

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

AIGURANDE

par

J. QUENARDEL, M. COHEN-JULIEN
P. FREYTET, D. LEMAIRE, G. LEROUGE
J.P. PEULVAST

AIGURANDE

La carte géologique à 1/50 000
AIGURANDE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : AIGURANDE (N° 144)
à l'est : MONTLUÇON (N° 145)

Argenton sur Creuse	La Châtre	Châteaumeillant
Dun-le Paléstel	AIGURANDE	Boussac
La Souterraine	Guéret	Evau- les-Bains



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
AIGURANDEÀ 1/50 000**

par

J. M. QUENARDEL, M. COHEN-JULIEN

P. FREYTET, D. LEMAIRE, G. LEROUGE

J.P. PEULVAST

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

1991

Éditions du BRGM - BP 6009 - 45060 ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE

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

— *pour la carte* : QUENARDEL J.M., BOUVIER P., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P. (1991) — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Aigurande** (617) — Orléans : BRGM. Notice explicative par QUENARDEL J.M., COHEN-JULIEN M., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., PEULVAST J.P. (1991), 100 p.

— *pour la notice* : QUENARDEL J.M., COHEN-JULIEN M., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., PEULVAST J.P. (1991) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Aigurande** (617) — Orléans : BRGM, 100 p. Carte géologique par QUENARDEL J.M., BOUVIER P., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P. (1991).

© BRGM, 1991. 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 : 2-7159-1617-5

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>FORMATIONS ÉRUPTIVES ET MÉTAMORPHIQUES</i>	9
Domaine de la Marche—Guéret	9
Domaine du plateau d'Aigurande	23
Domaine de Boussac	39
<i>FORMATIONS POSTHERCYNiennes</i>	47
TECTONIQUE	51
MÉTAMORPHISME	60
GÉOMORPHOLOGIE	66
GÉOPHYSIQUE	70
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	79
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	79
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	83
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	83
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	83
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	95
AUTEURS	95
ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES	96

INTRODUCTION

PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Aigurande à 1/50 000 couvre le secteur nord-est du département de la Creuse, dépassant de quelques kilomètres carrés les limites septentrionales de ce département.

Deux entités géographiques principales se partagent le territoire étudié :
— au Nord, le plateau d'Aigurande ;
— au Sud, les reliefs granitiques de la Marche et du plateau de Guéret.

Le plateau d'Aigurande présente une ligne médiane de crêtes qui s'élève d'Aigurande (432 m), à l'Ouest, jusqu'à Sainte-Sévère-sur-Indre (441 m), à l'Est. Cette région, où le bocage domine (cultures et prairies ont peu à peu remplacé la lande), se rattache malgré tout au « pays de plaine » tant par ses paysages que par son passé culturel (langue d'oïl, rapports et échanges tournés vers le Bassin parisien, etc.).

Au Sud de la feuille, le ressaut granitique et boisé de la Marche, véritable frontière géographique et culturelle, sépare le plateau d'Aigurande des plateaux de Guéret, « pays de montagne » où la lande est encore présente.

Le territoire couvert par la feuille est une région toujours verte et humide qui doit la variété et l'abondance de sa végétation à sa position de premier contrefort du Massif central. La pluviométrie y est importante et la Creuse a l'apanage de faire partie des trois départements français où l'on observe les chutes de foudre les plus fréquentes.

C'est un pays d'élevage et de petites exploitations agricoles. Presque partout, les bovins se sont substitués aux troupeaux de moutons. L'agriculture, après avoir privilégié les produits propres à l'alimentation humaine (céréales, seigle, pommes de terre), s'est cantonnée à la culture fourragère.

Les grands traits orographiques de la feuille Aigurande sont au nombre de cinq :

- la vallée de la Creuse, dans l'extrême Sud-Ouest (à Anzème), est profondément incisée dans une large dépression en « V », très ouverte, dont les flancs dessinent des glacis réguliers ;
- une ligne de hauteurs, Le Bourg-d'Hem—Châtelus-Malvaleix—Clugnat, traversée en trouée méridienne par le Verraux, porte les points les plus élevés de la carte ; cette ligne de crête s'abaisse vers l'Ouest dans l'interfluve entre les deux Creuses ;
- l'essentiel de la carte est occupé par le bassin versant de la Petite-Creuse, plus ou moins profondément encaissée dans un vaste berceau aux versants en glacis ;
- dans le Nord et le Nord-Est de la carte, l'échine régulière d'Aigurande, orientée E-W, se ramifie irrégulièrement dans la zone orientale ;
- le bassin versant de l'Indre apparaît, dans l'extrême Nord-Est (Vijon), sous forme d'un glacis faiblement entaillé par un affluent de cette rivière.

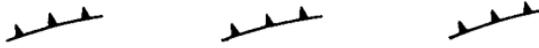
AGES	ÉVÈNEMENTS
<p>PERMIEN</p> <p>290 (+ 10 - 5) Ma</p>	<p>Distension N-S (fragile normal)</p> <p><u>Sédimentation continentale</u></p>
<p>STÉPHANIEN SUP.</p> <p>STÉPHANIEN MOY.</p>	<p><u>Sédimentation limnique continentale</u></p> <p>Fragile dextre et senestre</p> <p style="text-align: center;">~~~~~ <u>Erosion</u> ~~~~~</p>
<p>STÉPHANIEN INF.</p> <p>WESTPHALIEN SUP.</p>	<p>Leucogranites tardifs Marche orientale (Touix-Ste-Croix, St-Silvain...)</p> <p>Ductile senestre et dextre (N-S)</p>
<p>WESTPHALIEN INF.</p> <p>NAMURIEN</p> <p>320 (+ 10 - 5) Ma</p>	<p>Ductile senestre E-W</p> <p><u>Chevauchements synmétamorphes (Chambon...)</u></p> <p>Leucogranites et granites du plateau d'Aigurande</p> <p>Leucogranites Marche centrale et occidentale</p>
<p>VISÉEN</p> <p>TOURNAISIEN</p> <p>360 (+ 5 - 10) Ma</p>	<p><u>Volcanisme et sédimentation</u></p> <p style="text-align: center;">~~~~~ <u>Erosion</u> ~~~~~</p> <p>Ductile dextre E-W</p> <p>Granite de Chanon . Granite de Guéret et de Boussac</p> <p>Boussac . Magmatisme basique</p>
<p>FAMENNIEN</p> <p>FRASNIEN</p> <p>375 (± 5) Ma</p>	<p style="text-align: center;">  </p> <p>Chevauchements ductiles (Migmatites, Gargillesse...)</p>
<p>GIVÉTIEN</p> <p>EIFÉLIEN</p> <p>385 (± 8) Ma</p>	<p><u>Métamorphisme barrovien</u></p> <p><u>Anatexie (pro parte)</u></p>
<p>DÉVONIEN INF.</p> <p>SILURIEN</p> <p>ORDOVICIEN SUP.</p>	<p>Chevauchements ductiles</p> <p><u>Métamorphisme HP et/ou HT</u></p>

Tableau 1 - Evolution géodynamique

Le plateau d'Aigurande est drainé par deux rivières principales : la Petite- et la Grande-Creuse ainsi que par leurs affluents. Les deux rivières principales encaissent leurs vallées dans les formations traversées. Ce « relief en creux » témoigne d'un éventuel épisode de rajeunissement qui aurait affecté le plateau. Le réseau hydrographique, bien que rajeuni, est vraisemblablement guidé par les structures anciennes (lignes de fractures, foliation de schistes, etc. ; cf. les petits affluents de la Grande-Creuse, tous alignés N-S).

PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE

La carte Aigurande, située dans la partie nord-occidentale du Massif central, est constituée par les premiers affleurements de socle, au Sud du bassin de Paris.

Ce secteur est aligné sur le prolongement méridional de la branche nord-ouest de la structure magnétique profonde qui détermine l'A.M.B.P. (anomalie magnétique du bassin de Paris).

L'évolution géodynamique de cette région (tabl. 1) est marquée par plusieurs périodes orogéniques qui traduisent des phénomènes différents : sédimentaires et magmatiques pour les plus anciens, tectono-métamorphiques puis plutoniques pour les plus importants, magmatiques et tectoniques enfin pour les plus récents. Tous ces phénomènes ont abouti à la structuration de cette région en trois unités principales, différentes tant par leur nature (lithologique) que par leur histoire (tectono-métamorphique). Ces trois unités sont séparées par des accidents majeurs qui se prolongent au-delà du cadre de la carte.

Aux deux principaux domaines géographiques définis plus haut, se superposent deux de ces entités géologiques :

- le *plateau d'Aigurande*, d'une part. Ce domaine est constitué d'une série cristallophyllienne qui occupe les 2/3 nord de la carte. Cette série est ployée en une vaste antiforme orientée E-W. L'axe de cette antiforme, visible dans le coin nord-ouest de la feuille, est jalonné par des leucogranites et des granites à deux micas ;
- le *domaine granitique de la Marche—Guéret*, d'autre part, dans la partie méridionale de la carte.

À ces deux ensembles s'ajoute le *domaine de Boussac*, troisième entité géologique, constitué de gneiss et migmatites, de granites et de roches basiques. Cet ensemble occupe un coin tectonique délimité par deux accidents majeurs qui séparent le plateau d'Aigurande du domaine de la Marche—Guéret : les failles de la Marche et de Boussac. Ces failles ne sont qu'une manifestation mineure d'un système cisailant et mylonitique qui a une ampleur régionale : la Zone de cisaillement de la Marche—Combrailles, prolongement oriental de la Zone de cisaillement sud-armoricaine.

- Les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande et du domaine de Boussac, témoignent d'une période précoce de l'histoire sédimentaire et magmatique de la région. Elles ont été structurées et métamorphisées par

une phase majeure attribuée au *Dévonien* (par analogie avec le reste du domaine paléozoïque européen et particulièrement avec le Limousin ; Floc'h *et al.*, 1983).

Cette phase est en partie responsable de l'empilement tectonique des différentes nappes du plateau d'Aigurande ainsi que de certaines déformations et la migmatisation des formations métamorphiques de l'unité de Boussac. Elle a développé dans ces séries un métamorphisme de type barrovien.

Quelques reliques d'un métamorphisme haute pression, plus ancien, sont décelables dans ces formations. Elles sont datées, toujours par analogie avec l'histoire du Limousin, *Ordovicien-Silurien*.

- Les granites de la Marche et de Guéret sont à rattacher à un épisode magmatique plus tardif, *dévono-carbonifère*. Cet épisode, reconnu dans tout le Nord-Ouest du Massif central, est initié ici par la mise en place du granite de Guéret à la limite dévono-carbonifère (Berthier *et al.*, 1979), et pourrait correspondre à une « réponse magmatique » consécutive à l'épaississement crustal, résultat de la phase orogénique majeure dévonienne.

- La troisième grande période orogénique (*Carbonifère—infra-Permien*) s'exprime, d'une part, par des accidents aussi bien ductiles que cassants, verticaux que tangentiels (décrochevauchements *pro parte*) et, d'autre part, par des montées plutoniques. Les déformations correspondent à une succession de phases tectoniques dont les orientations varient au cours du Carbonifère (NW-SE au Carbonifère inférieur, NNE-SSW au Westphalien, N-S au Stéphalien). Ces mouvements se traduisent par des cisaillements, principalement le long d'accidents préexistants ou de zones fragilisées (Zone de cisaillement de la Marche — Combrailles). Les blocs situés entre ces zones de cisaillement n'étant pratiquement pas déformés.

