passant localement à des faciès silicifiés (*S*). Près des Mamourets, des lentilles de terrains rouges paraissent s'intercaler dans la formation.

Bassin de Magnette. Le socle affleure çà et là, surtout vers le Sud, indiquant une surface anté-tertiaire irrégulière, avec reliefs en dômes. Contrairement au bassin d'Epineuil, les dépôts présentent ici la succession classique dans la région :

- d'abord sédiments détritiques sablo-argileux à argileux verdâtres (l'essentiel des dépôts conservés) ;
- puis calcaires, parfois résiduels, silicifiés, conservés en buttes-témoins ou interfluves.

La butte de la Source (cote 231) présente un sommet tabulaire formé d'une dalle carbonatée inclinée vers le Nord-Ouest de 6° environ où le calcaire passe localement à un grès à ciment carbonaté (Lesvignes, 1981). Au sommet, la calcite est recristallisée avec cristaux regroupés en faisceaux et bouquets (*Microcodium* ?).

● **Môle de Chazemais.** Le socle qui arme ses reliefs est largement empâté de dépôts argileux attribués au Tertiaire, y compris sur les plateaux ; de cette couverture émergent des dômes de socle ou des pans entiers, témoins de l'irrégularité de la surface anté-tertiaire.

e. **Argiles bariolées**, plastiques, avec ou sans graviers de quartz (les zones où la teinte rouge est nettement présente ont été distinguée sur la carte).

Cette formation meuble est associée au "Sidérolitique" (\mathcal{P}) induré mais leurs rapports sont mal connus : la répartition topographique suggère un passage latéral où le dépôt des argiles bariolées sur une paléotopographie différenciée dont les paléosols rouges occuperaient surtout des zones basses (au Petit-Villemandret, les dépôts bariolés sont conglomératiques, à quartz et chailles, reposant sur les "grès rouges" à chailles du gisement classique).

Paléosols tertiaires et faciès diagénétiques associés

Les phénomènes pédogénétiques concernés, souvent qualifiés de "sidérolitiques", ont plus ou moins modifié les terrains affectés aboutissant à des faciès variés dont les plus spectaculaires sont des cuirassements rouges noduleux à aspect de latérite (\mathcal{P}) ; des phénomènes plus discrets d'induration (par opalisation) se développent plus largement dans les mêmes zones. Enfin des calcitisations et silicifications se manifestent ; elles apparaissent ici nettement postérieures aux phénomènes "sidérolitiques" et attribuables au cycle "sannoisien", tandis que plus au Sud (bassin de Montluçon - Domérat) les deux phases affectent la même paléosurface en superposant leurs effets. Cet étagement est surtout sensible dans le bassin de Cosne dont les dépôts sont épais ; exceptionnellement, le niveau rouge induré peut se dédoubler au Sud de ce bassin (feuille Montluçon) mais, partout ailleurs, il constitue un horizon unique.

Tous les faciès du cycle "sidérolitique" se sont constitués en relation avec une même paléosurface ; il s'agissait d'une topographie différenciée dont certains reliefs apparaissent encore, îles ou promontoires de socle ennoyés dans les sédiments et moulés par les cuirassements rouge : môle de Chazemais et bassin de Magnette, région de Venas.

Ces paléosols s'établissent le plus souvent sur les sédiments éocènes, mais aussi du Trias, du Permien, voire du Stéphanien, également sur le socle en bordure des paléoreliefs ; ils affectent particulièrement les formations superficielles de l'Eocène : altérites et dépôts résiduels, plus

souvent colluvions de pentes ou de fonds de vallon, alluvions de cours d'eau de faible compétence.

Sur les micaschistes du secteur de Champvallier, la succession suivante a été observée en plusieurs points (Cojean, 1980), de haut en bas :

- 0 à 3 m : grès à éléments millimétriques et matrice rouge très importante ; structure prismatique ;
- 3 à 4 m : brèche à quartz anguleux centimétriques ou décimétriques et ciment rouge ;
- 4 m : micaschistes quartzeux rubéfiés.

Dans le même secteur, les grès du célèbre gisement du Petit-Villevandret comportent des lentilles à galets de quartz et de chailles jurassiques de 10-20 cm de diamètre. Une coupe voisine montre, à la partie supérieure de ces grès, un dépôt moins induré riche en galets : quartz, chailles, grès présumés triasiques.

L'épaisseur des formations rouges du môle de Chazemais est aussi variable que celle des formations superficielles affectées : elle est de 5-10 m et plus dans certains gisements comme le précédent, mais souvent réduite à de simples croûtes d'épaisseur centimétrique à décimétrique, évoquant des argiles indurées (rubéfiées, silicifiées), passant parfois latéralement à des argiles meubles (altérites).

Sur les terrains sédimentaires, l'épaisseur des cuirassements rouges est souvent comprise entre 1 et 4 m. Dans le bassin de Cosne, en sondages, l'épaisseur des horizons rouges est généralement du même ordre (1 à 7 m env.) sauf aux environs de Tortezeais : 15 m près de la Loge.

Ces cuirassements rouges sont des sols fersialitiques silicifiés : ils montrent les traces d'une phase d'altération lessivante et ferrugineuse suivie d'une silicification (Thiry *et al.*, 1983 ; Thiry et Turland, 1985).

Ces formations impliquent un climat très contrasté, à tendance aride. On peut envisager le Ludien terminal ou même, avec P. Larqué (1981), la base du Sannoisien comme âge de ces paléosols.

P. **Formations rouges, indurées ou non.** Des terrains intensément rubéfiés (rouge brique à rouge vif) ont été individualisés sur la carte. Souvent indurés en cuirassements, ils passent parfois à des faciès argilo-sableux d'aspect homogène. De tels terrains rouges, peu ou pas indurés, se rencontrent fréquemment en bordure du bassin de Cosne-d'Allier, plus rarement dans le val de Cher ; ils passent localement, de façon progressive, à des aires consolidées. Ces faciès non indurés semblent avoir été plus ou moins épargnés par la silicification.

• **Cuirassements.** Ils sont dus, au contraire, à une silicification intense de terrains rubéfiés, atteignant parfois des faciès non rubéfiés.

Le terme le plus évolué du processus de cuirassement, d'aspect semblable quelle que soit la nature du substrat, se situe toujours en position sommitale du profil pédologique conservé : cuirasse rouge brique, noduleuse, à aspect de latérite. Ce cuirassement n'est pas généralisé, mais paraît lié à des conditions particulières, notamment les bordures des

paléoreliefs. La présence d'un simple horizon rubéfié n'est pas générale non plus, mais bien plus étendue.

Péetrographiquement, les cuirassements rouges présentent des quartz corrodés dans un liant rouge essentiellement argileux complexe (plasma argilo-ferrugineux, accrétions glomérulaires d'argile ferrugineuse cimentée par dépôts de parois : argilane).

Leur organisation macroscopique varie en fonction de la position dans le profil (Thiry *et al.*, 1983), prenant un débit grossièrement colonnaire à la partie supérieure, parfois scoriacée en surface ; des variations latérales apparaissent à plus grande échelle (Thiry et Turland, 1985).

Dans les cuirasses constituées à partir de formations superficielles, subsistent des éléments grossiers hérités : résidus de brèches, de conglomérats, galets d'origines diverses (quartz, chailles et grès au Petit-Villemandret), cailloutis résiduels, souvent quartz anguleux centimétriques vers la base de la cuirasse ("stone-line" ?).

L'aspect typique de la partie supérieure est lié à une organisation en "nodules", plus durs mais mal individualisés dans une matrice peu différente et peu abondante, donnant des affleurements à altération "gravillonnaire". On y voit souvent de gros tubules sinueux épars ("pédotubules").

Les pisolites ferrugineux sont rares, observés seulement à la base de certains profils (Thiry *et al.*, 1983). On rencontre parfois des ségrégations d'opale bleutée.

La fraction argileuse est essentiellement kaolinique quel que soit le substratum ; pigment ferrugineux constitué de goethite (avec parfois un peu d'hématite). Il n'a jamais été décelé d'hydroxydes d'alumine (gibbsite, boehmite).

Analyses chimiques. Les teneurs en fer sont relativement faibles malgré la teinte rouge de la roche : 3 à 5,5% de Fe_2O_3 en général.

• **Indurations associées.** Les cuirassements rouges tendent à passer de façon progressive, tant latéralement que vers le bas, à des terrains plus ou moins indurés mais non rubéfiés.

Le passage se fait parfois par l'intermédiaire de faciès marbrés ou tachetés de rouge (parfois de brun) bien indurés. Cette induration paraît due à une opalisation liée à la phase de silicification de la pédogenèse "sidérolitique".

Plio-Quaternaire continental

p. **Dépôts suballuviaux (sables de Magnet) ou argilo-sableux attribués au Prétiglien.** Des dépôts sablo-argileux, parfois caillouteux, constituent des épandages ou placages au voisinage de la vallée de l'Aumance et de ses affluents principaux, dans le bassin de Cosne essentiellement. Doucement inclinés vers le bassin sur la bordure nord (les Bordes, Luratiève),

ces dépôts ne paraissent pas présenter de pente générale vers l'Ouest, suivant l'Aumance (tout au moins à l'aval de Cosne), mais plutôt s'établir à une altitude sensiblement constante (+ 240 à 250), voisine de celle des épandages et très hautes terrasses du val de Cher.

Ce sont des sables plus ou moins argileux, fins à grossiers, avec quelques intercalations d'argile sableuse, souvent associés à un cailloutis émoussé à roulé essentiellement quartzeux, localement abondant (la Talboterie, les Bordes, Lavault).

Ils prennent un faciès alluvial au Nord-Ouest de Cosne ("sables de Magnet") où les sondages ont traversé jusqu'à 11 m et plus de sables roux plus ou moins argileux, souvent grossiers. La carrière de la Tuilerie de Cosne en fournit une bonne coupe. Au dessus de l'argile oligocène, on rencontre successivement :

- une masse homogène d'un sable hétérométrique assez fin, cohérent, grisâtre (1,50 m) ;
- au dessus, en contact bien tranché, sables ocre à roux bien plus grossiers, peu cohérents, de faciès alluvial avec cordons de graviers ou cailloutis et stratifications inclinées locales (2 m env.). Lorsqu'ils sont abondants, les cailloutis forment un pavage résiduel (Rp) constitué de quartz blancs plus ou moins roulés, parfois gros, accompagnés de quelques éléments de quartzites ou de grès (les Bordes).

Un faciès particulièrement fin et argileux a été traversé en sondage à la Pilarderie, difficile à distinguer du Tertiaire sous jacent, mais il passe latéralement aux dépôts grossiers de Lavault.

Parmi les témoins orientaux (forêt de Dreuille et environs), l'un d'eux présente un faciès particulier : entre le "rond" de la Demi-Lune (D 22) et celui du Puits-Mathieu, la route forestière recoupe, sur plusieurs mètres d'épaisseur, une formation sableuse à graviers, reposant sur les sédiments e-g₁ indurés.

Cette formation débute par des sables argileux moyens à fins, gris-vert à ocre, contenant quelques cailloux d'argilite ; elle se poursuit par des sables hétérométriques moins argileux, plus grossiers, beige clair à ocre, comportant des gros graviers plus ou moins roulés. Le liant de ces sables est un peu carbonaté. Le cortège de minéraux lourds comporte des zircons volcaniques et du sphène.

L'épaisseur des dépôts attribués au Prétiglien est variable ; réduite pour les petits placages, souvent résiduels, elle devient importante pour les "sables de Magnet", avec plus de 11 m de sables suballuviaux au Grand-Mazeau, surmontant vraisemblablement des sables fins comme à la Tuilerie.

• **Données pétrographiques.** Diffractométries : au Nord-Ouest de Cosne, kaolinite prépondérante, illite, fréquemment un peu de smectite ou d'interstratifié illite-smectite.

Minéraux lourds. Les terrains plio-quatérnaires du bassin de Cosne se caractérisent par la présence de zircons volcaniques apportés par voie éolienne et attribués aux éruptions des "ponces et cinérites" du Mont-Dore (Tourenq et Turland, 1982), associés en petite proportion aux

banals d'un cortège assez varié. A la carrière de la Tuilerie, les zircons volcaniques sont présents dans les deux niveaux, mais rares dans les sables fins inférieurs où le sphène, par contre, est abondant.

• **Age de la formation.** On admet que les zircons volcaniques de ces dépôts proviennent de la "grande nappe" de ponces du Mont-Dore, datée de 2 à 2,5 Ma (Cantagrel et Baubron, 1983), apportés par voie éolienne, impliquant un âge pliocène terminal; les épandages du bassin de Cosne seraient donc synchrones des Sables et argiles du Bourbonnais (ou tout au moins d'une partie d'entre eux).

Fu ; Fv. Epandages fluviatiles des plateaux et dépôts des très hautes terrasses du Cher. A l'Ouest de la feuille, des dépôts sableux de caractère fluviatile se rencontrent en terrasses de part et d'autre du val de Cher ("très hautes terrasses"); en rive gauche, elles passent aux vastes épandages qui couvrent les plateaux depuis Chazemais au Sud jusque vers Saulzais-le-Potier au Nord et Culan à l'Ouest (feuille Chateaufort), équivalent probables des Sables d'Ardenes (feuilles Ardenes, Issoudun, Saint Amand-Montrond, etc.) et d'une partie des dépôts de Sologne.

En l'absence de données chronologiques, ces dépôts ont été classés en fonction de leur altitude relative par rapport au lit actuel du Cher, comme pour les terrasses quaternaires. Ils correspondent au "niveau de 80 m" de E. Chaput (1917). Ce procédé fait abstraction d'une éventuelle néotectonique qui aurait affecté les niveaux les plus anciens.

En rive droite du Cher, les dépôts des très hautes terrasses, peu étendus et souvent résiduels, se répartissent en deux niveaux :

- Fu : nappe supérieure, à des altitudes relatives de 100-110 m à l'amont pour 85-90 m à Peufélioux (aval de Vallon-en-Sully) ;
- Fv : nappe inférieure, à des altitudes relatives allant de 80-90 m vers l'amont (les Combillats) à environ 65-75 m à l'aval.

En rive gauche, aux mêmes hauteurs relatives, les dépôts sont bien plus étendus et mieux conservés. Souvent, et en particulier sur les plateaux, les dépôts des deux niveaux sont coalescents et notés Fu-v.