La mise en place des leucogranites du domaine de la Marche occidentale et centrale (bois de Chabannes, Jalesches,...), ainsi que celle des granites à deux micas du plateau d'Aigurande (Crozan, Crevant, Méasnes,...), sont à mettre en relation avec les phénomènes thermiques liés à ces différents rejeux.

Dès la fin du Westphalien, l'action conjuguée des rejeux induit, sur tous les accidents de direction armoricaine, un blocage. Ce phénomène est vraisemblablement responsable des ruptures de direction subméridienne, d'une part, et d'une remontée vers le Nord de l'ensemble Marche occidentale, d'autre part.

À la fin du Westphalien, les leucogranites de la Marche-Est (Saint-Silvain, Toulx, ...) se mettent en place.

Après le Westphalien, les séries du plateau d'Aigurande sont intrudées par des magmas acides (microgranites, etc.) dont la mise en place est en grande partie contrôlée par des failles. Le bombement antiforme du plateau d'Aigurande s'intercale entre différents rejeux de ces failles.

Enfin, au Stéphalien, l'agencement des grandes unités structurales de la région est tel qu'une nouvelle situation de blocage se crée, induisant alors des raccourcissements NW-SE et E-W. La structuration paléozoïque de la région, au sens large, se terminera avec les phases de distension N-S, au cours du Permien.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS ÉRUPTIVES ET MÉTAMORPHIQUES

Domaine de la Marche – Guéret

Seule une partie de ce domaine apparaît sur la feuille. Elle est représentée par des formations granitiques. Limité au Nord par la Zone de cisaillement de la Marche, ce domaine granitique occupe tout le Sud de la feuille et peut-être subdivisé en deux parties : la chaîne de la Marche d'une part et le plateau de Guéret d'autre part.

Chaîne de la Marche

Elle est constituée par plusieurs types de granites qui ont été étudiés par de nombreux auteurs (Bougnères, 1951 ; Dabrowski, 1952 ; Aubert, 1968, 1969 ; Isnard et de La Roche, 1968 ; Isnard, 1970 ; Johan et Vannier, 1971 ; Gauthier, 1973, 1974 ; de La Roche et Isnard, 1978 ; de La Roche *et al.*, 1980 ; Derré *et al.*, 1980). Ces auteurs distinguent, au sein des granites de la Marche orientale, les faciès suivants :

- le granite de Chanon, à biotite et cordiérite ;
- les granites à deux micas, qu'ils subdivisent au vu de critères chimico-minéralogiques, en deux faciès : le faciès Jalesches (silico-potassique) et le faciès Saint-Silvain-Bas-le-Roc (silico-sodique) ;
- le granite de Toulx-Sainte-Croix.

Pour présenter les différents granites du domaine de la Marche, nous privilégierons une classification basée sur des critères macroscopiques utilisables sur le terrain. Cette classification est sous-tendue par des critères pétrographiques et géochimiques empruntés aux auteurs cités ci-dessus, et par des critères structuraux établis par P. Rolin (1980), G. Lerouge, (1984), et P. Bouvier (1985). Nous distinguerons donc :

- les *granites tectonisés*, qui présentent des déformations plastiques, des orientations préférentielles de leur minéraux, et une très forte fracturation (ce sont les granites de Chanon, à biotite et cordiérite, de Jalesches, à deux micas, et de Saint-Jean) ;
- les *granites non tectonisés*, qui ne portent pas, ou peu, de traces de déformation (il s'agit des massifs leucogranitiques de Saint-Silvain-Bas-le-Roc, de Toulx-Sainte-Croix, de Boudacher et de La Bétouille).

Les granites tectonisés

Granite de Chanon. Il couvre la majeure partie du domaine granitique de la feuille. Ce massif s'allonge d'Est en Ouest sur une largeur de 5 à 7 km. Limité au Nord par la faille de la Marche, il est, à l'Ouest, en contact faillé avec le granite de Jalesches.

Ce granite est recoupé dans sa partie centrale et orientale par les granites de Boudacher et de Toulx-Sainte-Croix. Au Sud, il jouxte les granites à biotite de type Guéret.

Au contact avec la faille de la Marche, le granite est intensément déformé, ainsi que le long de couloirs de déformation répartis d'une manière hétérogène dans tout le massif.

Aux traces de déformation ductile, plus anciennes, viennent se superposer des figures de déformation fragile et de cataclase à grande échelle, et ce sur tout le long de la faille de la Marche, ainsi que le long d'accidents plus tardifs orientés NW-SE.

Les faciès déformés sont orthogneissifiés et présentent une recristallisation des minéraux (quartz et phyllites) selon des plans de foliation subverticaux. On note une mylonitisation et une fracturation fine des minéraux avec développement de zones broyées.

Le granite de Chanon est une roche leucocrate, de couleur orangée, à gros grain (0,5 à 1 cm), et à cordiérite généralement phyllitisée. Il est porphyroïde, la taille des phénocristaux de feldspath potassique pouvant atteindre 7 cm. La biotite prédomine toujours sur la muscovite, très généralement présente, et la structure est équante, sauf dans les faciès déformés.

À l'intérieur de ce faciès, on observe des variations portant sur l'importance relative des minéraux présents (Fk/Pl et B/Mu) d'une part, et sur la présence ou l'absence de minéraux plus tardifs (tourmaline, albite) d'autre part. Ces variations ont permis à J.C. Gauthier (1973) d'individualiser trois sous-faciès au sein de ce massif.

${}^2_p\gamma^3_C$. **Faciès C1, à gros grain (cordiérite et biotite)**. Il a une texture porphyroïde et grenue. Les phénocristaux de feldspath potassique, souvent colorés en rose, sont trapus (5 à 6 cm sur 2 à 3) et présentent la macle de Carlsbad. Ils peuvent former jusqu'à 30% de la roche. La biotite est le mica dominant. Elle se dispose en amas centimétriques, prismatiques, de couleur brun-vert : les gigantolites, où elle est associée à la cordiérite.

Le quartz se présente en petits cristaux xénomorphes ou en plages composites.

Le feldspath potassique est en grands phénocristaux automorphes (dans le détail, la bordure est cependant irrégulière et s'insinue entre les minéraux) et poëcilitiques. Il contient de nombreuses inclusions de biotite, de quartz, et surtout de plagioclase. Ce dernier est en petites lattes allongées orientées parallèlement aux contours cristallographiques du phénocristal et il a la même composition que le plagioclase extérieur au cristal. Les inclusions peuvent aussi se présenter en cristaux de grande taille, de forme irrégulière, ne montrant pas d'orientation préférentielle.

Le feldspath potassique est souvent maclé Carlsbad et présente de nombreuses perthites fines et serrées. La macle albite-péricline (quadrillage du microcline) est pratiquement absente. On retrouve du feldspath potassique en petits cristaux dans la mésostase.

Le plagioclase est en petits cristaux (2 à 5 mm) subautomorphes. Il est zoné avec un cœur d'oligoclase et une couronne d'albite, qui est souvent myrmétitique quand elle est au contact d'un feldspath potassique. Le cœur d'oligoclase est souvent sain et maclé finement.

La biotite, en petits cristaux (2 à 5 mm), est brun rougeâtre à fort pléochroïsme. Elle est généralement saine, parfois légèrement chloritisée et contient de nombreuses inclusions de zircons et d'apatite, qui déterminent des halos pléochroïques. Les cristaux sont soit disséminés dans la roche, soit rassemblés en amas gigantomites où ils sont associés à la cordiérite.

La muscovite est souvent associée à la cordiérite qu'elle pseudomorphose, et au feldspath potassique. Elle forme parfois des intercroissances à clivages parallèles avec la biotite.

La cordiérite est en cristaux centimétriques presque totalement phyllitisés.

J.-C. Gauthier mentionne des reliques de sillimanite et d'andalousite pseudomorphosées par de la muscovite.

On trouve enfin du sphène et quelques rares oxydes.

γ_m^{3-2} . **Faciès C2, à gros grain, à muscovite.** Il se différencie du faciès précédent par des proportions de muscovite et de feldspath potassique plus importantes. Le quartz est également plus abondant et forme de grandes plages globulaires ou des amas intergranulaires.

La muscovite se présente en lamelles centimétriques, soit associées à la biotite qui est alors décolorée, soit isolées dans la roche. Elle est secondaire, d'après J.C. Gauthier (1973).

Le feldspath potassique est toujours altéré et présente fréquemment la macle albite-péricline.

Le plagioclase devient, pour sa part, plus albitique, surtout dans les faciès où la muscovitisation est très poussée.

La cordiérite est encore présente mais beaucoup plus rare. Elle est phyllitisée.

γ_t^{3-2} . **Faciès C3, à tourmaline.** Ce faciès s'observe autour du granite de Toulx-Sainte-Croix et semble simplement induit par l'intrusion de ce granite. Il se différencie, sur le terrain, par la présence de tourmaline en baguettes dont la taille varie de 0,1 à 1 cm. Elle apparaît en cristaux interstitiels ou associée à la biotite. Dans ce dernier cas, au microscope, on voit les cristaux de tourmaline venir se greffer sur la biotite qui se déstabilise. On peut retrouver, dans certains cristaux de tourmaline, des inclusions de zircon, à halo pléochroïque, ainsi que des reliques de la structure de la biotite.

La mésostase de ce faciès peut se rapporter indifféremment au faciès C2 ou au faciès C3, elle présente cependant quelques particularités :

- présence de cristaux d'albite fraîche ;
- les perthites des feldspaths potassiques sont plus larges et maclées albite ;
- le quadrillage du microcline dans les feldspaths est plus fréquent ;
- la muscovite associée à la biotite peut former des plages (jusqu'à 5 mm).

Pour J.C. Gauthier, qui se base sur la pétrographie de ces faciès, il s'amorce dans ce massif une évolution minéralogique qui aboutit à la différenciation des faciès C1 et C2 à partir d'un granite à cordiérite et biotite. Cette évolution se traduit par un développement de feldspath potassique, une chloritisation de la biotite, une muscovitisation, et une large augmentation du taux de silice.

Géochimie. L'évolution minéralogique mise en évidence par J.C. Gauthier (1973) est confirmée par l'étude géochimique de ces faciès.

Le granite de Chanon, à tendance silico-potassique, résulterait de la maturation métasomatique d'un magma alumino-potassique.

Cette évolution silico-potassique, qui est bien exprimée minéralogiquement par un développement de silice, de muscovite et d'albite, affecte un magma qui continue, pour sa part, d'évoluer, mais d'une manière plus discrète. Cette évolution magmatique, qui semble être dans la suite de celle du granite de Guéret, se manifeste par une diminution des minéraux colorés, ainsi que par une réduction du nombre des plagioclases et de leur taux d'anorthite.

— *Faciès C1.* Ce faciès montre encore (sur les diagrammes Or/MM-x ; de La Roche, 1979) une tendance cafémiqque (minéraux colorés en nombre et présence de cordiérite) du fait de son évolution magmatique peu poussée. Le phénomène de maturation métasomatique est peu marqué dans ce faciès, qui serait un stade précoce de cette évolution ou peut-être même un stade primitif, (Gauthier, 1973).

L'aire de répartition, définie par les points figuratifs de ce faciès portés sur le diagramme $Fe + Mg + Ti/K - (Na + Ca)$ (de La Roche, 1964), montre une tendance orientée vers le pôle orthose (fig. 1). Ceci correspond bien au développement de poëciloblastes xénomorphes d'orthose, observés dans la roche, et traduit bien la faible teneur en quartz et muscovite secondaire observée dans ce faciès.