Dépôts de rive droite du Cher.

Fu. **Niveau supérieur.** Les dépôts de ce niveau sont essentiellement représentés par les "*sables de Peufélioux*", situés sur l'interfluve entre Cher et Aumance au Nord-Ouest de Vallon-en-Sully, à 85-90 m au-dessus du Cher.

Ce sont des sables très grossiers (sable à faciès "gros sel" et en affleurement lenticulaire de A. Vatan), essentiellement quartzeux, à matrice peu abondante, silteuse, plus ou moins rougeâtre (contamination possible par le sidérolitique voisin), pouvant comporter des cailloutis grossiers à éléments variés tant par la nature que par la taille (jusqu'à 40 cm), bien émoussés à roulés :

- quartz filoniens indubitables, souvent jaspoides (les plus fréquents, mais rarement très gros) ;

- roches siliceuses blanches (localement rougeâtres) d'origine indéterminée, d'aspect mat, de faciès désilicifié (éléments fréquents, parfois très gros) ;
- grès feldspathiques cariés, roux, plutôt grossiers (Trias ?), en gros éléments (jusqu'à 40 cm) ;
- quelques grès ferrugineux micacés (Stéphanien ?) ;
- quelques chailles brun verdâtre, beiges ou rousses, bien roulées, à cassure translucide devenant localement blanchâtre, grumeleuse et opaque. Présence de "manchons" cylindriques creux, à quartz géodique (traces de fossiles ?)

L'épaisseur des dépôts ne doit pas dépasser 5 m.

P. Larue (1972), à partir d'un échantillon probablement colluvionné, donne les caractéristiques suivantes pour les sables : 95% de quartz, 5% de feldspath, absence de micas ; grossiers et bien classés (médiane entre 500 et 900 μ), 9% de fines ; argile rouge enrobant les grains de quartz ; prépondérance des grains non usés, souvent cariés et légèrement picotés.

Fraction argileuse et minéraux lourds (J. Tourenq). Sur un échantillon de ces sables, la diffractométrie de la fraction argileuse indique la smectite prépondérante avec kaolinite et illite accessoires. Le cortège de minéraux lourds est à tourmaline presque exclusive avec rares zircons (non volcaniques).

Chailles résiduelles. Un échantillon a montré des traces de faune en lame mince : bryozoaires, cyclostomes, spongiaires ...

Deux autres témoins ont été rattachés au niveau supérieur :

- butte du Bouet (cote 263), en rive droite de l'Aumance, 2 km au Nord-Est des sables de Peufélioux et plus élevés de 10 m env. : sables silteux blanchâtres à cailloutis, peu épais ;
- placage le plus élevé des Combillats (Sud-Est de Reugny), résiduel : gros galets de quartz jaunis vers 278 m d'altitude.

Enfin, le cailloutis résiduel de Vérigny (vers 293 m) présente des affinités avec celui des sables de Peufélioux : gros éléments de quartz (jusqu'à 20 cm) et de grès, moins bien roulés que les chailles associées qui présentent une surface noirâtre guillochée (marques de chocs) et dont certaines sont indubitablement jurassiques (silicifications de calcaires infralittoraux à microfaune et bioclastes).

Fv. Niveau inférieur. Les dépôts classés dans ce niveau sont plus importants que les précédents, mais néanmoins localisés, avec deux gisements notables :

- Sables du Cluzeau (Sud-Est de Vallon), grossiers, plus ou moins silteux ou argileux, peu colorés, associés à un cailloutis de petits quartz (quelques centimètres) émoussés et localement quelques galets. Ils deviennent silteux sur les plateaux (la Maison-Rouge) et passent latéralement à la formation limoneuse qui occupe le faite de l'interfluve entre Cher et Aumance ; ces limons comportent toujours une fraction sableuse grossière en proportion variable, et le faciès sableux réapparaît au NNE de Frémont, près des sables de Peufélioux mais plus bas d'environ 5 m.

A l'Ouest du Cluzeau, un terrassement a permis d'observer la formation en place : sable grossier silteux crème à ocre, avec gravier de quartz en abondance et cailloutis plus ou moins émoussé de même nature.

Le cortège de minéraux lourds (J. Tourenq) est à tourmaline dominante, zircon très rare, muscovite et biotite.

– Placage des Aumes : sables grossiers hétérométriques à cailloutis de quartz dominant, plus ou moins émoussés.

Dépôts de rive gauche du Cher

Les épandages plio-quatérnaires de ce secteur appartiennent à un vaste glacis s'étendant largement à l'Ouest, sur la feuille Châteaumeillant. En rive gauche du Cher, la nappe principale présente, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, une pente longitudinale d'environ un pour mille ; elle envoie un substratum au relief peu contrasté dont quelques buttes ou mamelons émergent encore (par exemple : butte de micaschistes quartzitiques au Nord-Est de Chazemais), cache les formations sidérolitiques et recouvre les dépôts tertiaires.

Les cailloutis de ces épandages sont exclusivement quartzeux, sauf dans le secteur d'Audes où subsistent quelques éléments de socle résistants. Ces dépôts semblent provenir des formations métamorphiques de l'Ouest et du Sud-Ouest, principalement des micaschistes et quartzites ; ils pourraient résulter d'une longue période d'altération du socle (depuis l'Eocène jusqu'au Pliocène ?) avec diverses phases de reprise de ces altérites par des écoulements de surface, conduisant à un tri minéralogique, d'origine surtout climatique, au profit exclusif du quartz.

La nappe principale, à des cotes décroissantes du Sud au Nord, est représentée par :

- des formations résiduelles à cailloutis et galets de quartz (les Quéras, Sainte-Marthe, Est d'Audes) vers 270-280 m ;
- des épandages bien conservés au Nord de Chazemais (brandes de Comérat, la Moquerie, brande de Tillay) entre 275 et 250 m ;
- des épandages semblables mais largement disséqués par les vallées, aux environs de Saint-Vitte (les Ardennes, les Landats, les Turlons) entre 250 et 240 m ;
- d'autres enfin, bien représentés à l'Ouest de Meaulne, bien que disséqués en lanières étroites par des affluents du ruisseau de Chadet entre 240 et 210 m.

• Les **épandages des plateaux** (Fu-v, Fv) sont constitués d'argiles limono-sableuses ou sableuses, peu plastiques, grises à ocre, localement rubéfiées, dont la fraction sableuse est de granulométrie fine.

Souvent, ces formations contiennent des niveaux de sables et graviers quartzeux plus ou moins émoussés ; on rencontre aussi des niveaux entièrement sableux, épais de quelques mètres ou alternant avec des niveaux sablo-graveleux ; une fraction limono-argileuse reste généralement présente. L'existence locale de lentilles ou couches argileuses est probable, telles les argiles grisâtres micacées qui étaient exploitées près de la Bouchatte, à 4 km au Nord-Ouest de Saint-Vitte (de Grossouvre, 1886).

Les sables sont presque exclusivement quartzeux : A. Lesvignes (1981) indique, près de Villevandret (1 km à l'WSW) : 98,94% de quartz et 1,06% de feldspaths. A proximité des reliefs de micaschistes, de petites muscovites sont fréquentes. La fraction argileuse est constituée de kaolinite, souvent dominante, d'illite, de smectite et d'un peu d'interstratifié illite-smectite.

L'épaisseur de la formation, très variable, peut atteindre 10 m env.

• A l'état résiduel, (RFu-v, RFv.), ces épandages forment des cailloutis uniquement quartzeux où dominent des éléments subanguleux à arrondis de 5 à 10 cm, avec parfois de véritables galets.

L'enfoncement quaternaire des vallées s'est accompagné d'une reprise des dépôts de plateaux dont on retrouve les matériaux à des cotes plus basses, en épandages ou en dépôts étagés le long des vallées de la Queugne et du ruisseau de Chadet.

La disposition de ces terrasses semble indiquer une capture "récente" (pendant ou peu après le dépôt des terrasses Fxa) de la Queugne par le Cher, alors qu'elle devait auparavant s'écouler par la vallée de l'actuel ruisseau de Chadet. L'étendue démesurée des alluvions de la Queugne au Sud-Ouest d'Epineuil est l'indice de mouvements néotectoniques qui ont vraisemblablement joué un rôle dans cette capture.

A noter que les terrains du bassin versant de cette rivière sont entièrement métamorphiques (sauf le petit granite de Vesdun) ou plio-quaternaires, expliquant l'analogie des dépôts de ses terrasses avec les épandages plio-quaternaires (cailloutis à quartz, sans éléments granitiques).

Fv. Terrasses dans le val de Cher. Tous les dépôts isolés en bordure des plateaux ou dans le val de Cher se raccordent au niveau Fv défini en rive droite. Par rapport au Cher, leur base se situe vers 95 m à l'amont et s'abaisse régulièrement jusque vers 60 m à l'aval.

Généralement résiduels, ils sont surtout formés de cailloutis de quartz plus ou moins roulés (voir RFv), mais vers l'amont le quartz n'est pas exclusif : quelques éléments résistants de socle peuvent subsister, comme sur la butte des Couteaux au Sud-Ouest d'Audes (limite feuille Montluçon).

Corrélation entre les niveaux des deux rives du Cher. Acceptable pour le niveau Fv, elle devient problématique pour le niveau supérieur Fu : les épandages des plateaux Fu-v ne ressemblent guère aux sables de Peufélioux (Fu, en rive droite). Toutefois E. Chaput (1917) parlant de "plateaux de 80 m" de Villevandret à Saint-Vitte et Saulzais-le-Potier, signale qu'ils sont "couverts de cailloutis de quartz roulés de 5 à 10 cm de diamètre avec diverses roches siliceuses (grès triasiques, calcaires siliceux éocènes, etc.). Les roches cristallines sont peu nombreuses et altérées". Cette description rappelle beaucoup le cailloutis de Peufélioux.

La recherche des zircons volcaniques montdoriens dans les minéraux lourds (J. Tourenq) a été effectuée sur 3 échantillons de rive gauche (2 de Fv et 1 de Fu) ; elle a été positive pour les 2 premiers :

- cailloutis des Couteaux (extrême Sud-Ouest de la feuille) : zircons volcaniques très rares mais nets, associés à staurotide, tourmaline, hornblende verte ;
- dépôt résiduel à l'Ouest de Valigny : présence de zircons volcaniques.

Par contre, l'échantillon prélevé au Sud-Ouest des Bruyères, environ 15 m plus haut que le précédent (rattaché à Fu), est riche en zircons mais aucun de type volcanique.

A. Lesvignes (1981) indique, pour les sables prélevés 1 km à l'WSW de Villevandret, 80 m env. au dessus du Cher (niveau Fv ?), un cortège à tourmaline et anatase dominantes, zircon accessoire, présence de minéraux du métamorphisme.

Age des différents niveaux. Si on envisage l'ensemble des résultats sur les deux rives du Cher, aucun dépôt du niveau supérieur n'a livré de zircons volcaniques, tandis que ceux du niveau inférieur en ont donné dans 2 cas sur 3, mais rares. On approche ici de leur limite d'extension, aussi le trop petit nombre d'échantillons étudiés ne permet pas de confirmer la corrélation présumée entre les dépôts "p" du bassin de Cosne, attribués au Pliocène terminal (Tourenq et Turland, 1982) et le niveau Fv de l'Ouest de la feuille.

Les zircons volcaniques (et les quartz de ponces que P. Larue, 1979, signale aussi dans la région) sont issus d'éruptions acides dont la fourchette d'âges est connue : 3,18 à 2 Ma pour l'ensemble ; 2,5 à 2 Ma pour la "grande nappe" de ponces fibreuses du Mont-Dore (Cantagrel et Baubron, 1983) ; on admet que seule cette dernière a entraîné des apports éoliens importants et lointains.

Il est donc possible qu'une partie des épandages plio-quaternaires à l'Ouest de la feuille Hérisson soit antérieure aux dépôts du bassin de Cosne, mais les deux nappes d'épandage étant peu étagées, voire coalescentes, leurs âges pourraient être assez voisins.

Quaternaire – Formations superficielles

Dans les vallées principales, les alluvions se répartissent en un système de terrasses étagées, très net dans la vallée du Cher, encore bien caractérisé dans la basse vallée de l'Aumance à partir d'Hérisson. En amont, vers Cosne-d'Allier, la présence d'épandages prétiligiens vers 15 m au-dessus de l'Aumance, rend difficile et incertaine l'attribution des terrasses anciennes.

Ces alluvions ont été classées altimétriquement en quatre ensembles ou "terrasses", eux-mêmes subdivisés, si nécessaire, en plusieurs niveaux ou "nappes".

Fw. Alluvions de la haute terrasse. Bien développées dans la vallée du Cher, elles ne sont représentées dans celle de l'Aumance que par quelques témoins douteux.

Par rapport au Cher, leur hauteur relative varie de 50-60 m à l'amont, à 40-50 m à l'aval.

Ces terrasses sont dégradées, souvent plus ou moins résiduelles. Leurs dépôts sont très altérés, riches en sables et en silts ; les gros éléments de roche du socle, arénisés sur place, ont perdu leur cohésion et se brisent à l'extraction, donnant un matériau essentiellement sableux (en moyenne 93% d'éléments < 5 mm, 5,5% compris entre 5 et 20 mm et seulement 1,5% d'éléments résistants > 20 mm ; J.P. Larue (1979) signale l'abondance de la magnétite, issue selon lui du Trias.

Fx. Alluvions de la moyenne terrasse. On les rencontre dans l'ensemble du val de Cher où elles se répartissent fréquemment en deux niveaux distincts : nappe supérieure notée Fxa, et nappe inférieure Fxb. Dans la basse vallée de l'Aumance, depuis Hérisson, la moyenne terrasse est bien représentée, non dédoublée en général. Enfin, aux environs de Cosne, entre l'Aumance et l'Œil, elle constitue un épandage comparable aux "sables de Neuville et de Sauvigny" (Fya), souvent étagée par rapport à ces derniers.

Hauteurs relatives par rapport aux cours d'eau :

- dans le val de Cher, les témoins alluviaux classés dans ce groupe se répartissent de 12 à 40 m et plus à l'amont pour 15 à 35 m à l'aval. Les gisements étendus appartiennent généralement à la nappe inférieure Fxb (vers 15-25 m) ou au dépôt coalescent des deux nappes ;
- dans la basse vallée de l'Aumance, la moyenne terrasse se situe vers 20-30 m au dessus de la rivière ;
- en amont d'Hérisson, on ne la retrouve qu'aux environs de Cosne : petits témoins à l'aval, parfois dédoublés, vaste épandage à l'amont entre l'Aumance et l'Œil, vers 15-25 m au-dessus des rivières.