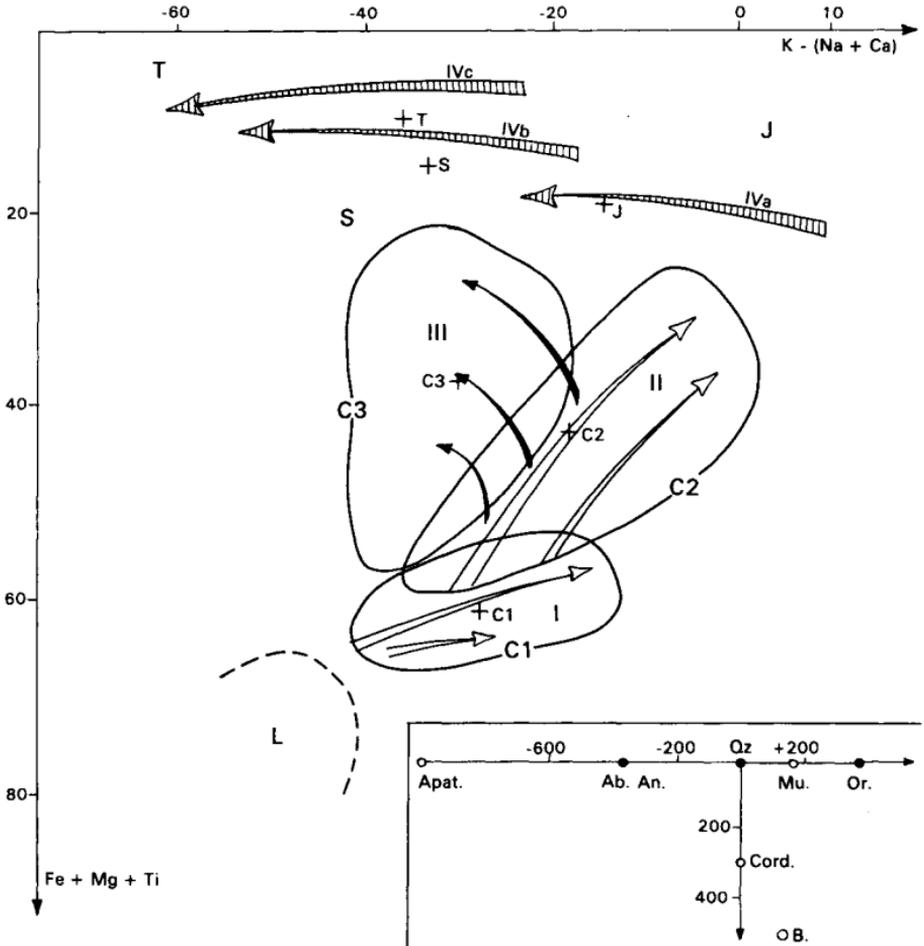
— *Faciès C2.* Dans le faciès C2, plus évolué, les éléments colorés sont déjà en quantité moins importante ; sur le diagramme Or/MM-x, ce faciès se place dans le champ des granites alumineux (indice de coloration faible, proche des leucogranites). Si l'on place les points figuratifs de ce granite sur le diagramme $Fe + Mg + Ti/K - (Na + Ca)$ (fig. 1), on voit qu'il est beaucoup plus affecté que le faciès C1 par la métasomatose silico-potassique. En effet, l'aire de répartition des points représentatifs de ce faciès s'enracine dans le faciès C1, mais montre une tendance plus redressée vers les points figuratifs de la muscovite et du quartz, que ne le serait celle figurant une évolution magmatique seule.

Ce faciès C2 correspond, pour J.C. Gauthier, à l'expression-type de la tendance silico-potassique : cristallisation équilibrée de quartz, muscovite et feldspath potassique.

L'action combinée de ces deux évolutions (magmatique et métasomatique) est soulignée par P. Bouvier (1985) qui suggère que l'axe de tendance du faciès C2 serait la « résultante entre une dérive hydrothermale responsable de la cristallisation de la muscovite et de l'albite, et d'une différenciation magmatique responsable de la cristallisation du feldspath potassique ».

— *Faciès C3.* L'aire de répartition des points représentatifs de ce faciès, figurés sur le diagramme $Fe + Mg + Ti/K - (Na + Ca)$, ne correspond pas au développement d'une tendance dérivant de C1, mais semble dériver de C2, avec une attirance vers le pôle albite.

La cartographie établie d'après les données de terrain (Bouvier, 1985) montre l'individualisation du faciès C3 indifféremment au sein de C1 ou de C2. On peut alors admettre, comme P. Bouvier, une éventuelle filiation entre C1 et C3, avec une tendance évolutive très redressée. Ceci s'explique-



Domaines (contours) et compositions moyennes (points moyens) par faciès

- Granodiorite de Ladapeyre : L
- Granites à biotite dominante et cordiérite : C1 - Chanon 1; C2 - Chanon 2; C3 - Chanon 3
- Leucogranites : J - Jalèches; S - Saint-Silvain-Bas-le-Roc; T - Toulx-Sainte-Croix

Axes évolutifs (flèches) et successions paragénétiques

- Granites à biotite dominante et cordiérite :
 - I - Evolution principalement potassique : paragenèse I à oligoclase, biotite I et cordiérite + feldspath potassique en quantité croissante
 - II - Evolution silico-potassique : développement de feldspath potassique et de quartz, première phase de muscovitisation, chloritisation de la biotite I
 - III - Evolution particulière au voisinage des leucogranites "filoniens" de Toulx-Sainte-Croix : développement d'albite, de tourmaline et de quartz

Fig. 1 - Schéma général d'évolution chimique et minéralogique des granites de la Marche orientale dans le diagramme K - (Na + Ca)/Fe + Mg + Ti (d'après J.-C. Gauthier, 1973)

rait par une métasomatose plus marquée que dans l'individualisation de C3, à partir du faciès C2. Cette phase métasomatique serait, dans ce cas, plus albitique (tendance plus orientée vers le pôle albite), alors que la métasomatose qui affecterait C2 pour arriver à l'individualisation du faciès C3 serait plus potassique (dérive plus nette vers le pôle muscovite).

Dans une autre hypothèse, basée sur des travaux géochimiques, on peut admettre que le faciès C3 s'enracine dans le faciès C2 et s'individualise par métasomatose. Il reste donc, là, une légère indétermination quant à l'origine précise du faciès C3. Mais, que ce soit à partir de C1 ou à partir de C2, tous les auteurs s'entendent pour attribuer ce faciès à une métasomatose secondaire, due à l'intrusion du granite de Toulx-Sainte-Croix au sein du granite de Chanon.

Géochronologie. Seul, le faciès C2 a été daté par la méthode Rb/Sr. Le couple RT/Bi donne un âge de 323 ± 6 Ma. Le couple RT/Ms donne 242 ± 4 Ma. (Baubron *in* Bouvier, 1985).

Tout en sachant que la muscovite est secondaire dans ces faciès, il est toutefois difficile d'admettre un intervalle de 80 Ma entre le refroidissement du granite et le développement des muscovites. Il reste donc, ici, une indétermination à lever.

³ γ^2 J. **Leucogranite de Jalesches, à gros grain, parfois porphyroïde, à deux micas.** La définition du granite de Jalesches varie selon les auteurs :

— pour L. Bougnières (1950), le faciès Jalesches est un granite « schisteux » situé le long de l'accident de la Marche ;

— P. Isnard (1970) et J.C. Gauthier (1973) gardent l'appellation de granite pour ce faciès, l'élargissent à des faciès non déformés, et l'affinent en précisant la minéralogie : granite à deux micas sans cordiérite et à plagioclase homogène non albitisé.

J.C. Gauthier signale déjà l'ambiguïté du terme de granite à deux micas que certains auteurs appliquent aux faciès Jalesches et Saint-Silvain-Bas-le-Roc. En effet, comme le signale J. Lameyre (1966), la coupure entre les granites à biotite, qui contiennent de la muscovite, et les granites à deux micas est difficile à établir par la simple observation microscopique, et *a fortiori* sur le terrain. J. Lameyre préfère donc utiliser le terme de leucogranite pour désigner les roches caractérisées par une faible teneur en éléments colorés et par une évolution chimique particulière. Cette définition englobe bien les granites à deux micas définis ici (Jalesches, Toulx-Sainte-Croix,...) ;

— H. de La Roche *et al.* (1980), se basant sur des critères de terrain et sur une étude chimico-minéralogique, considèrent le faciès Jalesches comme un leucogranite. Ils élargissent même cette appellation au faciès C2 du granite de Chanon.

Des observations de terrain et au microscope ont conduit J.C. Gauthier à préciser les critères qui permettent de bien individualiser ces faciès leucogranitiques (Jalesches et Toulx-Sainte-Croix) par rapport aux faciès évolués (C2) du granite de Chanon. Ce sont :

- l'absence ou la présence de cordiérite (même en minéraux fantômes) ;
- l'acidification et l'homogénéisation des plagioclases ;
- le caractère globuleux du quartz qui donne des granules à l'altération.

Si l'on considère les travaux de P. Rolin (1981), G. Lerouge (1984), P. Bouvier (1985), et G. Lerouge et P. Rolin (1987), on remarque que si on utilise des critères structuraux, on peut regrouper le granite de Chanon et le leucogranite de Jalesches, tous deux déformés, alors que les leucogranites de Saint-Silvain-Bas-le-Roc (feuille Boussac à 1/50 000) et de Toulx-Sainte-Croix (décrit plus bas) ne le sont pas.

On remarque donc que, lorsque l'on atteint les étapes terminales ou sub-terminales de lignées évolutives (ce qui est le cas du faciès Jalesches et de ceux qui sont décrits plus bas), les phénomènes de convergence viennent compliquer la nomenclature, et le choix des critères de classification devient difficile et incohérent si l'on ne précise pas, à chaque niveau, à quel système on se réfère.

Nous voyons donc que plusieurs regroupements sont possibles et qu'ils sont tous aussi valables. Nous adopterons, ici, une classification basée essentiellement sur des critères de reconnaissance de terrain qui regroupent les caractères pétrographiques et structuraux de ces faciès. Dans ce cadre, le granite de Jalesches reste associé au granite de Chanon dans les granites anté- à syn-cisaillement. La pétrographie et la géochimie de ces granites, développées plus loin, permettront au lecteur de choisir son système de référence quant à la classification et la nomenclature de ces faciès.

Si l'on se réfère à la nomenclature utilisée par le BRGM, le faciès Jalesches est à rattacher sans ambiguïté aux leucogranites.

Le granite de Jalesches est un leucogranite que l'on observe sur la carte Agurande en deux endroits :

- d'une part, aux environs du village de Jalesches (à l'Est de la feuille) jusqu'à la limite orientale de la carte. Il est limité au Nord par la faille de la Marche (où apparaissent des faciès orientés et bréchifiés) ; au Sud et à l'Ouest, il est en contact avec le granite de Chanon ;
- d'autre part, on retrouve ce faciès à l'Ouest de la carte où il est limité, au Nord, par la faille de la Marche (ici aussi les faciès orientés s'individualisent) et, à l'Ouest, par la faille de Chambon. À l'Est, il est en contact avec le granite de Chanon. P. Bouvier signale un passage progressif entre ces deux faciès.

Pétrographie. Le faciès non déformé est un granite parfois légèrement porphyroïde, à grain centimétrique. Le feldspath potassique est rose ou rouge, le quartz est globuleux et fumé, la biotite et la muscovite peuvent former des amas centimétriques. Bien que la structure soit en général équante, ce faciès montre parfois une légère orientation.

Le faciès orienté, que l'on rencontre au voisinage d'accidents, montre une foliation subverticale de direction N 80° à N 100°. Les minéraux les plus gros sont le feldspath rose et le quartz. Ils sont fracturés, moulés par les minéraux phylliteux, et montrent des queues de cristallisation.

Au microscope :

- le quartz (40 à 45 %) subautomorphe, globulaire, peut atteindre le centimètre. Il est déjà à extinction onduleuse dans les faciès peu déformés et, dans les faciès plus déformés, il est subdivisé en sous-grains, à extinction onduleuse, associés en mosaïques, et allongés dans la foliation ;
- le feldspath potassique, en cristaux parfois subrectangulaires, est souvent maclé Carlsbad et montre parfois un semblant de moirage. Il est perthitique et contient de nombreuses inclusions de biotite et de plagioclase ;
- le plagioclase a une composition d'albite-oligoclase. Certains cristaux sont homogènes, d'autre sont zonés avec des reliques de plagioclase plus basique au centre ; le zonage est souligné par la séricite. Dans les faciès orientés, le plagioclase est très fracturé et recristallisé. Les feldspaths constituent environ 40 à 45 % de la roche ;
- la biotite (3 à 5 %), de couleur brune, se présente soit en plages plus ou moins déformées, soit en cristaux disséminés dans la roche. Certaines sections contiennent de l'apatite et du zircon en grande quantité. La biotite est parfois rétrotransformée en chlorite dans les faciès équants et, plus souvent, dans les faciès orthogneissifiés ;
- la muscovite est en quantité notable (5 à 7 %). Elle cristallise soit en association avec la biotite, soit en plages isolées dans la roche, soit encore en inclusion dans le feldspath. Certaines sections ont leurs clivages soulignés par des oxydes, ceci témoigne du caractère ferrique de cette muscovite. Les minéraux phylliteux matérialisent le plan de foliation dans les faciès orientés.

Géochimie. Ce granite se caractérise tant par sa position de granite leucocrate évolué (dans le diagramme Or/MM-x de H. de La Roche *et al.*, 1979) (fig. 2), que par son évolution géochimique à caractère silico-sodique (diagramme Fe + Mg + Ti/K - (Na + Ca) ; de La Roche, 1964).

L'aire représentative du faciès de Jalesches se trouve dans le prolongement de l'axe silico-potassique déterminé par l'aire du faciès C2 du granite de Chanon (fig. 1). Le recouvrement est faible mais pourrait toutefois correspondre (J.C. Gauthier) à une possibilité d'évolution entre ces deux faciès. Le granite de Jalesches est plus riche en feldspath potassique et en K₂O que le faciès C2 ; il peut constituer, à ce titre, l'étape suivant le sous-faciès C2 dans une évolution magmatique classique. Cette hypothèse cadre bien avec l'étude pétrographique car le granite de Jalesches montre des reliques d'oligoclase (éventuellement magmatiques, primaires, au cœur des plagioclases devenus plus acides et plus homogénéisés, du fait de la métasomatose secondaire qui oblitère alors l'évolution magmatique).

À l'intérieur du granite de Jalesches se dessine, en effet, une évolution silico-sodique qui se manifeste par une augmentation du sodium (albitisation) à teneur constante en ferro-magnésiens. Cette évolution est très marquée et peut oblitérer l'expression d'une quelconque évolution magmatique pouvant exister entre C2 et Jalesches. Cette évolution silico-sodique se suit bien depuis les faciès de Jalesches les moins albitisés jusqu'aux granites complètement albitisés et de plus en plus leucocrates de Saint-Silvain-Basle-Roc et de Toulx-Sainte-Croix.

J.C. Gauthier (1973), H. de La Roche *et al.* (1980), suggèrent que le leucogranite de Jalesches, très alumineux, aurait une origine anatectique comparable à celle évoquée pour les modèles de magma leucogranitique anatectique établis par J. Cogné (1960) et J. Lameyre (1966). Cette réactivation magmatique de granites déjà cristallisés serait la conséquence de l'évolution métasomatique qui affecte ces roches.

Géochronologie. Le granite de Jalesches n'a pas été daté par radiochronologie, mais les données de terrain apportent quelques précisions. Ce granite présente, dans la partie sud-ouest de la carte, aux abords de la faille de la Marche, des déformations senestres correspondant au cisaillement westphalien qui affecte les leucogranites de la Marche (bois de Chabannes : Dun-le-Palestel à 1/50 000). Ce granite ne porte toutefois pas les traces de la déformation dextre attribuée à l'épisode tectonique carbonifère inférieur qui affecte le granite de Chanon. Il est donc postérieur à celui-ci. Le granite de Jalesches est, par ailleurs, recoupé par les granites de Saint-Silvain-Basle-Roc et Toulx-Sainte-Croix. Il est donc antérieur à ces deux massifs.

³⁷Y¹ **J. Leucogranite de Saint-Jean, à grain moyen, rarement porphyroïde, à 2 micras.** Ce faciès n'est représenté ici que sur la bordure sud-ouest de la carte. C'est un faciès de leucogranite banal à grain moyen (2 mm environ) où l'on peut observer quelques phénocristaux de feldspath roses ou blancs. Il ne se différencie du leucogranite du bois de Chabannes (Dun-le-Palestel à 1/50 000) que par la taille de son grain.

Le feldspath potassique est perthitique et le plagioclase est de l'oligoclase. Les biotites, souvent chloritisées, et les muscovites sont présentes, toutes deux, en quantité variable. La muscovite semble tardive par rapport à la biotite. Localement, les pourcentages de biotite et de phénocristaux de feldspath peuvent augmenter, donnant à la roche un aspect plus sombre et nettement porphyroïde.

Dans ce faciès, la déformation est intense et se manifeste par l'apparition de zones, orientées E-W parallèlement à la faille de la Marche, orthogneissifiées (blastomylonitisées) et cataclasées. L'âge de ce granite est supposé namuro-westphalien, sa mise en place est liée à la Zone de cisaillement de la Marche-Combrailles, (Lerouge *et al.*, 1983) et sa mylonitisation serait (Marckmann, 1984) à associer à des jeux coulissants de cette zone de cisaillement.

Ce faciès n'a pas été daté radiochronologiquement, mais un programme de datation (Rb/Sr) est en cours sur les faciès déformés et non déformés du leucogranite du bois de Chabannes qui est semblable, si ce n'est la taille du grain. Sur roche totale (faciès mylonitisés et faciès équants), on obtient un âge de 317 ± 9 Ma, le couple RT/Ms donne 306 ± 6 Ma. L'âge, obtenu sur roche totale pour des faciès mylonitisés seuls, est de 212 ± 13 Ma et le couple RT/Bi indique 207 ± 4 Ma (Bouvier, 1985).

Des travaux de H. de La Roche (1980) et de J.M. Stussi (1984), il ressort que ce leucogranite, tout comme le leucogranite du bois de Chabannes,

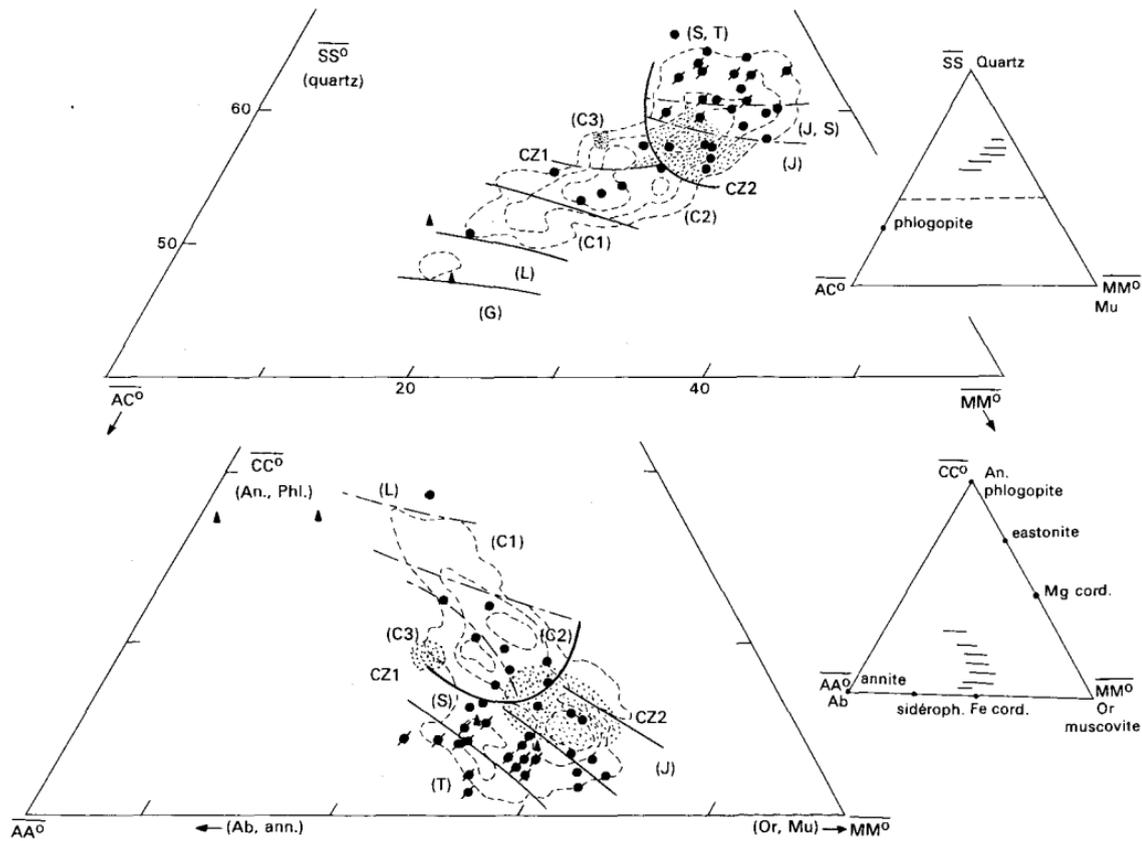


Fig. 2 - Caractères chimico-minéralogiques des granitoïdes des massifs de Crozant, Measnes, Orsennes et de la Marche centrale vus par référence aux granitoïdes de la Marche orientale.

Crozant (tramé) : ce massif comprend deux faciès principaux situés de part et d'autre de la coupure chimique majeure de la Marche orientale. L'un (CZ1) plus biotitique et plagioclasiqque présente par son caractère relativement sodique une analogie de composition avec le faciès C3 de la Marche orientale ; l'autre (CZ2) séparé du précédent par une lacune de composition, est silicopotassique et alumineux et s'apparente au faciès J de la Marche orientale ; ce faciès constitue la plus grande partie du massif de Crozant dont le faciès CZ1 occupe le secteur NE. En limite septentrionale, des leucogranites silicosodiques peu développés tendent à définir une zonalité N-S que l'on serait tenté de rapprocher de celle connue dans la Marche occidentale.

Measnes (triangles noirs) : bien que peu documenté, ce massif présente une dualité de faciès et répartition correspondante comparable à celle de Crozant ; elle oppose des granites à biotite, moins différenciés que ceux de Crozant et apparentés au faciès C1 de la Marche orientale, à des leucogranites du type faciès S (St-Silvain) bien que plus quartzeux.