La moyenne terrasse comporte par endroits des dépôts assez épais pour être exploités.

- Dans la **vallée du Cher**, les sablières de la Grave (Est de Vallon) et surtout de Reugny (Est du village) entament ces alluvions sur 5 m environ.

La coupe de *Reugny* (27-32 m env. au-dessus du Cher) montre 3 m de sables roux à stratification horizontale, parfois inclinée, localement chenalisanse ; la partie supérieure se charge d'un cailloutis mal classé, à éléments peu usés de socle et quartz, à graviers abondants.

Cette couche sableuse repose sur une formation très caillouteuse, à stratification parfois très inclinée, à matrice de sable grossier brunâtre, très silteux ; vers l'Est, cette formation passe à une argile finement sableuse gris-vert, à rares petits galets de socle et quartz.

La coupe de *la Grave* (13-18 m env. au-dessus du Cher) montre des alluvions presque exclusivement sableuses, teintées de rouge violacé (influence du Trias voisin), relativement bien classées, à stratification entrecroisée parfois très régulière (aspect "en tresses").

Selon J.P. Larue (1979), la nappe supérieure (Fxa) est constituée d'un matériel mal roulé, où 10% de la fraction grossière sont constitués d'élé-

ments autres que cristallins arénisés ou quartz -meulières, silex, fragments de sidérolitique -, indiquant l'importance des apports latéraux.

Pour la nappe inférieure (Fxb), il estime qu'environ la moitié des gneiss et granites sont pourris et note que les coupes présentent des indices de climats froids : boules d'argile et phénomènes de géliturbation.

Au cours des levés, des galets éolisés ont été rencontrés en surface, associés à des dépôts résiduels, à l'Est des Ances (Fx) et surtout au Sud-Est de Varigny (Fxa) où ils sont fréquents, parfois très gros.

• Dans la **vallée de l'Aumance**, les alluvions de la moyenne terrasse sont visibles dans deux petites extractions :

- bord de la D 157 au Sud de la chapelle du Rachat ;

- près de Crochepot, 700 m à l'Ouest d'Hérisson, qui entament sur 4-5 m des alluvions sableuses, pratiquement dépourvues d'éléments grossiers.

J.P. Larue (1972) décrit ces deux gisements : sables assez grossiers plus ou moins teintés d'ocre, à stratification entrecroisée, à lentilles soulignées par des galets de quartz de 2-5 cm (très peu au Rachat) ; fraction fine ($< 50 \mu$) peu abondante (5% au Rachat, 3% à Crochepot), médianes respectivement de 400 μ env. et 800 μ , rapports quartz/feldspath de 72/28 et 70/30.

Un terrassement récent, au Sud-Est d'Hérisson, a montré une intrication de semblables faciès alluviaux avec une accumulation de blocs (probablement subautochtones), ensemble recouvert par un cailloutis chaotique à matrice sableuse grossière (colluvions ?).

Fya ; Fyb-z. **Remplissage des fonds de vallée** : alluvions récentes composées des dépôts de basse terrasse (Fya) et de ceux de la plaine alluviale (Fyb-z).

• Dans la **vallée du Cher**, la largeur de ce remplissage est irrégulière, avec une succession d'élargissements séparés par des rétrécissements ou seuils : Reugny, Forges, Vallon, Nord de Meaulne. Souvent voisine du kilomètre, elle peut s'élargir jusqu'à 2 km (amont de Vallon) ou se rétrécir à 5-600 m.

Cette disposition se répercute sur les épaisseurs (rapport BRGM-CETE) qui se réduisent à 3-5 m à certains seuils (Reugny, Vallon, Nord de Meaulne) pour se tenir habituellement à 5-6 m ; une épaisseur exceptionnelle de 9 m a été notée à Reugny, à l'aval du seuil.

La basse terrasse s'individualise mal de la plaine alluviale à laquelle elle se raccorde presque insensiblement (sauf exception : Nord de Reugny) ; il en est souvent de même pour la topographie de leur substratum. A. Lesvignes (1981) signale une particularité morphologique à la hauteur de Varigny, où le Cher franchissant le seuil de Reugny s'encaisse de 10 m dans les alluvions actuelles (néotectonique ?).

Faciès des alluvions sur le val de Cher, de Montluçon à Meaulne : une couche de sables limono-argileux recouvre généralement les "graves" alluviales ; son épaisseur moyenne est de 1,60 pour Fya et de 1,20 pour Fyb-z, l'épaisseur maximum connue étant de 3 m.

Les "graves" alluviales sont à dominante sableuse ($\geq 60\%$ d'éléments inférieurs à 5 mm), plus particulièrement celles de la basse terrasse Fya qui compte aussi moins de galets (9% d'éléments inférieurs à 20 mm, contre 21% pour Fyb-z). Parmi les galets et fragments lithiques, les éléments granitiques sont prépondérants par rapport aux métamorphiques (6/1 env.).

La proportion de matériaux sains diminue en fonction de l'ancienneté des alluvions mais les graves de la plaine alluviale (Fyb-z) contiennent déjà une proportion notable d'éléments cristallins altérés ; la proportion moyenne de roches cristallines saines passe de 53 % dans les alluvions Fyb-z à 42% pour Fya, tandis que la proportion de quartz libre augmente corrélativement : 16% pour Fyb-z à 33% pour Fya.

Dans les sables, les rapports moyens quartz/feldspath varient peu : 70/30 pour Fyb-z, 65/35 pour Fya.

• Dans la **vallée de l'Aumance**. A l'aval d'Hérisson, le schéma est comparable, toutes proportions gardées, à celui du val de Cher, avec une basse terrasse fréquemment représentée, pas toujours bien distincte de la plaine alluviale, ou parfois étagée au contraire. La largeur du remplissage se situe généralement de 300 à 800 m, atteint 1 km vers le château du Creux avant de se rétrécir à 100-200 m sur les 5 km du cours aval, en amont de Meaulne. Il n'y a pas de données disponibles concernant l'épaisseur et la morphologie du substratum de ces alluvions.

A l'amont d'Hérisson, depuis Magnet, l'Aumance est encaissée, les alluvions peu et irrégulièrement développées, parfois absentes (gorges du Saut-du-Loup).

Aux environs de Cosne-d'Allier au contraire, elles s'étalent largement :

- à l'aval du bourg entre l'Œil et l'Aumance ;

- surtout à l'amont près de Sauvagny, formant un vaste épandage (plus de 3 km de large en limite sud de la feuille) drainé par l'Œil et le ruisseau de la Varenne. Ce sont les "sables de Sauvagny", relayant vers le Nord les "sables de Neuville" de la feuille Montluçon.

Fya. Alluvions de la basse terrasse

• **Vallée du Cher**. La basse terrasse se situe généralement entre 3-5 m et 13-16 m au dessus du Cher. Elle est largement étendue près de Varigny (la Mitte) et aux environs de Vallon. Au confluent de l'Aumance, à Meaulne, elle se subdivise en deux nappes (supérieure Fya1 et inférieure Fya2).

La plaine alluviale (Fyb-z) est emboîtée dans la basse terrasse qui n'apparaît étagée que pour de rares lambeaux.

Les alluvions de la basse terrasse sont visibles dans de nombreuses sablières actives ou abandonnées. De teinte claire (blanc-beige) et pauvres en galets, elles présentent un aspect général homogène et des structures lenticulaires.

• **Vallée de l'Aumance en aval d'Hérisson.** La basse terrasse se situe généralement de 6 à 13 m au dessus de la rivière et la plaine alluviale est emboîtée dans cette terrasse. Les alluvions du méandre mort d'Hérisson correspondent à ce niveau.

• **Environs de Cosne-d'Allier.** A l'aval du bourg, la basse terrasse se situe de 3 à 12 m au dessus du lit des cours d'eau. En amont, l'épandage des "sables de Neuville et de Sauvagny" atteint 17 à 19 m au dessus du cours de l'Œil, passant insensiblement à l'épandage Fx au Sud-Est de Sauvagny.

Leur distinction d'avec le substratum oligocène, souvent sableux lui-même, est difficile. Il semble que l'épandage Fya soit nettement étagé, surtout à l'Ouest (ruisseau de la Varenne) et que son substratum présente un topographie irrégulière, entraînant une épaisseur variable (3 à 12 m et plus).

Au Nord de Sauvagny, plusieurs sablières permettent d'observer des coupes de 2 à 4 m et quelques sondages ont traversé la formation. Ce sont des alluvions dépourvues d'éléments grossiers, bien stratifiées, où l'on rencontre :

- des sables quartzo-feldspathiques moyens à grossiers, de teinte ocre à rousse, parfois plus ou moins argileux et devenant alors verdâtres ;
- des intercalations de sables fins ou silts plus ou moins argileux gris verdâtres.

Les éléments grossiers (>3 cm) sont exceptionnels et concentrés à la base de la formation : granites, roches métamorphiques, quartz, silixites, variant suivant les lieux.

Les coupes de carrières montrent une stratification inclinée mais en lentilles très étalées, d'épaisseur réduite (15-30 cm en général). Toutefois des chenalisations plus vigoureuses s'observent localement, avec mottes d'argile.

Ces alluvions comportent fréquemment des fragments charbonneux (1 à 5 cm) épars. Des indurations ferrugineuses beiges, rouille ou noirâtres, plus ou moins stratoïdes, les affectent localement.

Des dépôts argilo-sableux recouvrent parfois les sables (5 m au Sud-Ouest de Sauvagny : la Croix-Tirée).

Selon J. Mergoil (1958) le rapport quartz/feldspath varie beaucoup suivant les faciès. Les minéraux lourds, parmi un riche cortège banal au Quaternaire, comportent de la hornblende brune et de l'apatite, toutes deux à faciès aciculaires, issues d'un volcanisme basique et apportées par voie éolienne, provenant vraisemblablement des éruptions de la chaîne des Puys, au Würm (Tourenq et Turland, 1982).

Fyb-z. Alluvions récentes de la plaine alluviale

• **Vallée du Cher.** Elles occupent la plus grande partie du remplissage du fond de vallée, leur largeur variant de 100 à 1 500 m en fonction des irrégularités décrites plus haut, le rétrécissement maximum correspondant au seuil de Vallon.

La surface de la plaine alluviale est irrégulière avec traces d'anciens chenaux. Le sommet de ces alluvions se situe vers 3-5 m au dessus du Cher.

• **Vallée de l'Aumance.** La largeur de la plaine alluviale varie généralement de 100 à 600 m, sauf à l'amont immédiat d'Hérisson où elle est parfois très étroite ou même absente (gorges du Saut-du-Loup).

Le sommet de ces alluvions se situe généralement vers 5-6 m au-dessus du cours d'eau.

• **Ruisseaux.** Les faciès de leurs alluvions sont très variés, en fonction de leur bassin versant, de la morphologie de la vallée et des variations latérales rapides des dépôts : sables plus ou moins grossiers, propres ou terreux, seuls ou accompagnés de galets en quantité variable, alluvions grossières constituées pour l'essentiel de galets et cailloux ; dans les gorges ou au débouché de certains petits torrents de rive droite du Cher (secteur de Reugny), les alluvions contiennent beaucoup de blocs plus ou moins usés.

La plupart des observations proviennent des coupes naturelles des cours d'eau, en particulier des berges concaves érodées ; dans certains secteurs, de telles coupes de 3-4 m ne sont pas rares. Les épaisseurs sont irrégulières, mais non négligeables (2 à 10 m).

Le remplissage de ces vallées peut atteindre, dans certains cas, une altitude d'environ 10 m au dessus du cours d'eau (présence possible d'une basse terrasse associée).

FC. Dépôts des têtes de vallons. Les cours d'eau les plus petits n'ont pas la puissance nécessaire pour trier les apports, en particulier ceux des flancs des vallons ; leurs dépôts présentent un caractère essentiellement colluvial, plus ou moins remanié par le cours d'eau (notation ponctuelle FC, en rive gauche du Cher).

Plusieurs coupes ont été rencontrées dans ces dépôts, dues à une reprise d'érosion récente (cause anthropique probable) sur des tronçons de vallons à forte pente longitudinale : creusement intense avec éboulement des flancs de ravins, souvent par panneaux affaissés ; l'un d'eux, à 7 m, n'atteint pas le substratum.

Elles montrent des dépôts limono-sableux à argileux brun-roux à grisâtres, avec parfois des lentilles argileuses noirâtres, sans stratification notable.

Ce type de dépôts passe insensiblement vers l'aval à des alluvions mieux caractérisées.

B. Couverture sablo-argileuse continue. Une couverture limono-sableuse, plus ou moins argileuse, masque souvent, en particulier dans les zones de plateaux, les roches du substratum cristallin ou parfois sédimentaire. Cette couverture n'a été représentée que là où sa continuité, son épaisseur et son faciès ne permettent pas d'identifier le substratum.

Il s'agit généralement d'arènes provenant de l'altération *in situ* de granite, vraisemblablement peu ou pas remaniées. Certains vastes lambeaux, en positions sommitales, évoluent vers des "limons" clairs, fins, peu sableux (Marçais, la Croix-des-Quartiers) et semblent les témoins d'une vaste couverture établie sur une paléosurface antéquatenaire. La présence locale de quartz roulés (2-5 cm) associés (les Claudis, le Grand-Soudray) suggèrent que cette couverture n'est pas toujours exempte de remaniements (Larue, 1972).

L'hydromorphie temporaire des sols de ces plateaux provoque la formation de concrétions ferro-humiques pouvant aboutir à la constitution d'un horizon aliotique noirâtre, induré, à aspect de mâchefer, localement appelé "chaméron".

Il existe des dépôts plus sableux :

- soit également en position élevée sur le socle à l'Ouest du Vilhain (le Point-de-Vue, le Point-du-Jour) : arène légèrement remaniée, peu altérée (Larue, 1972) ;
- soit sur l'interfluve entre Cher et Aumance, au Nord de la D 11, en rapport avec les sables des très hautes terrasses dont ils comportent des éléments résiduels ou colluvionnés plus ou moins abondants ;
- soit autour de la butte tertiaire des Godignons (Sud-Ouest de Givarlais) plus ou moins alimentés par le colluvionnement de ses sédiments et masquant le contact du granite.

Un cailloutis a été observé au Sud-Est du May (drainage) à la base d'un placage limoneux sur granite au Nord-Est du Brethon ; cailloutis émoussé à quartz dominant dans une argile verdâtre à sable grossier.

A la Quarantaine (Sud-Est de Saint Caprais) une arène argileuse rougeâtre a été traversée en sondage sur 8,50 m passant progressivement au granite à 2 micas.

Près du Petit-Soudrais, les labours font apparaître des passages d'argile verdâtre très sableuse (grains 0,5-1 mm) alternant sans transition avec des sols d'arène.

L'épaisseur de la couverture paraît irrégulière, souvent peu importante (0,5 à 2-3 m ?) sauf pour les grands lambeaux du Sud comme celui de la Croix-des-Quartiers.

L'aspect de cette couverture, notamment celle des grands placages, apparaît semblable sur granite ou sédiments tertiaires, au point que la distinction est impossible sans fouille ou sondage (Lançais, au Sud-Ouest de Louroux-Hodement, où la coupe de l'autoroute A71 a permis d'observer des arènes remaniées à graviers -1,5 m- reposant sur le Tertiaire).

Rj. Chailles jurassiques roulées, éparses (dépôt résiduel). Des chailles très usées, de forme elliptique, de grande taille (jusqu'à 20 cm et plus), à cassure conchoïdale montrant l'existence d'un cortex épais passant à un cœur de teinte différente, ont été observées en deux gisements voisins de Nassigny : le Petit-Villevandret (dans des dépôts tertiaires rubéfiés) et Montchevrier.

M. Deschamps (1964) signale des chailles dans les grès de Vêrigny (que nous attribuons au Trias) sur le flanc opposé du val de Cher. En fait, elles appartiennent à un cailloutis résiduel reposant sur les grès. On en trouve aussi dans les sédiments éocènes du bassin de Cosne, près de la Mouillère (feuille Bourbon-Archambault).

Au *Petit-Villevandret* les chailles se rencontrent :

- incluses dans la masse rouge indurée, concentrées en amas, lentilles, cordons ;
- dans des niveaux supérieurs peu indurés, à galets nombreux et dispersés de quartz, chailles et grès (Trias probable).

Toujours très roulées, même les plus grosses, elles présentent, à la cassure, une pâte fine, avec un cœur foncé, marron à gris, passant au jaunâtre ou blanchâtre en surface. A. Lesvignes (1981) y a décrit des traces de lamellibranches marins.

A *Montchevrier*, les chailles se rencontrent dans un sol en pente sur micaschistes ainsi que dans le grès rouge sidérolitique en bas de cette pente. De teinte jaune-ocre en surface, leur cassure montre un cœur grisâtre ou blanchâtre.

En lame mince, les silex calcédonieux et quartzeux de la Mouillère montrent des traces organiques abondantes, dont de nombreux spicules de spongiaires, débris de mollusque, rares foraminifères rotaliformes (association indiquant un âge mésozoïque). Une chaille remaniée dans les sables de Peufélioux (Fu) a montré des traces de bryozoaires cyclostomes, spongiaires...

Bhsb. Arène remaniée à cailloutis des environs de Theneuille. En bordure des terrains stéphano-permiens de la zone de Cérilly, entre les Granges et Gozinière (Nord-Ouest de Theneuille), le passage au socle se fait par des terrains de transition constitués d'une arène argileuse remaniée, à cailloutis plus ou moins usés de quartz (dominant) de roches du socle, comportant quelques boules éparses de granite de Cérilly (10 à 80 cm?) ; cette couverture devient limoneuse au Sud.

A l'Est de la Vigne (fossé), l'arène limoneuse, rousse à ocre, passe latéralement au conglomérat grossier stéphanien à matrice d'arène brun violacé et boules de granite arénisé, dont elle pourrait constituer un faciès résiduel ; mais l'abondance des éléments peu roulés suggère plutôt une plate-forme bordière, rivage du bassin.

Bs. Sables à silexites (cailloutis et blocs). Le plateau situé au Sud-Est du Grand-Breuilly (Nord-Ouest de Vitray) comporte une couverture de sables fins blanchâtres peu argileux avec fréquents fragments de silexite brun-jaune constituant aussi quelques blocs épars.

Ce matériau a servi de base à une industrie lithique répandue dans toute la région (M. Piboule).

D'autres sables à silexites ont été repérés en sondages dans le secteur de Venas (les Goulonnes, la Plaine, bois de Venas) dans la zone superficielle ; les sables y sont plus grossiers mais les silexites toujours en petits

éclats, granules ou rognons (maximum 6 cm aux Goulonnes, avec micro-faciès semblable à ceux du Tertiaire voisin : les Salis). Ils n'ont pas été représentés sur la carte.

RQ. Quartzites éolisés épars (dépôt résiduel). Au Sud de Louroux-Hodement, près du Fournil, en pavage sur l'arène granitique autochtone, on trouve des cailloux et blocs épars (mais parfois abondants) plus ou moins éolisés (dont quelques "dreikanterers"), constitués de "grès lustrés" (assez grossiers en général) beige ocré, parfois plus ou moins roux à rougâtres.

En lame mince, c'est une quartzarénite phylliteuse relativement homogène, à texture dense à jointive, à phase quartzreuse bimodale (l'argile et les quartz fins enrobant les quartz plus gros) et à matrice argileuse brunâtre (limoniteuse ?).

Ces quartzites ont été signalés par M. Piboule qui les indique aussi, moins fréquents, en d'autres points du plateau granitique près de Louroux : ils ont servi de base à une industrie paléolithique locale.

BQ Couverture sablo-arénique argileuse à cailloux et blocs de quartz hérités de filons. Cette formation concerne essentiellement les environs du grand filon de quartz de Bois-d'Agland (Nord-Est de Louroux-Bourbonnais), de ses satellites et de la traînée mylonitique qui le prolonge vers le Nord-Ouest.

Cette zone se caractérise par l'absence d'affleurements de granite et même de quartz ; ce dernier apparaît en blocs au voisinage des filons, en cailloux à plus grande distance dans un limon argileux roux, riche en éléments d'arène.

Les petites coupes observées montrent des arènes fluées à éléments de quartz ou de granite de taille très variable suivant les points, de teintes généralement rousses ou rougeâtres, parfois marbrées. L'arène en place, également rousse et argileuse, n'a été observée qu'en un point sous environ 1 m de couverture.

A la Maison-Neuve (Sud-Ouest du Vilhain), des cailloux de quartz, parfois très abondants, se rencontrent dans une arène granitique normale. Il n'y a pas d'indice morphologique permettant de situer un filon.

X. Accumulations anthropiques. Près de la Métairie-Basse (Sud de Vallon-en-Sully) le dépôt représenté est un remblai de composition inconnue.

DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES ET MAGNÉTIQUES

Les interprétations gravimétriques et magnétiques ont été réalisées pour être intégrées aux notices des 4 feuilles géologiques du Bourbonnais : Hérisson, Bourbon-l'Archambault, Montluçon et Montmarault.

Origine et nature des données.

Les données gravimétriques sont celles de la carte gravimétrique de France (éditée aux échelles du 1/80 000 et 1/1 000 000. Dans le Bourbonnais, la densité moyenne des mesures est de l'ordre de 0,5 à 1 station au km².

L'anomalie de Bouguer A est obtenue à partir des mesures du champ de pesanteur selon la formule suivante : $A = G - G_0 + C_z + T$. G est le champ de pesanteur mesuré dans le système dit CGF de la carte gravimétrique de France ; G_0 est le champ de pesanteur normal calculé en fonction de la latitude du lieu (formule de Stockholm 1930) ; C_z est la correction d'altitude calculée en fonction de la densité moyenne attribuée aux terrains superficiels et proportionnelle à l'altitude du point de mesure ; T est la correction topographique des effets du relief proche de la station.

Le calcul de l'anomalie de Bouguer permet d'isoler les variations de la gravité qui sont dues à des hétérogénéités géologiques superficielles de celles qui sont relatives à l'altitude et à la latitude. L'anomalie de Bouguer correspond ainsi à la composante verticale de l'attraction attribuable aux différences de densité par rapport à un modèle formé de couches concentriques homogènes. Dans le cas présent, la densité des terrains superficiels de ce modèle a été prise égale à 2,7, densité moyenne habituellement admise pour les roches de socle.

La précision de la carte d'anomalie de Bouguer est estimée à 1mGal.

Les données aéromagnétiques sont issues d'un levé réalisé en 1972 par la Compagnie générale de géophysique (CGG) pour le compte de l'Institut national d'astronomie et de géophysique (INAG). Les mesures ont été effectuées sur des lignes de vol Est-Ouest, espacées de 2 km et recoupées tous les 10 km par des traverses Nord-Sud, à une altitude de vol barométrique constante de 1 200 m. Le magnétomètre haute sensibilité utilisé pour ce levé permet, à l'issue de la compilation de l'étude, de restituer, après soustraction du champ normal, des cartes de l'anomalie du champ magnétique totale dont la précision est estimée à 1 nT.

L'anomalie du champ magnétique traduit ainsi l'effet de l'aimantation des roches induite par le champ magnétique actuel ou acquise antérieurement (aimantation rémanente). La valeur de cette aimantation dépend du pourcentage et de l'aimantation des minéraux magnétiques (principalement magnétite et pyrrhotine) contenus dans la roche.

Mesures de densité et de susceptibilité magnétique des formations du socle du Bourbonnais.

On peut démontrer que la connaissance du champ gravimétrique en surface ne suffit pas pour déterminer la répartition des masses en profondeur. Théoriquement, une infinité de répartitions différentes peut être à l'origine de la même anomalie en surface. En pratique, la connaissance de valeurs vraisemblables pour la densité des roches permet de limiter cette indétermination. En magnétisme, une semblable ambiguïté existe également.

TABLEAU 2 - MESURES DE DENSITÉS ET SUSCEPTIBILITÉS

N° site ou nom	Nature	x	y	d	n	σ	Δd	χ	n	σ	$\Delta \chi$
Cosne-d'Allier (M19)	diorite	633.2	166.4	2.78	9	0.05	2.71 à 2.80	782	9	285	28 à 3670
Le Brethon (M21)	leucogranite	630.0	173.7	2.62	4	0.05	2.59 à 2.69	3	4		2 à 3
Louroux-Hodement (M1)	granite	628.7	162.8	2.72	12	0.04	2.63 à 2.80	457	12		28 à 1673
Venas (M170)	granite	632.8	163.7	2.615	2		2.61 à 2.62	17	2		14 à 21

x, y : coordonnées Lambert
d : densité moyenne (g/cm³)
n : nombre d'échantillons

Un échantillonnage assez complet des formations du socle du Bourbonnais a été réalisé lors de l'interprétation du levé aéromagnétique de 1972 (Debéglija et Gérard, 1975 ; Boissonas et Debéglija, 1976 ; Sossa-Simawango, 1980). Les résultats des mesures de densité et susceptibilités des échantillons de la feuille Hérisson sont résumés dans le tableau 2. Ces travaux ont été complétés, dans le cadre du programme Géologie profonde de la France, par une étude paléomagnétique (Edel, 1985).

Les densités mesurées sur des échantillons prélevés en surface peuvent être, pour certains sites, affectées par des phénomènes d'altération qui minimiseront les valeurs obtenues. Il est cependant possible de classer les formations présentes en fonction de leur densité. Les leucogranites, avec une densité moyenne de 2,6 (de 2,51 à 2,69), et les formations carbonifères, ont les densités les plus faibles. Granites et syénites auraient respectivement des densités moyennes de 2,63 (2,5 à 2,8) et 2,69 (2,56 à 2,76). Les tufs viséens présentent des densités moyennes de 2,68 (2,65 à 2,72). Les roches denses sont les diorites avec une densité moyenne de 2,78 (2,71 à 2,90), les amphibolites avec une moyenne de 2,76 (2,64 à 2,97) et les gneiss dont la densité moyenne est 2,79 (2,67 à 3,05).

Dans les formations aimantées de manière significative, l'aimantation induite reste toujours supérieure à l'aimantation rémanente (le facteur de Koenigsberger moyen, c'est-à-dire le rapport de l'aimantation rémanente sur l'aimantation induite, serait de l'ordre de 0,25 d'après J.B. Edel). Les susceptibilités magnétiques des leucogranites (Le Brethon et Thizon) sont faibles ($< 30 \cdot 10^{-6}$ uem CGS). Dans le granite de Montmarault, elles varient considérablement d'un point à un autre, de 3 à $2318 \cdot 10^{-6}$ uem CGS (susceptibilité moyenne : $176 \cdot 10^{-6}$ uem CGS ; écart-type : $376 \cdot 10^{-6}$ uem CGS). La diorite de Cosne-d'Allier a une susceptibilité moyenne de $780 \cdot 10^{-6}$ uem CGS, sa susceptibilité pouvant atteindre $1620 \cdot 10^{-6}$ uem CGS. Les "amphibolites" (Fleuriel, Lavault, Sainte-Anne) ont des susceptibilités négligeables comparées aux valeurs mesurées dans celles du plateau d'Aigurande. Mais ces formations ne sont pas équivalentes : l'"amphibolite" de Fleuriel, ponctuelle dans la série de la Sioule, est une métadiorite ; celles de Lavault-Sainte-Anne (sauf rares enclaves) sont des diorites quartzites associées au granite de Guéret. Celles du plateau d'Aigurande sont les gabbro-diorites du domaine de Boussac où des valeurs supérieures à $1000 \cdot 10^{-6}$ ont été mesurées ; une valeur moyenne de $2450 \cdot 10^{-6}$ uem CGS a même été obtenue pour le massif d'Huriel (Lemaire, 1987). Leur plongement vers le Nord-Est semble matérialisé par un chapelet de petits gisements dioritiques (Saint-Victor, le Cluzeau, les Godignons, Hérisson) aboutissant au massif de Cosne-d'Allier.