Marche centrale (disques noirs) : elle est constituée principalement par deux faciès de leucogranites à deux micas, l'un silicopotassique types Jalèsches, l'autre silicosodique (disques barrés) type St-Silvain, en disposition zonaire S-N rappelant la zonalité de la Marche occidentale ; cette répartition pourrait ne pas être primaire et résulter de processus de recristallisation *subsolidus* (albite, quartz, muscovite) éventuellement contrôlés par les déformations induites par le fonctionnement de la dislocation de la Marche (nombreuses désignations "leucogranites orientés", mais contrôlés pétrographiques à faire). Dans ce dispositif apparaissent des îlots de granites à biotite moins évolués de composition voisine de celle du faciès C2 de la Marche orientale. L'ensemble de ce magmatisme est typiquement aluminopotassique.

entre dans une lignée magmatique typiquement alumino-potassique, à tendance silico-potassique (voir analyses en annexe).

Signalons le travail de L. Marckmann (1984) qui a étudié l'évolution géochimique de ces leucogranites lors de la déformation. Cet auteur suggère l'existence de deux mécanismes de déformation (orthogneissification et ultra-mylonitisation) qui se relaieraient au sein des leucogranites. Le passage de l'un à l'autre des faciès est rapide, tranché, et marqué par une variation dans le comportement des éléments majeurs, alors qu'il n'a aucun effet sur le comportement des terres rares.

Les granites non tectonisés

⁵ γ^1 **Leucogranite de Toulx-Sainte-Croix, à grain fin, albitisé, à tourmaline.** Il se distingue du faciès de Jalesches par un grain plus fin, l'albitisation intense de son feldspath potassique qui est ici moins abondant que dans les faciès décrits plus haut, la grande rareté de la biotite, et la présence de tourmaline.

La biotite de ce faciès, qui apparaît à l'œil nu en taches millimétriques lie-de-vin, se différencie, par ses caractères optiques, de celle observée dans les faciès moins albitisés. Elle est plus claire, peu pléochroïque, et les inclusions y sont plus abondantes. Elle n'est jamais chloritisée et toujours accompagnée de muscovite qui cristallise en épitaxie, parallèlement aux plans 001. Cette association suggère une cristallisation simultanée de ces deux minéraux. Cette biotite, de deuxième génération, pourrait résulter d'une transformation de la biotite de première génération, observée dans les faciès moins albitisés.

La tourmaline se présente, macroscopiquement, en petits cristaux striés noirs. Au microscope, on l'observe en plages xénomorphes, irrégulières, moulées sur les autres minéraux, s'insinuant même parfois à l'intérieur des feldspaths potassiques. J.C. Gauthier signale le fait qu'elle est, ici, indépendante de la biotite.

Le plagioclase est nettement albitique.

Le feldspath potassique renferme des perthites d'exsolution, en grandes taches coalescentes, qui fusionnent souvent avec des cristaux d'albite extérieurs au cristal. On observe aussi des reliques de feldspath potassique au sein des cristaux d'albite.

À côté des cristaux d'orthose, on trouve des petits cristaux de microcline xénomorphes pas, ou peu, perthitiques et finement quadrillés.

Ce faciès affleure, à l'extrême Sud de la feuille en une petite apophyse de quelques kilomètres carrés au sein du granite de Chanon. Il y développe une auréole de tourmalinisation (faciès C3).

Du point de vue pétrographique, le granite de Toulx-Sainte-Croix est nettement différent du granite de Chanon et même du granite de Jalesches, auquel il est pourtant associé par sa composition chimique.

Géochimie. Le granite de Toulx-Sainte-Croix, hyper-alumineux, correspond au terme ultime de l'évolution silico-sodique qui affecte les faciès de Jalesches (fig. 1).

Pour H. de La Roche *et al.* (1980), ce granite proviendrait, comme le granite de Jalesches, d'un magma hyper-alumineux issu de la refusion de granites déjà cristallisés, au-delà d'un seuil de maturation métasomatique.

En conclusion à l'étude géochimique de ces granites, on peut déjà, à partir de l'analyse des éléments majeurs, signaler l'existence d'une discontinuité géochimique entre le granite de Chanon, à cordiérite, et les granites à deux micas ou leucogranites (Jalesches, Toulx-Sainte-Croix). Cette coupure géochimique est cependant transgressée par les caractères minéralogiques. Si l'on se réfère à ces derniers, la coupure n'est pas à faire entre le granite de Chanon et les granites à deux micas mais au sein des granites à deux micas, entre les faciès silico-potassiques, légèrement albitisés (Jalesches), et les faciès silico-sodiques, très albitisés (Saint-Silvain-Bas-le-Roc et Toulx-Sainte-Croix).

L'étude des alcalins rares, menée par J.C. Gauthier sur ces faciès, montre un comportement différent de ces éléments, selon qu'on se réfère à l'étude de leur abondance ou à celle de leur fractionnement (K/Rb, K/Cs).

Si l'on considère l'abondance des alcalins rares, on remarque qu'elle évolue dans le même sens que les caractères minéralogiques de ces faciès. L'étude de leur fractionnement différentiel montre, par contre, une nette individualisation des leucogranites (ou granites à deux micas) par rapport au granite de Chanon.

J.C. Gauthier attribue ce comportement différentiel à des conditions différentes d'équilibre pour chacun des faciès pétrographiques.

⁵₁ **B. Leucogranite de Boudacher, à grain fin, à 2 micas.** Ce granite forme un petit massif d'une dizaine de kilomètres carrés environ, aux alentours du village de Boudacher. Il est limité par deux failles parallèles orientées WNW-ESE. On le retrouve aussi parfois en filons dans le leucogranite de Jalesches. C'est un leucogranite équant, à grain homogène (5 mm environ), de couleur ocre-rose à rose. On y observe de la biotite en paillettes isolées ou groupées en amas de 0,5 cm, de la muscovite et une phyllite rouge bordeaux. Le plagioclase, à l'œil nu, est blanc laiteux, le quartz forme des petits grains gris et le feldspath potassique est rose sombre. La présence de tourmaline n'est pas systématique.

⁵₁ **L. Leucogranite de La Betoulle, à grain fin, parfois enrichi en biotite.** C'est un faciès fin, enrichi en biotite, qui affleure au sein des leucogranites de Saint-Jean et du bois de Chabannes (Dun-le-Palestel à 1/50 000). Il ne présente aucune trace de déformation et semble être postérieur à la phase de coulissage westphalienne.

Plateau de Guéret

Situé au Sud de la Marche, ce plateau est constitué d'un ensemble de granites monzonitiques et de granodiorites, regroupés sous le nom de « granites de Guéret » .

Ces faciès sont très développés sur la carte sous-jacente (Guéret à 1/50 000). Ils ont été étudiés par de nombreux auteurs, dont les travaux les plus récents sont de P. Vialon (1955), J. Grolier, (1955), M. Chenevoy (1958), J. Faure (1963), A. Arnold *et al.* (1968), G. Ranchin (1971), H. de La Roche *et al.* (1980).

Sur la coupure Aigurande, les granites de Guéret sont très peu représentés. Seuls quelques faciès de cet ensemble de granitoïdes sont observés à l'extrême Sud de la feuille.

$^1\gamma^{\text{3M}}$. **Granite à biotite, à grain moyen, leucocrate.** C'est un granite grenu à tendance porphyroïde légèrement marquée, et à fluidalité magmatique fruste. On observe ce faciès aux environs du bourg d'Anzème (ce faciès est symbolisé γ^{2M} sur la carte sous-jacente Guéret à 1/50 000).

Au microscope, on observe de la biotite, de la muscovite, de la cordiérite, et de la sillimanite.

$^1\gamma^{\text{bM}}$. **Granite à biotite, à grain fin à moyen.** C'est un granite à structure équante et tendance porphyroïde. Le grain est fin à moyen (2 à 3 mm). Le feldspath potassique, de couleur rose à blanche, montre la macle du microcline et le plagioclase est une andésine.

$^1\gamma^{\text{c3-4}}$. **Granite à biotite très abondante.** Ce faciès, mésocrate, à biotite abondante, est à grain moyen à grossier. Il contient des phénocristaux de feldspath potassique de 0,5 à 10 cm. Ce faciès montre parfois de la cordiérite et est pratiquement dépourvu de muscovite.

Aucune analyse chimique ni aucune datation radiochronologique n'ont été effectuées sur les formations du plateau de Guéret, affleurant sur la carte, mais signalons pour mémoire les résultats de G. Ranchin (1971) et de H. de La Roche *et al.* (1980) concernant la géochimie des faciès du granite de Guéret dans son ensemble.

Le diagramme $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}/\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ montre une évolution silico-potassique qui se fait suivant une tendance « monzonitique ». Le champ des granites de Guéret recoupe le champ des anatexites à cordiérite. Ce fait peut indiquer que le granite est issu, pour une part, de la remobilisation partielle de ces anatexites, mais la richesse en CaO montre qu'une composante plus « profonde » est nécessaire. G. Ranchin précise l'appartenance de ce faciès à l'arc aluminopotassique du Massif central français.

Du point de vue de la géochronologie et de la mise en place de ce granite, il faut signaler la datation par la méthode Rb/Sr effectuée par F. Berthier sur le faciès « Maupuy » (faciès porphyroïde). Il a obtenu une isochrone qui

donne un âge de 356 ± 10 Ma, limite Dévonien supérieur—Carbonifère, qui correspond à une étape magmatique présente dans une partie du Massif central français (Duthou, 1978).

Conclusion

En conclusion à l'étude du domaine granitique de la Marche—Guéret, on peut assimiler cet ensemble à une association spatio-temporelle de granites à biotite et de leucogranites. Les granites à biotite seraient à rattacher au massif de Guéret (356 Ma). Les leucogranites, ou granites à deux micas, postérieurs, se mettent en place au cours du Namuro-Westphalien (entre 320 et 300 Ma).

Sur le plan géochimique, les aires de répartition de ces différents faciès s'ordonnent sur une ligne évolutive continue, silico-potassique, déviée vers des pôles silico-sodiques par une importante métasomatose. Cette interprétation ne tient pas compte des intervalles de temps entre les mises en place des différents granites, mis en évidence par les données structurales et les datations radiochronologiques. Si l'on considère ces facteurs, on peut avancer, plutôt qu'une suite magmatique continue, une suite de réactivations magmatiques ou une anatexie de faciès déjà existants.

Domaine du plateau d'Aigurande

Les formations cristallophylliennes du plateau d'Aigurande occupent la moitié septentrionale de la feuille étudiée. Elles participent à une antiforme d'axe E-W, limitée au Sud par les failles de la Marche et de Boussac.

Cet édifice a tout d'abord été interprété comme une série métamorphique à zonéographie inverse par J. Delorme et A. Emberger (1949) et par J. Bouloton (1974), puis comme un pli en champignon (forme de blague à tabac) dû à l'ascension des leucogranites par P. Pruvost (*in* Peterlongo, 1953) et par J. Lameyre (1963). Comme l'admettent les auteurs (Quenardel et Rolin, 1980 ; Rolin, 1981), on s'accorde maintenant à penser qu'il est constitué d'un empilement tectonique de nappes du second genre, polymétamorphiques.