Commentaire des cartes gravimétriques

La carte d'anomalie de Bouguer (fig.2) comporte la somme d'effets profonds attribuables aux structures lithosphériques (Lucazeau et Bayer, 1982) et d'effets superficiels relatifs aux variations lithologiques et aux accidents affectant la partie supérieure de la croûte. Afin de faire apparaître préférentiellement ces derniers effets, une carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer a été réalisée (fig.3). Cette transforma-

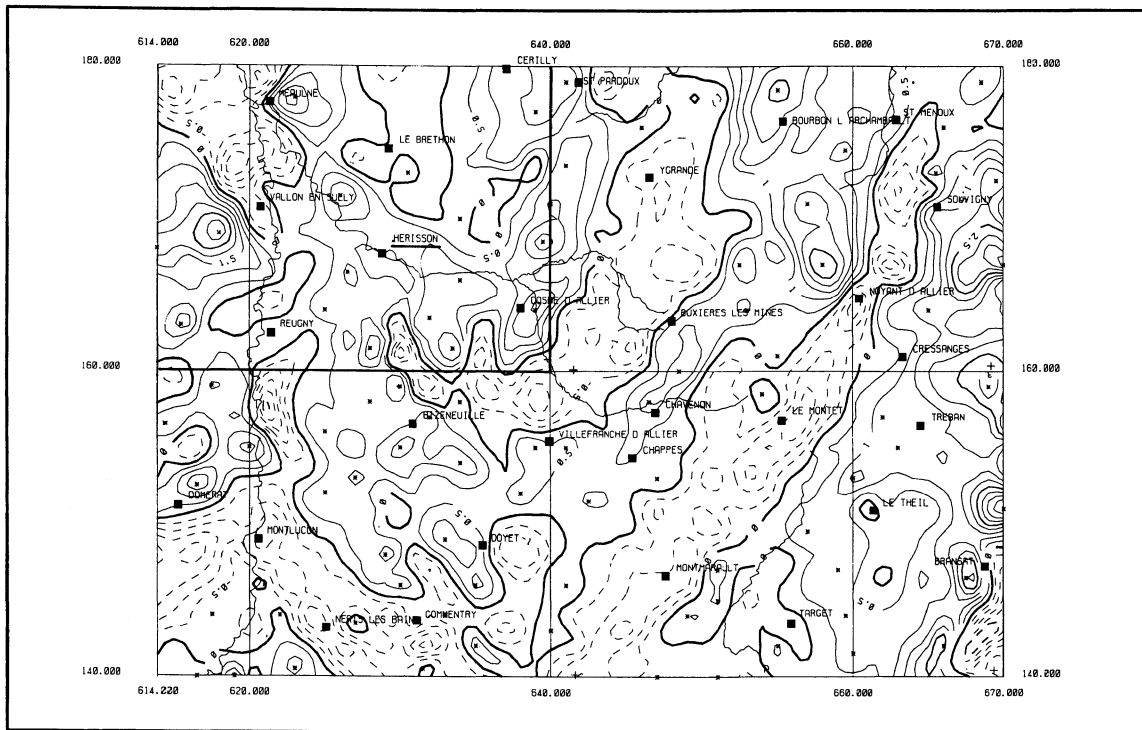


Fig. 3 - Gradient vertical de l'anomalie de Bouguer (mGal/km)

tion, qui favorise les effets gravimétriques haute fréquence correspondant à des sources proches du plan de mesure, peut être plus aisément corrélée aux cartes géologiques existantes. Elle présente également l'avantage d'être directement comparable aux cartes du champ magnétique car un gradient gravimétrique est, au niveau formel, équivalent à une composante du champ magnétique (*via* une équivalence entre densité et susceptibilité magnétique).

Ces deux documents permettent d'établir un schéma structural des sources gravimétriques (fig.4) sur lequel sont individualisées les principales structures et discontinuités gravimétriques mises en évidence dans chaque unité géologique.

• **Unités d'Aigurande et de la Marche et leur prolongement possible à l'Est du Cher.** Le socle micaschisteux subaffleurant de l'unité de Fougères se manifeste par une anomalie positive G1 dont la partie la plus intense pourrait correspondre à des niveaux d'amphibolites non affleurants sur la feuille Hérisson. Les migmatites de l'unité d'Eguzon, qui présentent par rapport à l'unité précédente un contraste de densité négatif de $-0,1$ à $-0,05$ suivant les faciès (Lemaire, 1987), se traduisent par une anomalie négative G2. Dans le domaine de Boussac, des axes anomaux positifs (G3 et G4) marquent la présence de formations granodioritiques (Trillers), de gneiss à grenat et magnétite (site de Crevant) ou des diorites quartziques jalonnant la dislocation de la Marche.

Au Sud de Domérat, une anomalie négative intense (G5) se surimpose aux affleurements du granite à tendance leucocrate de Prémilhat. Un domaine moins négatif est mis en évidence au niveau du complexe de granites et diorites quartziques de Lavault-Sainte-Anne. Ni cet ensemble, ni le granite de Saint-Genest (peu épais) n'ont cependant d'effets gravimétriques bien individualisés. Une anomalie positive G6 apparaît dans les migmatites au niveau de Villebret.

Le fossé sédimentaire tertiaire du Cher et les formations houillères de sa rive est sont à l'origine d'anomalies négatives intenses (G7a, G7b, G7c). A l'Ouest, la transition entre le socle subaffleurant et le bassin serait brutale (discontinuités D1). A l'Est, elle paraît plus complexe et moins rapide (discontinuités D2).

A l'Est du fossé du Cher, les anomalies positives G8 et G9 peuvent correspondre au prolongement des formations de l'unité de Fougères. La discontinuité D3 pourrait ainsi être la poursuite du chevauchement de Chambon. Plus à l'Est, ces structures sont oblitérées par une anomalie négative G11 correspondant à l'ensemble leucogranitique Tronçais-Theneuille. De même, les anomalies associées aux granitoïdes du groupe Montmarault ne permettent pas de suivre clairement en gravimétrie les structures des domaines de Boussac et de Guéret au-delà de la vallée du Cher. La discontinuité D4a, qui semble être en relation avec la dislocation de la Marche (Domérat), paraît cependant pouvoir être retrouvée au Sud de Cosne-d'Allier (D4b). La diorite de Cosne-d'Allier ne crée pas d'anomalie gravimétrique significative, probablement du fait de son faible enracinement.

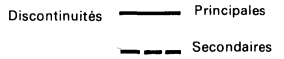
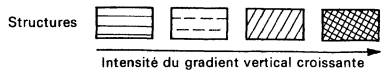
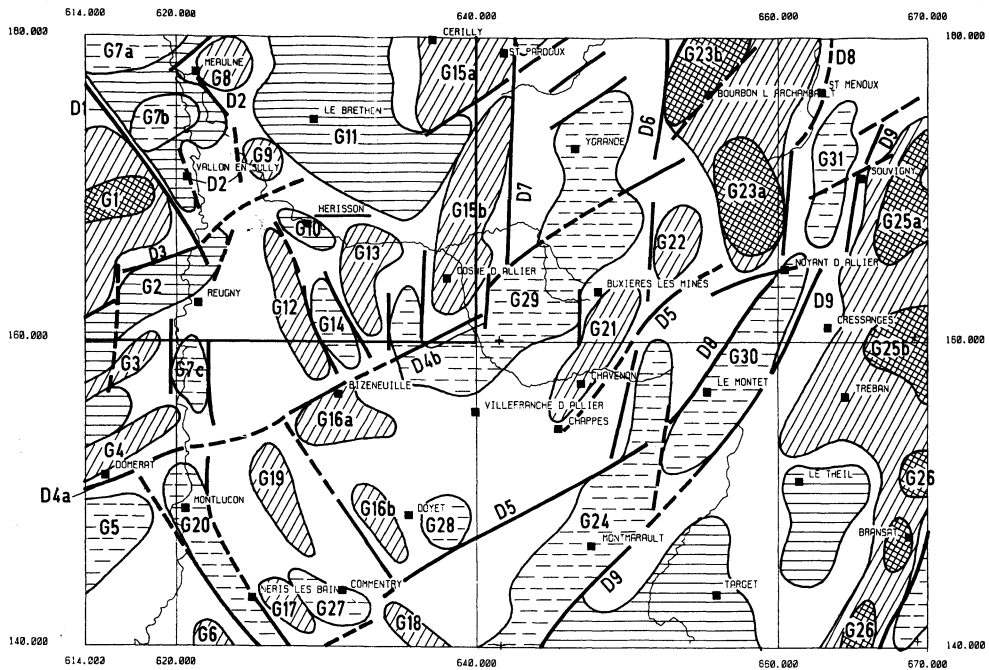


Fig. 4 - Schéma structural gravimétrique

• **Anomalies associées aux granitoïdes du groupe Montmarault.** On note la présence d'anomalies gravimétriques positives au niveau des granites monzonitiques de Louroux-Hodement-Le Maillet (G12) et de Venas (G13) tandis que le leucogranite et le fossé d'effondrement de Louroux-Hodement se marque par une anomalie négative G14. De Cérilly à Cosne-d'Allier, un groupe d'anomalies positives (G15 a et b), paraît lié principalement à l'accident Nord-Sud de Theneuille. Une partie de l'anomalie G15 peut cependant être attribué au massif de Cérilly. Dans la région de Bizeneuille et à l'Est de Doyet, les anomalies positives les plus importantes (G16 a et b) paraissent également liées au contact faillé du granite. Il en est de même en bordure du bassin de Commentry (G17, G18) et au Nord du massif de Nérès (G19). L'anomalie négative G20 semble par contre coïncider avec une zone broyée bordant au Sud le massif de Nérès. On observe cependant un contexte gravimétrique globalement plus positif au niveau des formations granitiques.

Dans la branche est du massif de Montmarault, des anomalies positives (G21 et G22) apparaissent au niveau de faciès granodioritiques (Chavenon, Chappes). Les structures G23 a et b constituent probablement le prolongement des mêmes unités sous les formations autuniennes. Les faciès granodioritiques du massif de Montmarault paraissent limités au Sud-Est par un accident gravimétrique D5. Les faciès leucocrates du massif de Montmarault se manifestent par contre par une anomalie négative (G24).

• **Granite de Tréban et la série de la Sioule.** Dans le granite de Tréban, à tendance granodioritique, les anomalies gravimétriques sont généralement positives (G25 a et b).

En bordure de la Limagne, un axe anomalique positif (G26) correspond localement à des formations basiques affleurantes (métadiorite de Fleuriel). La série métamorphique de la Sioule correspondrait plutôt à un domaine plus léger.

• **Anomalies associées à la structure des bassins carbonifères et permians.** Les formations carbonifères, lorsqu'elles sont épaisses, se marquent par des anomalies négatives. On peut ainsi noter les anomalies suivantes :

- G7 a, b et c en partie pour les bassins du Cher ;
- G27 pour le bassin de Commentry ;
- G28 pour le bassin de Doyet ;
- G29 pour le bassin de l'Aumance. D'après les données gravimétriques, le bassin stéphanien se prolongerait très probablement vers le Nord sous les formations autuniennes de la synforme d'Ygrande. Les formations carbonifères paraissent limitées à l'Est par l'accident méridien de Saint Aubin (D6). A l'Ouest, les formations autuno-stéphaniennes sont limitées par l'accident D7 correspondant à l'accident géologique de Saint-Pardoux. La morphologie du bassin paraît affectée par de nombreux accidents transverses d'orientation moyenne N60. A l'Est de l'accident de Saint-Aubin, le horst de Gipy-Bourbon-l'Archambault se manifeste par les anomalies positives G23 et G24 ;
- G30 pour le bassin de Noyant-Le Montet qui se prolongerait vers le Nord sous les formations du golfe de Souvigny (G31). Ce bassin est limité

par les deux accidents D8 et D9. Plus au Sud, le Sillon houiller correspond à un seul accident gravimétrique D9.

Commentaires des cartes magnétiques

Les cartes du champ magnétique et du champ magnétique réduit au pôle (fig.5) font apparaître l'opposition entre la branche ouest du massif de Montmarault, caractérisée par la présence d'anomalies intenses (jusqu'à 100 nT), et un domaine est (série de la Sioule et granite de Tréban) pratiquement amagnétique. La branche est du granite de Montmarault correspond à des anomalies magnétiques d'intensité moyenne (jusqu'à 50 nT). Le gradient vertical réduit au pôle (fig.6) fait ressortir préférentiellement les effets des structures et accidents superficiels. Ces éléments ont été reportés sur le schéma structural des sources magnétiques (fig.7).

• **Structures magnétiques en relation avec les unités d'Aigurande et de la Marche.** La structure M1, superposée au corps gravimétrique G4, est la principale structure mise en évidence. Elle est probablement attribuable à la présence des formations dioritiques et gabbroïques jalonnant la dislocation de la Marche. Cette discontinuité se manifeste par l'accident magnétique A1 qui paraît se poursuivre au-delà de la vallée du Cher.

• **Anomalies magnétiques associées aux granitoïdes du groupe Montmarault.** Les mesures d'aimantation et des profils amagnétiques réalisées au sol ont permis de montrer que les formations granodioritiques du massif de Montmarault sont à l'origine de la plupart des anomalies observées. On peut ainsi noter les correspondances suivantes :

- anomalie M3 centrée sur le massif granitique de Cérilly ;
- anomalie M4 au niveau du granite de Louroux-Hodement dans lequel des enclaves basiques sont observées ;
- anomalie M5 en relation avec le granite de Venas. Une extension vers l'Est de cette anomalie pourrait être attribuable à l'effet de la diorite de Cosne-d'Allier. Cet effet reste cependant relativement faible ;
- anomalie M6 associée au massif de Nérès ;
- anomalie M7 en relation avec le granite de Bizeneuille ;
- anomalies M8a et b et M9 au niveau des faciès granodioritiques de Chavenon et de Chappes. Cette structure pourrait se prolonger vers le Nord sous les formations autuniennes (M10).

Ces différentes anomalies correspondent généralement à des anomalies gravimétriques moyennes ou positives. Les faciès magnétiques et lourds du massif de Montmarault sont principalement reconnus dans la branche ouest du massif. Dans la branche est, les profils au sol ont montré que les anomalies observées, en particulier dans le secteur de Chavenon, correspondent à des structures dioritiques ou granodioritiques étroites (de l'ordre du km) dans lesquelles de fortes susceptibilités ont été mesurées (supérieures à $2\ 000 \cdot 10^{-6}$ uem CGS). Les faciès magnétiques du granite de Montmarault sont limités vers le Sud-Est par les accidents A2 et A3.

• **Autres anomalies.** Un axe magnétique (M11), d'origine géologique indéterminée, est mis en évidence en bordure ouest du Sillon houiller, de Noyant à Montmarault.

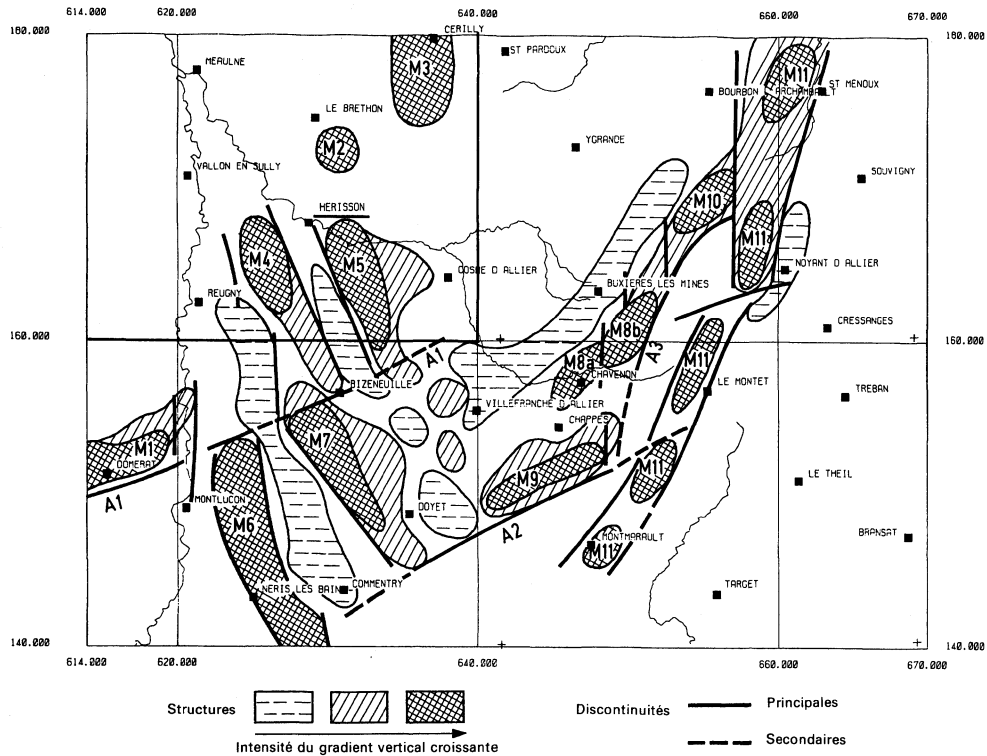


Fig. 7 - Schéma structural magnétique

Conclusion

Les données gravimétriques et surtout magnétiques sont, à l'Est de la vallée du Cher, particulièrement influencées par les phénomènes les plus tardifs : mise en place des granites du groupe Montmarault et des leucogranites associés, tectoniques cassantes et grands décrochements senestres tardivarisques avec mise en place des bassins houillers. Il apparaît donc difficile, sauf pour les accidents les plus importants (faille de la Marche, par exemple), de suivre par ces méthodes les prolongements, au-delà de la vallée du Cher, des unités des domaines Aigurande-Boussac-Marche. L'influence des accidents méridiens qui contrôlent, en particulier, la mise en place du bassin autunien de l'Aumance, paraît enfin importante en gravimétrie dans le Nord du secteur étudié : on y observe en particulier un alignement des structures le long d'accidents méridiens (accident de Sancerre, ride de Bourbon). Par contre, l'essentiel de la structuration magnétique paraît avoir été acquis antérieurement.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

HYDROGÉOLOGIE

Unités géologiques

La feuille Hérisson apparaît formée, pour la majorité de sa partie orientale, par les formations du socle et de la bordure sédimentaire anté-tertiaire. Au Sud toutefois, s'individualise le bassin de Cosne-d'Allier comportant d'importants dépôts de sédiments du Tertiaire et du Quaternaire.

La vallée du Cher constitue un axe tectonique très marqué, orienté Nord-Sud.

A l'Ouest du Cher, on retrouve, avec les formations détritiques tertiaires et les vastes épandages quaternaires, une épaisse sédimentation détritique à caractère sablo-argileux dominant.

En rive droite du Cher apparaissent largement les formations bordières du Trias gréseux au Nord, puis du houiller détritique ou grésopélique. Le Trias n'apparaît pas très épais, mais sa partie inférieure est silicifiée au contact du socle, lui-même arénisé sous son recouvrement, et comporte localement des faciès très grossiers (tF).

Enfin, les grandes vallées fluviales se sont encaissées à une époque récente et ont été l'objet d'une sédimentation alluviale étagée, répartie en plusieurs niveaux de terrasses. Quoique la qualité du sédiment soit variable des unes aux autres de ces terrasses, la vallée actuelle du Cher reste d'un intérêt hydrogéologique primordial.

Hydrographie

Le Cher traverse la feuille du Sud au Nord. Sa vallée, qui suit le trajet d'une importante dislocation tectonique, apparaît large et le parcours de la rivière particulièrement méandrique, fait l'objet de fréquents

débordements latéraux. Le cours d'eau est très instable, sensible à des influences mineures à l'intérieur de sa plaine alluviale (petits barrages de soutien d'étiage, crues soudaines, exploitations de sablières ...).

La rivière apparaît doublée sur tout son parcours par l'ancien canal de Berry, aujourd'hui déclassé, et dont certains tronçons sont actuellement oblitérés. Le canal représente néanmoins toujours, dans son ensemble, une limite hydraulique à potentiel imposé qui peut interférer avec l'écoulement naturel de la nappe alluviale.

Bien qu'affranchi, à cet endroit de son parcours, du contexte morphologique de petite montagne qui était le sien jusqu'à Montluçon, le Cher reste encore sous l'influence des régimes semi-torrentiels de l'amont, conditionnés par l'importance de la pente et la nature imperméable du socle. Les crues sont soudaines et parfois dévastatrices, les niveaux particulièrement bas après les longues périodes d'étiage. Cependant, sur la feuille Hérisson, la pente de la vallée s'est atténuée et n'est plus que de 1,2%.

L'orientation générale subméridienne est liée à celle d'un accident tectonique complexe, limitant la vallée à l'Est et apparaissant sous la forme d'un puissant talus de rive droite ; celui-ci correspond au Sud à l'affleurement des migmatites du socle, puis à partir de Reugny à la présence des formations sédimentaires du Houiller et du Permo-Trias, qui surplombent la plaine alluviale d'une centaine de mètres en moyenne.

La morphologie du val est donc dissymétrique, ce qui se répercute sur la répartition des affluents ; ceux-ci apparaissent nombreux, relativement courts et pentés en rive droite. Ils sont plus rares, longs et en pente douce en rive gauche, tels les ruisseaux de la Forêt, de Boeuf, de la Queugne.

Le ruisseau de Chadet montre cette particularité de voir son trajet normal dévié au Nord-Ouest sous la Réveillère, et prendre subitement une orientation parallèle à celle du Cher. Cette anomalie pourrait être due à la présence d'une ride calcaire culminant à 220 m, encaissant d'une quarantaine de mètres le Cher en rive gauche et sur environ 3 km, dans le secteur de Valigny.

D'une façon générale, à l'Est de la vallée du Cher, le chevelu hydrographique est plus dense, encaissé et ramifié dans les formations cristallophylliennes ou sédimentaires anciennes, qu'à l'Ouest, dans les formations sidérolitiques sablo-argileuses, où les formes sont molles et les pentes adoucies.

Le plus important des affluents de rive droite du Cher est la rivière d'Aumance, longue et large, qui prend sa source hors secteur dans la région du Montet, reçoit elle-même dans le bassin de Cosne-d'Allier, l'Œil et de multiples sous-affluents, puis passe à Hérisson avant de rejoindre le Cher à l'aval de Meaulne.

L'Aumance constitue aussi un axe de drainage important, traversant la feuille d'Est en Ouest, parce qu'elle butte au Nord sur le môle granitique. On remarque aisément le trajet large et incurvé que fait cette rivière à l'intérieur du bassin tertiaire de Cosne-d'Allier ; elle reçoit ainsi

sur ses deux rives toute une somme d'affluents descendant des points hauts et à la trame assez lâche, dont fait partie l'Œil qui passe à Cosne-d'Allier ; cette rivière, la seule pérenne du bassin de Cosne avec le Baudais, constitue en fait le cours supérieur de l'Aumance. Tous ces émissaires drainent un pays d'étangs et de retenues favorisés par la nature hydromorphe des sols argilo-sableux relativement imperméables.

Hydrogéologie du milieu alluvial

• La **plaine alluviale du Cher** représente l'aquifère le plus important et le plus sollicité pour l'exploitation de la ressource en eau.

Du Sud au Nord, la largeur de la plaine est assez inégale et marquée par la présence de plusieurs rétrécissements correspondant à des seuils géologiques : Reugny, Vallon-en-Sully. Les alluvions anciennes présentent ainsi une répartition assez fragmentaire du fait de leur interruption par des affleurements du substrat ; leur perméabilité est assez faible et les nappes qu'elles peuvent retenir restent localisées et en mauvaise intercommunication par suite de l'étagement des terrasses.

Les alluvions récentes sont les seules à présenter un réel intérêt hydrogéologique ; elles forment la majeure partie du remplissage de fond de vallée. La largeur qu'elles atteignent peut aller de 120 à 2 000 mètres, leur rétrécissement maximum ayant lieu au seuil de Vallon-en-Sully.

Les pompages d'essai exécutés aux puits des syndicats d'alimentation en eau potable n'ont, dans l'ensemble, donné que des valeurs assez moyennes de transmissivité (environ 10^{-4} m²/s) et d'emmagasinement (3 à 5%). Les débits d'exploitation des ouvrages de captage sont variables dans le temps et n'excèdent pas 50 m³/h par unité en moyenne. On insistera sur le caractère diffus de la plupart des sources non captées dont le débit unitaire est difficile à estimer.

La nappe est généralement assez proche de la surface et les puits n'excèdent guère 4 à 5 m de profondeur. De Reugny à Vallon-en-Sully, la couche alluviale devient plus régulière et atteint sa plus grande largeur. L'épaisseur des alluvions est en moyenne de 5 m. De Vallon à Meaulne, la largeur de la plaine se réduit à 800 m et l'épaisseur du sédiment atteint 5 à 6 m en moyenne.

• Dans la **vallée de l'Aumance**, la largeur de la plaine alluviale varie de 100 à 600 m, si l'on excepte le rétrécissement du Saut-du-Loup en amont d'Hérisson.

Dans le bassin de Cosne, le trajet de la rivière se trouve repoussé en limite est de sa plaine alluviale et suit sensiblement la ligne d'affleurement des formations tertiaires. Le coude observé dans son parcours à Cosne-d'Allier est en rapport avec la direction de la fracturation principale sous-jacente. La rivière s'encaisse alors dans les formations du socle, de façon d'abord rectiligne de l'Est à l'Ouest, en suivant la dislocation tectonique ; puis de façon méandriforme et très profonde à la latitude d'Hérisson.

La largeur de la vallée alluviale de l'Aumance qui, à l'endroit de sa confluence avec l'Éil représente une vaste zone d'épandage, a suscité des recherches hydrogéologiques, dont les résultats ont été assez inégaux du fait vraisemblablement de l'importance des phénomènes de colmatage des ouvrages en pompage.

Le système nappe-rivière de la vallée du Cher est abondamment exploité, mais les phénomènes de colmatage des ouvrages y sont particulièrement graves. La nature silteuse et peu propre du matériau alluvial en est certainement la cause principale ; mais l'ouverture anarchique, à une certaine époque, de multiples gravières en amont, tout en contribuant à provoquer la divagation du lit et l'abaissement général de la ligne d'eau, a accru la pollution mécanique et donc le colmatage du lit.

Hydrogéologie des formations sédimentaires anté-tertiaires

Les séries gréseuses ou grès-pélitiques anté-tertiaires ont pu se révéler aquifères : on connaît des puits particuliers foncés dans les formations du Trias particulièrement ; mais les renseignements concernant leur exploitabilité sont très incomplets. La base du Trias et la zone d'altération du socle sous-jacent constituent vraisemblablement, en nombre d'endroits, un aquifère susceptible de retenir l'attention. Les sources de la Bouteille (en forêt de Tronçais au Nord-Est de Vallon) sont situées vers la base de Trias.

Hydrogéologie des formations cristallines et cristallophylliennes

Les arènes superficielles, provenant de la décomposition des roches du socle, atteignent des épaisseurs notables par places : 10 m et plus par exemple dans la vallée supérieure de l'Aumance. Ces zones d'arénisation constituent des réservoirs que l'on a pu exploiter par des puits simples de 5 à 10 m de profondeur, permettant de satisfaire des besoins de 1 à 3 m³/jour.

La productivité de cet aquifère est assez étroitement liée à l'importance des précipitations. La recharge, insuffisante en été, n'est réelle que pendant la saison pluvieuse ; elle peut conduire à une saturation du réservoir s'accompagnant d'un ruissellement important. Dès ce moment, les débits suivent sensiblement les fluctuations pluviométriques de demi-saison ; mais si les périodes d'étiage se prolongent, les débits obtenus s'amenuisent et peuvent aller jusqu'au tarissement.

Le caractère général de l'hydrogéologie de ces terrains est tout de même leur imperméabilité de nature qui fait se multiplier les points d'eau et se diviser les débits potentiels. Le manteau d'arènes peut être assez développé au droit des plateaux et des interfluves, mais la densité de drainage élevée, la multiplication des résurgences de faible débit, le cloisonnement de la zone d'altération par des failles plus ou moins colmatées, nuisent certainement à la pérennité des débits disponibles.

Eaux minérales

Plusieurs forages de reconnaissance de la SNEA.P ont rencontré des eaux artésiennes minéralisées, à température anormale, souvent gazeuses, dans les sédiments paléozoïques et tertiaires du bassin de Cosne-d'Allier. Ces eaux sont sulfatées, chlorurées et bicarbonatées sodiques.

La source de la Trolière (commune de Theneuille) a autrefois fait l'objet d'un embouteillage. Les eaux artésiennes, peu minéralisées, mais gazeuses, sont de type bicarbonaté calco-sodique et émergent des grès permien.

MATÉRIAUX DE CARRIÈRES

Sables et graviers alluviaux. Les sables et graviers de la plaine alluviale du Cher ont fait l'objet de nombreuses exploitations à diverses époques, particulièrement étendues aux environs de Vallon et surtout de Reugny où d'importantes sablières sont encore en activité dans la plaine alluviale. Quelques petites exploitations, souvent épisodiques, concernent des terrasses alluviales.