Depuis le bas de l'empilement, on recontre les unités lithostratigraphiques suivantes :

- l'unité de Fougères—Culan, micaschisteuse ;
- l'unité d'Éguzon, à dominante gneissique ;
- l'unité de Gargillesse—Dun-le-Palestel, gneissique ;
- l'unité du Pin—Chéniers, migmatitique.

La partie la plus profonde de cet édifice structural est occupée par des leucogranites à deux micas qui interviennent plus tardivement dans l'histoire du plateau d'Aigurande. Ces formations granitiques recoupent les unités cristallophylliennes jusqu'à différents niveaux et affleurent en fenêtre principalement dans l'axe de l'antiforme.

Sur la feuille Aigurande, seul apparaît le flanc sud de cette antiforme et l'on ne touche aux formations granitiques qu'à l'extrême Nord-Ouest de la coupure, avec les granites de Méasnes et de Crevant. Le granite de Chéniers, qui perce le bâti cristallophyllien jusqu'à l'unité migmatitique du Pin—Chéniers, est ici représenté dans son ensemble au Nord-Ouest.

Formations métamorphiques

Unité de Fougères—Culan

C'est l'unité la plus basse de l'édifice paléozoïque. Elle est séparée de l'unité sus-jacente par un contact tectonique chevauchant, le chevauchement de Chambon. Elle est constituée d'une formation micaschisteuse banale et monotone qui affleure en fenêtre dans la partie centrale du plateau d'Aigurande.

La ville d'Aigurande est assise sur ces formations micaschisteuses, dans le coin nord-ouest de la feuille.

ξ¹. **Micaschistes à aspect soyeux.** Il s'agit de roches de couleur brun rouille ou verdâtre, très phylliteuses, qui peuvent présenter localement un aspect soyeux et satiné. Ces micaschistes ont une structure granolépidoblastique et montrent un débit schisteux prononcé ainsi qu'une schistosité souvent gondolée. Cette surface porte une linéation d'alignement minéral orientée NW-SE et des stries.

Le quartz forme des lits structurés en plis isoclinaux qui reprennent la foliation. Il est recristallisé sous forme de petits grains suturés entre lesquels se développent de petites paillettes de biotite.

Le feldspath est essentiellement représenté par de l'albite ocellaire anté-à synschisteuse.

Les phyllites sont surtout développées dans les surfaces de foliation. La biotite, quand elle est présente, est chloritisée et déformée. La muscovite est abondante et totalement recristallisée. La chlorite est toujours présente et souvent plus abondante que la biotite ; elle est secondaire (recristallisation en arcs polygonaux).

Le grenat est fréquent et contient souvent des inclusions hélicitiques. La taille des grains varie généralement de 1 à 2 mm, mais peut en atteindre cinq.

L'andalousite signalée par M. Bornuat en 1963, en tant que minéral alluvionnaire, n'est développée qu'à proximité du granite de Méasnes. Elle cristallise tardivement en sections rectangulaires, sécantes sur la foliation, et ne présente pas d'orientation préférentielle.

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

On peut, très localement, observer des faciès plus feldspathiques (gneissiques), des niveaux enrichis en grenat, et des faciès quartziques plus massifs.

Les niveaux quartziteux et graphiteux, situés habituellement au sommet de la série (voir les coupures Argenton-sur-Creuse et Dun-le-Palestel) et soulignant le chevauchement de Chambon, n'ont pas été retrouvés sur la carte Aigurande.

Les micaschistes de Fougères montrent une composition chimique (voir analyses chimiques en annexe) d'anciens shales très potassiques. Pour P. Rolin (1981), ces roches proviendraient d'un ancien sédiment argileux, pauvre en quartz et plus ou moins gréseux localement. L'étude géochimique effectuée par E. Petitpierre (1981) sur des formations lithologiquement et structuralement semblables (les micaschistes de Culan), corrobore cette hypothèse.

Le chevauchement de Chambon. Cet accident chevauchant souligne le sommet de l'unité de Fougères—Culan et sépare cette dernière de l'unité d'Éguzon. Décrit par G. Courty (1952), il est en général jalonné par des micaschistes graphiteux et des mylonites. Il marque une troncature basale des termes de l'unité d'Éguzon et un saut de métamorphisme entre l'unité chevauchante et l'unité chevauchée. Il est estimé d'âge westphalien (325 à 306 Ma) et contemporain de la mise en place des leucogranites du plateau d'Aigurande (Rolin, 1981).

Unité d'Éguzon

Cette unité, très étendue sur le plateau d'Aigurande, montre une épaisseur maximale (2 000 à 3 000 m) dans la région d'Aigurande. Elle surmonte l'unité de Fougères—Culan et sa lithologie, quoique plus variée, reste essentiellement gneissique.

La base géométrique de cette unité est constituée par une formation de « gneiss amygdalaires » composée de plusieurs faciès de gneiss à amygdales, et de leptynites, micaschistes et quartzites, interstratifiés dans ces gneiss. Sur la feuille étudiée, cette formation basale est très étendue mais peu différenciée. Aucun niveau cartographiable de leptynite ni de quartzite n'est signalé.

Cette formation est surmontée d'un ensemble lithologique gneissique : les « gneiss gris » *l.s.*, où alternent irrégulièrement des niveaux micaschisteux (les micaschistes feldpathiques) et des niveaux plus gneissiques (les gneiss gris *s.s.*).

Habituellement interstratifiés dans ces séries, on trouve des niveaux acides (leptynites) et un complexe leptyno-amphibolique. Sur la carte Aigurande, les leptynites du Moulin-de-Vost et de La Forêt-du-Temple représentent les niveaux acides. Le complexe leptyno-amphibolique n'est, pour sa part, représenté ici que par les termes basiques : amphibolites de La Forêt-du-Temple, de La Celette et de La Chapelle-Saint-Paul.

^a₆³. **Gneiss amygdalaires.** On regroupe sous cette appellation un ensemble de gneiss et de micaschistes qui développe sur cette feuille une très grande puissance.

Le terme de gneiss amygdalaires est utilisé dans un sens proche de celui donné par M. Chenevoy (1958) à des roches composées d'une trame phylliteuse à grain fin, plus ou moins mésocrate et qui comprend des éléments figurés mono- ou polyminéraux.

Les différents auteurs (Bouloton, 1974 ; Rolin, 1981 ; Petitpierre, 1981) qui ont décrit ces faciès ont utilisé des appellations et des critères de classification différents (taille et nature des amygdales, structure de la trame, etc. ; tableau 2).

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

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

- soit des amygdales feldspathiques mono- ou polycristallines (généralement albite ou feldspath potassique associés ou non à du quartz). Elles sont le plus souvent étirées et moulées par la foliation, mais peuvent être parfois subrectangulaires. Elles sont constituées d'une pâte microgrenue, parsemée de porphyroclastes millimétriques à plurimillimétriques. Les limites de ces amygdales, bien visibles à l'œil nu, sont difficilement discernables au microscope car la taille des grains y est sensiblement la même que dans la matrice ;
- soit des amygdales quartzieuses, constituées exclusivement de quartz gris fortement recristallisé ; elles sont le plus souvent étirées dans la foliation et ne dépassent pas le centimètre. Elles peuvent être parfois globulaires et plus rarement de forme polygonale ;
- soit des nodules de quartz opalescent bleuté dont l'origine demeure encore énigmatique ; leur taille varie de 2 à 5 mm. Ce sont des monocristaux ovoïdes, légèrement étirés dans la foliation, à extinction ondulée. Ces yeux sont parfois cassés et recimentés par des plages de quartz recristallisé ;
- soit des yeux de feldspath potassique de forme subrectangulaire, parfois maclés Carlsbad, perthitiques ; les petits individus sont généralement indemnes de toute déformation mais, lorsque leur taille dépasse 5 mm, ils sont souvent cassés et recimentés.

En plus du faciès de gneiss amygdalaires « classique », on rencontre certains faciès très fins qui comportent une proportion très réduite d'éléments figurés, et d'autres qui sont, au contraire, très grossiers et entrent dans la définition des métaconglomérats.

Les gneiss amygdalaires qui affleurent sur cette coupure ont été essentiellement étudiés par E. Petitpierre (1981) ; ils sont moins différenciés que sur les cartes voisines.

Le faciès le plus répandu est un gneiss amygdalaire dont la trame est gneissique et riche en biotite. Les amygdales polycristallines, fusiformes, et légèrement aplaties, sont étirées dans la foliation. Elles ont une longueur généralement comprise entre 2 et 4 cm, une teinte claire, et une structure aplitique. Ce faciès est aussi caractérisé par la présence fréquente d'yeux de quartz bleu, orientés parallèlement aux amygdales.

Associé à ce faciès, on trouve souvent, et notamment dans la bande de gneiss amygdalaires qui affleurent au Sud du granite de Crevant, un faciès de **gneiss granulés** ($a\zeta^3_{[1]}$) (gneiss microamygdalaires de J. Bouloton). La trame y est micaschisteuse, les amygdales sont petites (inférieures à 1 cm), quartzo-feldspathiques, finement cristallisées, et à contours plus ou moins flous.

Aux environs de Tercillat, on trouve un gneiss amygdalaire planaire, dont l'aspect se rapproche des **gneiss œillés** ($a\zeta^3_{[2]}$). La trame est un gneiss banal qui peut localement s'enrichir en quartz et muscovite. Les éléments figurés sont représentés par des yeux de feldspath potassique de petite taille (quelques millimètres), polygonaux, ils sont monocristallins ou composés de fragments de minéraux cimentés par de la pâte quartzo-feldspathique.

Au sein de ce dernier faciès, E. Petitpierre signale une formation particulière que l'on ne trouve qu'à l'étang des Goutats, à l'Ouest de Tercillat. C'est un faciès grossier qui présente une trame riche en biotite. Les éléments figurés, en forme de galets plus ou moins ventrus, sont hololeucocrates et de taille variable (jusqu'à 6 cm de long) ; on y a identifié du quartz, du feldspath, et de la biotite. E. Petitpierre décrit des figures de granoclassement dans la répartition des éléments.

Signalons, dans l'extrême Nord de la feuille étudiée (environs de Sèvres et hameau de La Faye), des **gneiss fins** ($a\zeta^3_{[3]}$), très pauvres en éléments figurés. Ce sont des niveaux associés à des gneiss amygdalaires classiques, de composition quartzo-feldspathique ; ils présentent un débit en feuilletés planaires et des placages de muscovite dans la foliation.

Origine des gneiss amygdalaires. E. Petitpierre (1981) distingue, au sein des gneiss amygdalaires, deux grands ensembles correspondant à deux origines différentes :

- un premier, dont les différents termes proviendraient du remaniement plus ou moins intense d'une arène granitique ;
- un deuxième, regroupant les formations fines, d'origine vraisemblablement détritique, poly- ou monogénétiques.

Pour J. Bouloton (1974), les différents faciès de gneiss amygdalaires qui affleurent sur les cartes géologiques Argenton-sur-Creuse et Dun-le-Palestel à 1/50 000 (immédiatement à l'Ouest d'Aigurande), apparaissent comme un ensemble polygénique provenant de la désagrégation de granite porphyroïde et de matériel volcanique plus ou moins remanié.

P. Rolin, pour sa part, avance deux hypothèses quant à l'origine de ces formations : origine détritique à partir d'arkoses remaniées d'un socle granitique, d'une part, et origine intrusive d'autre part, pour les faciès d'orthogneiss.