Dans la vallée de l'Aumance, ce sont surtout de petites extractions, parfois actives, mais aussi des sablières plus importantes, généralement en sommeil : Crochepot à l'Ouest d'Hérisson et surtout sablières de Sauvagny. La granulométrie des dépôts de l'Aumance est plus fine que dans le val de Cher.

Pierres de construction (pierres de taille, moëllons). Leur exploitation a cessé. C. Boulanger (1844) fournit des indications précises sur les exploitations de cette époque. Les grès du Stéphanien ont été exploités à la carrière des Ances (près de la N 144 au Sud de Meaulne) pour pierre de taille et moëllons. Les grès du Trias ont été largement utilisés surtout vers le début du siècle, fournissant la pierre de taille bariolée de nombreux édifices de la région, comme l'ancienne gare de Nérès-les-Bains. Les carrières se situaient à Vallon (la Cour en particulier) et au Nord de Meaulne (les Brosses), ainsi qu'à Saulzais-le-Potier sur la feuille Châteaumeillant.

Les arkoses tertiaires claires ou tachetées, et les grès rouges sidérolitiques associés, sont employés depuis toujours, notamment dans les églises romanes de la région, et de nombreuses carrières sont encore visibles ; citons les Brosses au Nord de Meaulne, plusieurs points au Sud-Est de Vallon, le Petit-Villevandret au Nord-Est de Chazemais, Varigny au Sud de Reugny, la Pierrière et Chateloy près d'Hérisson.

Les roches du socle ont fourni les moëllons de nombreuses constructions rurales mais ont rarement fait l'objet d'une véritable exploitation pour pierre de construction ; citons toutefois la carrière de la Pierre, à Cérilly, maintenant remblayée, et les carrières de "grès" de Boucheron au Nord-Est de Louroux-Bourbonnais, ouvertes dans le granite argilisé.

Granulats concassés. L'importante carrière des Chenus, au Nord du Vilhain, exploite le faciès fin du granite de Cérilly pour la production de granulats concassés.

TABLEAU 3 - GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du Gîte	Indice de classement	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Bouteille	2.4001	cha	charbon sale et schisteux	Couche	Schiste Grès	Demande en concession en 1855 et 1876. Les premiers travaux furent entrepris en 1855, puis en 1874 on constata alors sur quelques mètres de long, l'existence d'une couche de charbon d'assez bonne apparence mais très tourmentée.
Les Seignes	2.4002	cha	charbon sale et schisteux	Couche	Schiste Grès Poudingue	Un puits de 13 mètres a rencontré une couche de 1,2 mètre de mauvaise houille ou schiste carbonneux et bitumineux. Cette couche très irrégulière aurait été suivie sur 90 m - Mat. vol. 31%, cendres 51%.
La Mazerie	4.4001	T.R	Monazite	Placer	Sables et gravier sur granite de Cérilly	La prospection alluvionnaire a décelé une zone à $> 500 \text{ gr/m}^3$ de monazite sur 12 km^2 - La prospection tactique a cerné sur la tête du ruisseau de Courjet un secteur N-S de 2 kms à teneur de 0,9 à $2,130 \text{ kg/m}^3$ en alluvions - mais seulement 0,05 à 50 gr/T en elluvions.
Les Boutons Les Bergerats	6.4001	Ba. Pb	Quartz Barytine Fluorine Galène Blende	Filon Direction 40°	Leucogranite	Les tranchées et les volantes de barytine jalonnent sur 500 m au Sud des Boutons et sur 200 m au NE des Bergerats, un allongement de 1 500 m. La minéralisation barytique est lenticulaire et la puissance faible : 0,2 à 0,7 mètre.

TABLEAU 3 - GITES ET INDICES MINERAUX (suite)

Nom du Gîte	Indice de classement	Substance	Minéraux	Forme du Gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Cluzeau	6.4002	cha		Couche	Grès Schiste	Des puits creusés en bord du ravin du Cluzeau n'ont trouvé que quelques veinules de houille d'épaisseur centimétrique séparées par des couches de schiste.
Les Blains	7.4001	Pb Zn	Blende Galène Chalcopyrite Mispickel	Filon Direction 50°	Granite à biotite	L'indice est formé d'un petit filon, puissant de 0,3 m, où se ramifient des filets centimétriques à sulfures.
Les Granges	8.4001	Ba	Barytine	Filonnets	Mylonite	Filonnets centimétriques visibles au front de taille d'une carrière pour empierrement.

Matériaux divers. Quelques carrières exploitent sporadiquement des matériaux granitiques peu cohérents (tufs) qui servent surtout à des remblais ou à l'empierrement sommaire des chemins ; exemples : les Pierres au Sud de Cérilly, la Trolière au Nord-Est de Theneuille.

Quartz. Le quartz des filons de Bois-d'Agland a été exploité autrefois, notamment à Laume (Sud-Ouest de Theneuille), ainsi que les brèches silicifiées du Rutin au Nord-Est de la Buchère (Sud-Ouest de Cérilly).

Argiles. A la Tuilerie, à l'Ouest de Cosne-d'Allier, l'argile tertiaire a été exploitée jusqu'à une date récente pour la fabrication de drains. Les puits et sondages effectués dans la région démontrent l'existence d'importantes ressources en argile (plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, extension pluri-kilométrique).

Les principaux gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille sont reportés dans le tableau 3.

ARCHÉOLOGIE ET HISTOIRE

Il existe, dans la zone granitique, plusieurs monuments mégalithiques, notamment quelques menhirs, à Louroux-Hodement, Venas et au Vilhain, ainsi que des aménagements rocheux comme celui du Saut-du-Loup à Hérisson.

Dès les temps proto-historiques, le passage de l'Aumance – autrefois l'Œil – au carrefour de la voie méridienne et de la transversale qui conduit, par la vallée de l'Aumance, vers le riche Bocage bourbonnais, a été gardé par des forteresses. L'oppidum de Cordes, aujourd'hui Châteloï, est occupé à la Tène, à l'époque gallo-romaine, et au cours du Moyen-Age. Un donjon se dresse alors sur l'énorme rempart proto-historique. A l'abandon de l'oppidum, la défense se porte à l'extrémité sud du plateau, où est édifiée, sur un rocher aménagé, une forteresse bientôt entourée d'une ville enfermée dans ses murs (Hérisson). Celle-ci subira de nombreuses destructions au cours des guerres seigneuriales, et surtout lors de la Fronde ...

Le Thureau de Chatelus correspond vraisemblablement à une fortification de terre d'époque médiévale.

De nombreux châteaux ont parsemé ce territoire : détruits, comme Epineuil, la Bruyère-l'Aubespain ; en ruines, comme Jenzais, Fougères ; réaménagés comme la Roche-Othon, le Montais, ou reconstruits en résidences d'agrément, comme le Creux, Venas, la Mothe-Archambault ...

Alors que la cité médiévale, siège de la Châtellenie, périclite, se développent aux périodes modernes, deux bourgades : à l'Est, Cosne-d'Allier ; à l'Ouest, Vallon-en-Sully. Cosne, au centre d'un vaste bassin alluvionnaire fertile, a été, de tous temps, un carrefour de voies antiques et un centre commercial actif : ses foires sont renommées au Moyen-Age. Vallon, sur les rives du Cher, doit son activité au passage des vieilles voies de Bourges à Clermont, puis, à partir du XIXème siècle, à la construction du canal de Berry, aujourd'hui désaffecté, et de la voie ferrée .

Un ensemble de petits bourgs se dispersent sur ce territoire : Meaulne-la-Coquette, agréable cité estivale, au confluent du Cher et de l'Aumance ; Epineuil, déjà berrichonne, autour de sa motte féodale ; le Brethon, proche des frondaisons forestières de Tronçais ; le Vilhain, et, tout au Nord, Cérilly, autrefois fortifiée, et devenue la "petite ville" chère au coeur de Charles-Louis Philippe ; Theneuille et ses fontaines, notamment celle de Saint-Pardoux... Au long de la vallée du Cher, on note Reugny et son prieuré, Maillet et Givarlais, sur le rebord du plateau et au centre d'un terroir viticole quasi disparu ; plus en retrait, Louroux-Hodement et Venas, centres d'un actif élevage.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire, dans le *guide géologique régional* : Val de Loire par G. Alcaydé *et al.* (1976), Masson éd. ; *itinéraires 15*, au départ d'Hérisson.

BIBLIOGRAPHIE

BAUBRON J.C., CANTAGREL J.M. (1980) - Les deux volcans du Mont-Dore (Massif Central français) : arguments chronologiques. *C.R. Acad.Sci.*, Paris, D, t.290, p. 1409-1412.

BOINEAU J., NICAISE J. (1950) - Les schistes cristallins du plateau d'Aigurande au Sud de la Châtre et de Chateauferrand. *Rev. Sc. nat Auv.*, Clermont-Ferrand, vol.16, p.16-42.

BOISSONAS J., DEBÉGLIA N. (1976) - Etude géophysique du granite magnétique de Montmarault (Allier) et corrélation avec la pétrographie. Rapport BRGM 76 SGN 401 GPH.

BOULANGER C. (1844) - Statistique géologique et minéralurgique du département de l'Allier. Moulins, imprimerie F.A. Desrosiers.

BOULANGER C., BERTERA (1850) - Texte explicatif de la carte géologique du département du Cher dressée par MM. Boulanger et Bertera, Ingénieurs des Mines. Paris, Imprimerie nationale, 230 p.

BOULOTON J. (1974) - Etude géologique de la région d'Aigurande. Lithostratigraphie, structure et pétrographie de la série métamorphique. Thèse 3e cycle, Clermont-Ferrand.

BRGM-CETE (1979) - Synthèse et interaction des ressources en granulats et eaux souterraines dans la vallée du Cher et sur la zone granitique de Montluçon. Rapport BRGM 79 SGN 016 AUV - CETE Lyon H.S. 76/247.

BRULHET J. (1982) - Le bassin de Bourbon-l'Archambault, exemple des relations tectonique-sédimentation-climat régissant la vie d'un bassin autunien du Nord du Massif central. Mém. interne COGEMA, avril 1982.

BRUN A. (1970) - Stratigraphie, paléomorphologie et paléoclimatologie du Villafranchien dans le Massif Central. *C.R. Acad.Sci.*, Paris, D,270, p.2907-2910.

CANTAGREL J.M., BAUBRON J.C. (1983) - Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des Monts-Dore (Méthode potassium-argon) Implications volcanologiques. *Géologie de la France*, (2), I, n° 1-2, p. 123-142.

CAPUT G. (1979) - Matière organique et minéralisations uranifères : exemple des bassins permo-carbonifères de l'Aumance (Allier) et de Lodève (Hérault). Thèse ing.-doct., Nancy.

CASTAING C. (1982) - Inventaire des ressources nationales de charbon. Géologie prévisionnelle des charbons dans le Nord-Est du Massif central et ses prolongements sous couverture sédimentaire. Rapport BRGM 82 SGN 326 GEO.

CHAPUTE E. (1917) - Recherches sur les terrasses de la Loire et de ses principaux affluents. *Ann. univ. Lyon*, fasc 11, p. 97-103.

CHÂTEAUNEUF J.J. (1977) - Nouvelle contribution de la palynologie à la datation du Tertiaire continental de la Brenne. *Bull. BRGM*, section I, n° 4, p. 353-355.

CHÂTEAUNEUF J.J. (1980) - Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris. *Mém. BRGM*, n° 116.

CHÂTEAUNEUF *et al.* (1982) - Synthèse géologique des bassins permien français : Bassin de l'Aumance, Bassin d'Autun, Bassin de Carentan. Rapp. BRGM 82 SGN 994 GEO.

CHENEVOY M. (1968) - Les gneiss amygdalaires du Massif central français : anciens tufs ou laves de chimisme rhyodacitique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t 266 (6 mai 1968), série D, p. 1921-1923.

CHENEVOY M. (1968) - Les gneiss amygdalaires du Massif central français. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam*, X, fasc 3, p. 177-195.

CLOCCHIATTI R., TOURENQ J. (1971) - Présence de quartz de ponces du Mont-Dore, d'âge pliocène, dans les argiles sableuses du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.273.

COUREL L. (1964) - Identification du Trias marin sur la bordure nord du Massif Central. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc 2, p.87.

COUREL L. (1970) - Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Modalités de la transgression mésozoïque. Doct. Sciences nat., Dijon.

DEBÉGLIAN., GÉRARD A. (1975) - Apport de l'aéromagnétisme à l'étude géologique au Nord du Massif central. *Bull. BRGM* (2è série), n° 3, 1975, (24 p.

DEBÉGLIAN. *et al.* (1977) - Apports des levés aéromagnétiques détaillés à la géologie du socle du Massif central nord-oriental. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 3, p. 563-573.

DELAFOND F. (1922) - Tectonique du Massif central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°144, t.XXV, 1921-1922.

DELORME J., EMBERGER A. (1949) - La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande (Indre). *Rev. Sci. nat. Auv.*, t. 15, n°1-2, p. 43-82.

DESCHAMPS M. (1963) - Le processus goethitique de cuirassement dans le sidérolithique du Bourbonnais (profil d'Hérisson, Allier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.257, p. 464-467, 8-7-63.

DESCHAMPS M. (1964) - Les séquences sédimentaires de Verrigny (rive droite de la vallée du Cher). *Rev. scient. du Bourbonnais*, année 1964, p. 42-55.

DESCHAMPS M., (1973) - Etude géologique du Sidérolithique du Nord-Est, du centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés. Thèse d'Etat, Paris VI.

DESROUSSEAU J. (1938) - Bassins houillers et lignitifères de la France. Mém. annexe à la statistique de l'industrie minière. Paris, Imp. nat., 391 p., 208 fig., 2 pl. h. t.

DIDIER J., LAMEYRE J. (1969) - Les granites du Massif central français: étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contr. Minér. Pétrol.*, 24, p. 219-238.

DONNADIEU J.P. (1976) - Données nouvelles sur les formations de l'Eocène continental (Bartonian sens large) au Sud-Ouest du Bassin parisien: les dépôts de Brenne et les confins du Poitou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, n°6, p. 1647-1658.