TABLEAU 2 : CLASSIFICATION DES GNEISS AMYGDALAIRES

AMYGDALES			PETITES : inférieures à 3 cm		GRANDES : de 3 à 6 cm		
			monocristallines	polycristallines	monocristallines	polycristallines	
GNEISS	STRUCTURE GRANOBLASTIQUE parfois granolépido.	mésocr.			Gneiss amygdalaires de la mine du Peurot (P. Rolin)	Gneiss amygdalaires (E. Petitpierre) Nermond	
		leucocr.					
	STRUCTURE granolépidoblastique à grenue	mésocr.			Gneiss œillés (E. Petitpierre) Tercillat		
		leucocr.					
	STRUCTURE granolépidoblastique	mésocr.	Gneiss amygdalaires de Fresselines (P. Rolin)			Gneiss amygdalaires du Confluent (P. Rolin, J. Bouloton)	
		leucocr.		Gneiss amygdalaires de Lagedemont (P. Rolin)			
	GNEISS FINS (MICASCHISTES)				Gneiss granulés (E. Petitpierre) Augette Gneiss microamygd. (J. Bouloton)		

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

Si l'on reporte sur le diagramme $Al/3 - K / Al/3 - Na$ (de La Roche, 1968) les points représentatifs des analyses chimiques effectuées sur les gneiss amygdalaires, on remarque que ces faciès dérivent du secteur des roches ignées vers celui des roches sédimentaires, aucune relation ne pouvant être établie entre cette dérive et une quelconque évolution granulométrique des faciès considérés.

Gneiss gris l.s. On a regroupé sous ce terme (dû à J. Bouloton, 1974) les formations grésopélitiques (plus pélitiques à la base de la série qu'à son sommet géométrique) situées au-dessus des gneiss amygdalaires.

On y distingue deux faciès principaux qui ont sensiblement la même composition minéralogique (seules les proportions diffèrent) :

- ζ^1 , un faciès gneissique banal, appelé « gneiss gris s.s. », qui passe plus ou moins graduellement à sa base à
- ξ^2 , un faciès plus phylliteux avec lequel il forme de nombreuses récurrences.

La distinction entre ces deux faciès n'est pas toujours aisée à établir à l'affleurement car la proportion relative des lits quartzo-feldspathiques par rapport à la trame phylliteuse est estimée à l'œil nu. Les limites cartographiques entre ces deux faciès n'ont donc qu'une valeur indicative.

ξ^2 . **Micaschistes feldspathiques.** Ils affleurent essentiellement à la base de la série, ils sont de couleur gris-brun verdâtre ou rouille. Le faciès le plus commun est phylliteux, finement lité, et présente systématiquement des ocelles feldspathiques parfois très abondantes (surtout dans la partie basale de la série), qui déforment la surface de schistosité (foliation gondolée).

ζ^1 . **Gneiss gris s.s.** Le faciès le plus typique est représenté par des roches homogènes, bien indurées, à grain de dimension variable (fin à grossier). Les ocelles feldspathiques deviennent rares. Ces roches se débitent en plaquettes plus ou moins fines, et montrent une foliation planaire.

Pétrographie. Les gneiss gris l.s. présentent une structure granoblastique à granolépido-blastique.

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

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

La biotite et la chlorite forment jusqu'à 25 % de la roche dans les micaschistes feldspathiques. Ces phyllites sont moins abondantes dans les faciès

gneissiques massifs où les cristaux de biotite sont en général petits et bien noirs. La biotite est toujours déformée et la chlorite n'est présente que dans les roches situées à proximité des leucogranites.

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

Le grenat est toujours présent et dans les faciès micaschisteux, il peut atteindre une grande taille (5 à 8 mm).

La sillimanite est courante et toujours associée aux phyllites sous forme de fibrolite.

Le disthène n'est guère abondant, il est plus ou moins déstabilisé quand il est présent. La staurotide est exceptionnelle.

Cette association minérale correspond à trois paragenèses qui traduisent trois stades différents de métamorphisme.

δ. Amphibolites litées ou grossières. Le complexe leptyno-amphibolique n'est représenté ici que par les faciès basiques. On note quelques rares bancs de leptynite non cartographiables mais jamais associés directement à l'amphibolite.

Au Sud-Ouest du granite de Crevant, les amphibolites forment un banc de 150 m environ de puissance à l'affleurement, orienté NE-SW, et redressé (pendage de foliation à 45° vers le Sud-Est). Ce niveau est interrompu par la faille de La Forêt-du-Temple mais on peut le rattacher aux pointements basiques de La Celette et de La Chapelle-Saint-Paul (Sud-Ouest de Tercillat). Les faciès d'amphibolites observés sont très variés : il peut s'agir tantôt d'amphibolites finement litées à amphiboles aciculaires, tantôt de niveaux plus grossiers à cristaux tabulaires et trapus. La composition minéralogique est cependant constante, seules varient la texture et la taille du grain.

L'amphibole est une hornblende verte qui se présente en prismes fins, losangiques ou tabulaires, selon les faciès.

Le plagioclase, dont le taux d'anorthite varie de 30 à 40 %, est rarement maclé.

L'épidote est abondante surtout dans le faciès fin à amphibole aciculaire. Il s'agit généralement d'une pistachite parfois associée à de la clinozoïzite.

Le grenat (pœcilitique) et le quartz sont toujours présents mais peu abondants.

La biotite est rare et fréquemment chloritisée.

Les opaques sont abondants.

λ³. Leptynite du Moulin-de-Vost (La Forêt-du-Temple). Située au-dessus des amphibolites, elle constitue un niveau dont on observe quelques affleurements au Sud-Est et à l'Est d'Aigurande, sur 8 km et 0,5 à 1 km de large.

Les contacts cartographiques observés entre cette formation et les gneiss et micaschistes sont en général discordants, ce qui peut les rapporter à d'an-

ciens contacts intrusifs. On note cependant quelques cas d'accordance au niveau de l'affleurement.

C'est une roche grise ou jaune, de foliation peu accusée, mais très diaclisée. Les micas, très rares, soulignent légèrement une foliation fruste. La texture est granoblastique, l'orientation est soulignée par l'étirement d'amas quartzseuses polycristallines et par l'alignement d'amas de biotite chloritisée.

Le quartz est abondant, il se présente soit en cristaux xénomorphes, disposés en lits discontinus étirés dans la foliation, soit en petits cristaux arrondis, disposés dans tout le fond de la roche.

Le feldspath potassique est représenté par des petites plages corrodées de microcline ou par des sections de taille plus importante, maclées Carlsbad.

Le plagioclase (An 10 à 20) est peu abondant.

La biotite est très chloritisée et souvent associée à des minéraux opaques. Elle se présente en petites paillettes vert pâle.

La muscovite est en tablettes rectangulaires et accompagne généralement la biotite.

χ. **Quartzites à biotite.** À l'Est de la carte on voit apparaître des niveaux plus ou moins lenticulaires et peu puissants (métriques à pluricentimétriques), généralement répétés. Ce sont des roches sombres, généralement massives, parfois foliées sommairement, où l'on distingue du quartz, de la biotite, et des grenats.

Le quartz, très abondant, est en petits grains. On note de petits cristaux d'albite limpide d'abondance variable.

La biotite, qui souligne la foliation, est souvent de couleur claire et chloritisée.

La muscovite accompagne parfois la biotite.

Le grenat est toujours présent, pœcilitique, et moulé par les phyllites.

E. Petitpierre signale la présence de staurotide et de disthène dans ces faciès.

Géochimie des gneiss gris l.s. et des termes associés. Les analyses chimiques effectuées sur les gneiss gris l.s. (voir annexe) confirment l'hypothèse d'une origine sédimentaire (anciens grauweekes pour les gneiss gris massifs et domaine des shales pour les micaschistes feldspathiques).

Les amphibolites, interstratifiées dans les gneiss gris, correspondent à d'anciens niveaux basiques (coulées de nature basaltique). Le report des analyses chimiques de ces faciès sur différents diagrammes géochimiques (de La Roche et Leterrier, 1973 ; Besson et Fonteilles, 1974) permet de situer ces amphibolites dans le domaine des basaltes alcalins.

La leptynite de La Forêt-du-Temple est à considérer comme un terme orthodoxé. À l'analyse, elle montre un chimisme de roche acide granitique ou rhyolitique.

Le chevauchement de Gargillesse. Il sépare l'unité d'Éguzon de celle de Gargillesse—Dun-le-Palestel. L'âge de son jeu est estimé du Dévonien supérieur à moyen.

Unité de Gargillesse—Dun-le-Palestel

Cette unité repose sur l'unité d'Éguzon par contact faillé ou chevauchant. Elle est constituée de gneiss grossiers, plus ou moins migmatitiques, où sont interstratifiés des niveaux amphiboliques et leptynitiques. Sur la carte Aigu-rande, les gneiss grossiers sont bien représentés et affleurent jusqu'à la faille de Boussac, au Sud. Leur épaisseur est estimée à 3 000-3 500 m.

Les intercalations acides et basiques orthodérivées, très diversifiées sur la carte voisine (Dun-le-Palestel), sont ici très localisées et peu développées.

ζ¹⁻². **Gneiss grossiers.** Le faciès le plus courant est un gneiss biotitique à grain moyen à grossier (1 à 5 mm) présentant une linéation d'étirement minéral très marquée (L-tectonites typiques, à débit micacé très régulier). Ce sont des roches migmatitiques (des métatexites au sens de Menhert, 1974) constituées par une trame gneissique très biotitique et des lentilles ou veines quartzo-feldspathiques, plurimillimétriques à centimétriques, soulignées par un liseré surmicacé.

La trame de ces gneiss est granolépido-blastique, la taille du grain est variable, de 0,5 à 1 mm.

Le quartz (40 % de la roche environ) présente une extinction roulante ; il forme des porphyroclastes étirés dans la foliation.

Les feldspaths se présentent aussi parfois sous forme de porphyroclastes. Ils constituent en moyenne 35 % du volume de la roche et sont fortement damouritisés et déformés.

La biotite est très déformée et chloritisée, elle forme jusqu'à 25 % de la roche.

La muscovite est fréquente (en moyenne 8 %), elle se présente soit en grandes lattes déformées qui participent à la linéation N 30-N 50°, soit en petits cristaux non déformés.

Le grenat est toujours présent mais peu abondant (1 % au maximum), il est en partie anté-foliation (cataclaté, fracturé) mais on trouve aussi des cristaux globuleux non déformés syn- à tardi-foliation.

La sillimanite est courante, elle se présente en paquets flexueux associés aux phyllites.

Le disthène est exceptionnel, on le trouve parfois en reliques dans la muscovite.

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

λ^3 . **Leptynites.** Les niveaux leptynitiques sont toujours localisés et peu puissants ; ils affleurent au Nord-Ouest de Bonnat, à la sortie des Chiers et près de Genouillac. Il s'agit d'une roche massive, leucocrate, présentant une linéation d'étirement bien marquée.

Ensemble leptyno-amphibolique de Chambon-Sainte-Croix. Ces niveaux sont interstratifiés dans les gneiss grossiers et sont ici peu représentés. Sur le bord ouest de la carte, le niveau leptyno-amphibolique de Chambon-Sainte-Croix affleure en quelques points et vient buter sur la faille de Méasnes-Piodon. Tout comme les autres bancs leptyno-amphiboliques décrits sur les cartes voisines, ce niveau montre une épaisseur variable à l'affleurement (50 à 250 m) et il est formé d'alternances de niveaux leptynitiques (λ^3C) et amphiboliques (δC) massifs, ainsi que de gneiss amphibolitiques.