EDEL J.B. (1985) - Magnétisme et paléomagnétisme des roches du socle au Sud de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. *Documents du BRGM*, n° 95-2.

EMBERGER A. (1949) - La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande (Indre) à l'Est de la Creuse. D.G.P. Clermont-Ferrand, 38 p. (dactylogr.), 2 fig., 1 carte.

FARJANEL G., TURLAND M. (1985) - Premières datations par palynologie du Paléogène du bassin de Cosne d'Allier (Allier). *Bull. d'information des géologues du Bassin de Paris*, vol. 22, n° 4.

GRANGEON M., FEYS R., GREBER C. (1955) - Définition d'une assise intermédiaire entre Stéphanién et Autunien dans les sondages du Crié et du Ponsard [bassin houiller permien de Blanzay et du Creusot (Saône et Loire)]. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 240, p. 325-327.

GROSSOUVRE (de) M. (1886) - Etude sur les gisements de minerai de fer du centre de la France. *Ann. des Mines*, sept.-oct. 1886.

GROSSOUVRE (de) M. (1905) - Age des calcaires lacustres du Poitou et du Berry. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 105, t. XVI (1904-1905).

GUILLOT L. (1969) - Le calcaire des Aiguillons à Vallon-en-Sully (Allier). *Rev. scient. du Bourbonnais*, p. 106.

HERISSON C. (1975) - Méthode magnéto-tellurique dans la reconnaissance du socle cristallin sous recouvrement sédimentaire : quatre exemples dans le Massif central. Thèse doct. spécialité : géophysique appliquée, Orléans.

JUNG J. (1946) - Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. Mém. pour servir à l'explication de la Carte géol. détaillée de la Fr., Paris - 1 vol, 372 p., 136 fig., 15 planches.

LAKATOS C. (1959) - Bibliographie géologique et minière des départements du Puy-de-Dôme, du Cantal, de la Haute-Loire et de l'Allier. *Ann. fac. Sc. Clermont-Ferrand, Géologie*, fasc.3, n°1.

LAMEYRE J. (1966) - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Ann. fac. Sc. Clermont-Ferrand*, n° 29.

LANDAIS P., CONNAN J. (1980) - Relation uranium-matière organique dans deux bassins permien français : Lodève (Hérault) et Cérilly-Bourbon-l'Archambault (Allier). *Bull. SNEA (P)*, vol 4, n° 2.

LARUE J.P. (1972) - Le contact entre les Massif central et le Bassin parisien de la vallée du Cher au bassin de Bourbon-l'Archambault. D.E.S. Inst. de Géogr., Clermont-Ferrand.

LARUE J.P. (1979) - Les nappes alluviales de la Loire et de ses affluents dans le Massif central et dans le Sud du Bassin parisien : étude géomorphologique. Thèse d'état, Clermont-Ferrand.

LAUNAY (de) L. (1888) - Etude sur le terrain permien de l'Allier. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 3è série, t. XVI, p. 298-336, 6-2-1888.

LAUNAY (de) L. (1893) - La vallée du Cher dans la région de Montluçon. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 30, tome IV (1892-1893).

LAUNAY (de) L. (1923) - Note sur le terrain tertiaire de la Limagne bourbonnaise. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 147.

LEDRU P. *et al.* (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. V, n° 3, p. 605-618.

LEHINGUE J. (1951) - Les schistes cristallins de la terminaison orientale du Plateau d'Aigurande (Allier). D.G.P., Clermont-Ferrand.

LEMAIRE D. (1987) - Propriétés gravimétriques et magnétiques des plutons en relation avec leur composition chimique et leur mode de mise en place. Exemples pris dans le Nord du Massif central. Thèse, Paris-Sud.

LEROUGE G. (1984) - Contribution à l'étude de la fracturation du N-W du Massif central et du Sud du Bassin de Paris (France). Thèse 3ème cycle, Orléans.

LESVIGNES A. (1981) - Le bassin de Montluçon : étude géomorphologique. Thèse 3ème cycle, Lyon 2.

LUCAZEAU F., BAYER R. (1982) - Evolution géothermique et géodynamique du Massif central français depuis l'Oligocène. *Ann. Géoph.* t.38, p. 3-25.

LY M. H. (1982) - Le plateau de Perrier et la Limagne du Sud. Etudes volcanologiques et chronologiques des produits montdoriers (Massif central français). Thèse 3ème cycle, Clermont II.

MACAIRE J.J. (1984) - Les vallées et formations alluviales plio-quaternaires dans le Sud et le Sud-Ouest du bassin de Paris : genèse et signification dynamique. *Bull. Ass. fr. et. Quat*, n° 17-19, p. 37-40.

MERGOIL J. (1958) - Etude géologique du horst de l'Aumance, dans la partie nord du Bourbonnais. D.E.S., Clermont-Ferrand., 45 p.

MERGOIL J. (1962) - Etude géologique du socle cristallin du Nord - Est de Montluçon (Allier) dans le Massif central français. *Rev. scient. du Bourbonnais*, p.71-82.

MERGOIL-DANIEL J. (1958) - Les minéraux lourds des formations tertiaires et quaternaires des environs de Montluçon. D.E.S., Clermont-Ferrand.

MICHARD M. (1972) - Le bassin de Montluçon et ses bordures. Etude géomorphologique. Mém. de Maitrise, Instit. Géogr. Clermont-Ferrand.

MOSSAND P., CANTAGREL J.M., VINCENT P.M. (1982) - La caldeira de Haute Dordogne. Age et limites (Massif des Monts-Dore, France). 9è R.A.S.T., Paris, p 455. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1982, (7), t. XXIV, n° 4, p. 727-738.

MORICE E. (1980) - Le bassin de Meaulne. Rapport interne COGEMA, mission B.O.B (Cérilly).

PECOIL R. (1960) - Esquisse géologique et hydrogéologique du département de l'Allier. *Bull. de l'Inst. nat. d'Hygiène*, t.15, n° 2, p.340-366.

PEYRONNET (de) P. (1984) - Les arénites du bassin de Meaulne (Allier). Composition en évolution. Congr. nat. des soc. savantes ; Sci. de la terre. Dijon.

PIBOULE M. et M. (1976) - La préhistoire autour de la forêt de Tronçais dans le Nord-Ouest du département de l'Allier. *Rev. scient. Bourbonnais*, p. 55-73.

PIBOULE M. (1974) - La préhistoire des plateaux et des bassins à l'Est de Montluçon. *Rev. scient. Bourbonnais*, p. 126-138.

PIBOULE M. (1974) - La vallée du Cher préhistorique dans la région de Montluçon. *Rev. scient. Bourbonnais*, p. 138-159.

PIBOULE M. et M. (1973) - Les industries épipaléolithiques et néolithiques de l'Ouest du Bourbonnais. *Rev. scient. Bourbonnais*, p. 174-189.

PRICHONNET G. (1967) - Etude sédimentologique et interprétation paléogéographique du Permo-Trias sur la bordure nord du Massif central (du Morvan à la Marche). Thèse, Bordeaux 324 p.

PRUVOST P., BOUGNERES L., DESCHAMPS M. (1955) - L'arkose de Cosne (Allier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 241 (14-11-1955), p. 1361-1364.

ROLIN P. (1981) - Géologie et structure du Plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon (NW du Massif central français). Thèse 3è cycle, Paris-Sud, Orsay, 229 p.

ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1980) - Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallophylienne du plateau d'Aigurande Nord-Ouest du Massif central, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.290 (7-1-1980).

ROLLAND G. (1985) - La terminaison de la zone phyllonitique d'Hérisson dans le complexe granitique de Montmarault (Massif central français). *Mém. D.E.A.*, Orléans (matières premières minérales et énergétiques).

ROQUES M., DELORME J., EMBERGER A., (1949) - La série cristallophylienne renversée du plateau d'Aigurande (Indre). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 229, p. 891.

ROQUES M., GROLIER J., SOSSA-SIMAWANGO M., TURLAND M. (1980) - Résultats des mesures géochronologiques pour le BRGM (prélèvements de juin 1977). Univ. Clermont-Ferrand.

ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971) - Géochronologie du socle hercynien du Massif central (*in Symposium J. JUNG*).

SCANVIC J.Y. (1975) - Apport de l'imagerie spatiale multispectrale à la compréhension tectonique du Massif central français et de son environnement sédimentaire. *Bull. BRGM* (2è série), section II, n° 4.

SOSSA-SIMAWANGO M. (1980) - Contribution à la pétrologie, la géochimie, la géologie structurale du massif granitique de Montmarault (Massif central, France). Thèse 3è cycle, Orléans.

THIRY M., SCHMITT J.M., TRAUTH N., COJEAN R., TURLAND M. (1983) - Formations rouges "sidérolithiques" et silicifications sur la bordure nord du Massif central. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol.24, fasc.5, p. 381-395.

TOURENQ J. (1971) - Présence de quartz des ponces du Mont-Dore d'âge pliocène dans les argiles sableuses du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.273, p.2453-55.

TOURENQ J., TURLAND M. (1982) - Datation et corrélations de formations détritiques azoïques par les minéraux lourds des volcans du Massif Central. Synchronisme du Tertiaire terminal de Cosne d'Allier et des sables et argiles du Bourbonnais à l'aide des zircons volcaniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.294 (8-2-1982), Série II, P. 391-394.

TOURENQ J., TURLAND M. (1985) - Sédimentation à barytine diagénétique et à fluorine au Tertiaire dans le bassin de Cosne d'Allier (Nord du Massif central français). *Géol. de la France*, n° 4, p. 389-394.

TURLAND M. (1983) - L' "arkose de Cosne" et le "Sidérolithique" dans la région de Montluçon et de Cosne d'Allier. *Géol. de la France*, (2), I, n° 1-2, 1983. p. 149-154.

TURLAND M. (1983) - Les formations indurées rouges dans la région de Montluçon. *Géol. de la France*, (2), I, n° 1-2, 1983, p. 162-164, 1 fig.

VATAN A. (1947) - La sédimentation continentale tertiaire dans le Bassin de Paris méridional. Ed. toulousaines de l'Ingénieur, Toulouse.

VIALETTE Y. (1962) - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granite et de migmatites du Massif central français. *Ann. fac. Sc. Clermont-Ferrand*, n° 6, 88 p.

VIALETTE Y. (1973) - Age des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, 1973, n° 3-4.

WEISBROD A. (1969) - Caractères géochimiques et origine des "gneiss amygdalaires" des Cévennes (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 268,(23-6-1969) série D, p. 3018-3020.

YANG-KIEH (1932) - Contribution à l'étude géologique de la chaîne de la Marche et du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif Central français). *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. série, t. VIII, fasc 3-4, feuilles 9 à 24 ; mém. 19, p. 1-123, pl. I à XIV.

Cartes géologiques ou thématiques

– **Carte géologique de l'Allier à 1/160 000** par C. Boulanger (1844).

– **Carte géologique à 1/180 000**, feuille *Montluçon* (n° 145) par L. de Launay (1892). Réimpression en 1939.

– **Cartes des gîtes minéraux de la France :**

1/320 000, feuille *Clermont-Ferrand*

1/500 000, feuille *Lyon*, coordonnée par J. Meloux.

Rapports et stages

• **Rapports de stages de D.E.A.**, Laboratoire de pétrologie de la faculté des Sciences d'Orléans, sous la direction de J. Grolier :

1971 - A. Sassi (Mme), L.Chichereau, J.P. Mboma-Muyalo (NW d'Hérisson).

- A. Lacour, J.C. Marquet, C. Voisin (ESE d'Hérisson).

- P.L. Guillot, M. Dumait (Melle), B. Robert (Nord et NE d'Hérisson).

1972 - J. Prat, C. Guenard (Sud du Vilhain).

- D. Joseph, J.H. Thomassin (NW de Cosne d'Allier).

- P. Gentilhomme, F. Çalapkulu (NE d'Hérisson).

• **Stages BRGM** (étudiants) :

1979 - J.M. Lulin, univ. Paris VI, (géologie de la forêt de Tronçais) : Bulletin de la Société des Amis de la Forêt de Tronçais, n° 24.

1983 - C. Boudal, P. Nebout, univ. Clermont-Ferrand (cartographie de la partie nord-est de la feuille de Hérisson 1/50 000). Rapport de stage de terrain.

• **Stage SNEA.P** (étudiants) 1982 - J.L. Boutonné, univ. Orléans (ESRMM). Rapport de stage (permis de Sauvagny).

ÉTUDES DE LABORATOIRE

– Etudes pétrographiques (BRGM, SGN/GEO) : A.M. Hottin pour les roches cristallines et cristallophylliennes ; D. Giot, P. Marteau, Y.M. Le Nindre, C. Robelin pour les terrains sédimentaires.

– Etudes palynologiques (BRGM, SGN/GEO) : J.J. Châteauneuf, G. Farjanel

– Difractométrie : BRGM, SGN/MGA.

– Minéraux lourds : J. Tourenq (université de Paris VI).

DOCUMENTS ET COLLECTION 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 Auvergne, Les Cézeaux, B.P. 186, 24 av. des Landais, 63174 Aubière cedex et au Service géologique régional Centre, B.P. 6009, av. de Concyr, 45060 Orléans, cedex 02 pour la partie NW de la feuille.

AUTEURS

Notice rédigée par M. TURLAND (géologue au BRGM) avec la collaboration de :

- A.M. HOTTIN (géologue au BRGM), pour les roches cristallines et cristallophylliennes ;
- R. COJEAN (chargé de recherches à l'ENSMP), pour les terrains tertiaires et plio-quadernaires en rive gauche du Cher ;
- J.L. DUCREUX (géologue à la SNEA.P), pour les terrains tertiaires du bassin de Cosne-d'Allier ;
- N. DEBÉGLIA (géophysicien au BRGM), pour le chapitre "Données gravimétriques et magnétiques" ;
- D.d'ARCY (hydrogéologue au BRGM), pour l'hydrogéologie, avec la collaboration de F. MERCIER-BATARD, pour les eaux thermales et minérales ;
- V. MATHIS (géologue à la COGEMA), J.P. CARROUÉ (géologue au BRGM), pour les ressources minérales ;
- M. PIBOULE (correspondant de la Circonscription préhistorique d'Auvergne), pour l'archéologie.

B. MICHAELY et L. CLOZIER (géologues au BRGM) ont assuré le suivi et l'étude des sondages à la mototarière autoportée effectués dans le bassin de Cosne-d'Allier.