λ^3 . **Leptynites.** Ce sont des roches leucocrates à hololeucocrates, à grain fin, d'aspect satiné souvent massif, mais présentant parfois un débit schisteux très marqué. Elles sont généralement pauvres en micas, la muscovite prédominant toutefois sur la biotite et la chlorite.

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

La biotite, peu abondante, peut s'observer en lits minces et discontinus bien qu'étant souvent dispersée.

La muscovite, en général plus abondante (5 à 10 %), se présente en petites lattes peu déformées.

La chlorite est rare.

Le sphène, l'épidote, et les minéraux accessoires sont peu abondants.

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

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

Les amphibolites « fines » ont souvent une minéralogie caractéristique du faciès métamorphique amphibolite : plagioclase et hornblende verte essentiellement.

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

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

Du point de vue géochimique, les intercalations leptynitiques et amphiboliques de l'unité de Gargillesse—Dun-le-Palestel montrent une origine indiscutablement orthodérivée. Les leptynites sont proches du domaine des granites sodiques (plagiogranite) et les amphibolites ont un comportement géochimique proche de celui des basaltes. Cette association peut évoquer un bimodalisme issu de la différenciation d'une lignée tholéiitique.

L'unité de Gargillesse—Dun-le-Palestel possède donc des caractères lithologiques qui la rapprochent de l'unité d'Éguzon (présence de niveau leptyno-amphibolique entre autres), mais elle s'en différencie toutefois par d'autres traits : peu de faciès pélitiques vrais, absence de faciès amygdalaires, et début d'anatexie.

Unité migmatitique du Pin—Cheniers

Le sommet de l'édifice lithotectonique est occupé par un ensemble de migmatites qui repose, par l'intermédiaire d'un contact chevauchant, sur les gneiss et métatectites de l'unité de Gargillesse—Dun-le-Palestel. Ce contact chevauchant, marqué par une discordance cartographique et structurale, correspond à un accident majeur du Massif central septentrional.

Le terme de migmatite est employé pour la première fois, pour désigner ces formations, par J. Bouloton (1974). Cet ensemble était jusqu'alors attribué aux anatexites grenues à cordiérite d'Aubusson.

Cette unité, fort bien représentée sur la feuille Argenton-sur-Creuse à 1/50 000, n'affleure ici que sur une quinzaine de kilomètres carrés dans la klippe de Chéniers, à l'Ouest de la feuille. Elle occupe le fond d'une cuvette synclinale dissymétrique et repose sur les gneiss grossiers à biotite de l'unité de Gargillesse—Dun-le-Palestel. Elle est affectée, à l'Est, par la faille de Méasnes—Piodon qui y développe une zone de brèches sur 5 à 10 m.

M^{1 2}. Migmatites, métatexites et diatexites à cordiérite. Cette unité est constituée, en majeure partie, d'anatexites granitoïdes et de diatexites à cordiérite. Ce sont des roches grenues où le quartz (40 %) et le feldspath (feldspath potassique et oligoclase qui constituent 40 % de la roche) se présentent généralement en cristaux automorphes souvent cataclasés. Ces roches contiennent des amas quartzo-feldspathiques largement grenus, des amas sombres de biotite et de cordiérite ; la sillimanite et le grenat sont parfois présents. Signalons, au sein de ces migmatites, la présence d'enclaves basiques décrites (en dehors de la carte étudiée) par B. Lasnier (1965).

La base de l'unité du Pin—Chéniers est le plus souvent soulignée par des mylonites. Cette unité du plateau d'Aigurande diffère de toutes les autres du fait de la présence presque constante de cordiérite et de mobilisation anatectique toujours observée.

Le report, sur les diagrammes géochimiques de H. de La Roche (1968), des points représentatifs de ce faciès, montre que ces roches définissent un domaine qui s'étend des grauwackes aux shales, laissant supposer une grande hétérogénéité du matériel originel.

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

Formations éruptives

Elles sont ici fort peu représentées. Sur la carte Aigurande n'affleure que le massif de Chéniers dans son ensemble. Les massifs de Méasnes et de Crevant ne sont représentés que pour partie.

⁴Y¹M. **Leucogranite à grain moyen de Méasnes, à 2 micas.** Seule la partie sud-est de ce petit massif affleure dans le coin nord-ouest de la feuille considérée ici. C'est un leucogranite homogène, à grain moyen (3 mm environ). Sa composition minéralogique est la suivante : 40 % de quartz environ, recristallisé en partie, 40 % de feldspath (orthose et oligoclase), 5 % de biotite souvent déformée, 10 % de muscovite également déformée, et 5 % de minéraux accessoires.

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

Cinq analyses chimiques ont été effectuées sur ce faciès (voir annexe). Le traitement de ces résultats (Petitpierre, 1981) et leur comparaison avec ceux obtenus sur les autres massifs granitiques de l'axe du plateau d'Aigurande, nous montrent que toutes ces formations se calent bien sur la courbe d'isodensité de répartition des granites à deux micas.

Une étude géochimique effectuée par J.M. Stussi (*in* Quenardel *et al.*, 1984) montre une dualité de faciès au sein du massif de Méasnes, comparable à celle observée pour le granite de Crozant (Dun-le-Palestel à 1/50 000), et opposant des granites à biotite (cafémiques) à des termes leucogranitiques silico-potassiques, riches en silice (fig. 2).

⁴Y²C. **Granite à deux micas de Crevant.** L'extrême pointe méridionale du massif de Crevant, qui affleure essentiellement sur la feuille sus-jacente (La Châtre), apparaît à la limite nord de la carte Aigurande.

E. Petitpierre, qui a cartographié et étudié ce massif d'une manière très détaillée, y distingue plusieurs faciès. Seul un de ces faciès, le faciès porphyroïde, affleure sur le secteur traité ici.

Ce faciès porphyroïde représente 90 % de la surface du massif. De teinte gris bleuté (ou rouille quand il est altéré), il est à grain moyen et à phénocristaux de feldspath potassique atteignant 1,5 cm au maximum. On remarque, en différents points du massif, une fluidalité planaire marquée par l'orientation des phénocristaux.

Le quartz constitue 36 % environ de la roche, il est en cristaux engrenés (0,5 à 3 mm), craquelés, à extinction roulante. On le trouve, en petits cristaux (taille inférieure à 0,1 mm) dans le film intergranulaire et en inclusion dans les feldspaths potassiques.

Le feldspath potassique (33 à 34 %) est une orthose qui se présente en mégacristsaux subrectangulaires limpides, à nombreuses perthites. Dans la mésostase, on le trouve en cristaux millimétriques subautomorphes avec, là aussi, des perthites très abondantes (anastomosées ou en taches).

Le plagioclase (16 à 17 %) est soit inclus dans les mégacristsaux de feldspath potassique, soit dans la mésostase. Dans le premier cas, il est de petite taille (inférieure à 0,2 mm), maclé albite, de basicité variée, certains individus présentant un léger « zoning » normal. Dans le deuxième cas, le plagioclase est en cristaux automorphes (An 10 à 14), maclé albite.

La biotite (8 à 9 %) se présente en cristaux tabulaires de 2 à 3 mm, à contours déchiquetés. Elle contient de nombreux zircons. On la trouve en paillettes dans les phénocristsaux de feldspath potassique.

La muscovite (4 à 5 %) cristallise (E. Petitpierre) en deux générations : la muscovite primaire, magmatique, et la muscovite deutéritique, qui intervient dans la greisenisation de tous ces faciès. La muscovite primaire se présente en grandes lattes (quelques millimètres) rectangulaires à inclusions variées ; la muscovite deutéritique est discrète mais constante. Elle se présente en facules, associée à du quartz ou en bouquets quand elle se forme à partir du feldspath. Elle peut aussi former des couronnes interrompues autour des muscovites primaires.

L'andalousite apparaît dans certain faciès.

Les minéraux accessoires : zircon, sphène, topaze, épidote et fluorine, restent discrets.

Géochimie. Une étude géochimique très détaillée a été effectuée par E. Petitpierre à partir d'échantillons prélevés systématiquement sur tout le massif. Il est bien sûr difficile de parler de la géochimie du seul faciès qui affleure ici sans faire intervenir les autres faciès du massif de Crevant.

On peut toutefois dire, qu'aux différentes unités pétrographiques définies par E. Petitpierre, correspondent différents faciès géochimiques qui se relaient, définissant une lignée évolutive nette, de type silico-sodique (ceci se voit nettement sur le diagramme $Fe + Mg + Ti/K - (Na + Ca)$; de La Roche, 1964).

À l'échelle régionale, l'originalité géochimique du granite de Crevant reste dans la juxtaposition d'une série de faciès de plus en plus acides, alors que les autres massifs de l'axe du plateau d'Aigurande montrent une plus grande homogénéité. Certaines discontinuités géochimiques observées pour certains éléments (notamment pour le fluor) entre le granite de Crevant et les autres granites à deux micas (ou leucogranites), plaident en faveur d'une origine magmatique différente pour ces deux groupes granitiques.

Géochronologie. L'étude géochronologique de ce massif a été réalisée selon la méthode Rb/Sr (Petitpierre et Duthou, 1980 ; Petitpierre, 1981).

Les six échantillons analysés déterminent une isochrone qui correspond à un âge de 312 ± 6 Ma (Westphalien), avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7082 \pm 0,0015$.

Cet âge westphalien, que l'on peut attribuer à la mise en place du massif, est en accord avec ceux proposés — par J.C. Nicaise (1980), J. Bouloton, (1974), Y. Vialette, (1963), P. Rolin et J.M. Quenardel, (1980), P. Rolin, (1981) — pour les autres leucogranites du plateau d'Aigurande. Cependant, l'absence de déformation dans les cornéennes de l'encaissant gneissique du massif de Crevant a permis de proposer que la mise en place de ce granite soit légèrement postérieure à celle du massif de Crozant.

Le rapport isotopique initial est interprété par J.L. Duthou soit comme le résultat d'une fusion partielle de roches crustales à rapport Rb/Sr faible, soit comme le résultat d'un mélange de matériel mantellique et de matériel crustal. Ce rapport isotopique est très différent de celui obtenu pour les granites de Crozant ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7055 \pm 0,0039$; Rolin, 1981) et semble confirmer l'hypothèse de l'existence de deux magmas différents ayant présidé à la cristallisation des leucogranites à deux micas de Crevant d'une part, et à celle des autres leucogranites du plateau d'Aigurande, d'autre part.

^{40}K - ^{40}Ar . Granite de Chéniers leucocrate, à 2 micas. Ce granite affleure en un petit massif (une dizaine de kilomètres carrés) au sein des migmatites, dans la klippe de Chéniers. Il est intrusif et discordant.

Les faciès granitiques et migmatitiques sont imbriqués les uns dans les autres. Des poches de granite sont disséminées dans les anatexites, lesquelles se rencontrent souvent en enclaves de taille de plus ou moins importante (mais rarement cartographiables) dans le granite.

De teinte grise ou rosée, ce granite présente un grain homogène (2 à 3 mm environ). Les cristaux de muscovite, disséminés de façon régulière, peuvent exceptionnellement être concentrés et la roche prend alors un aspect de leucogranite.

Le quartz, 20 %, se présente en grands cristaux subautomorphes à extinction roulante non systématique.

Les feldspaths, qui constituent 70 % de la roche, sont les minéraux prépondérants. Le pourcentage relatif de feldspath potassique et de plagioclase reste difficile à établir avec précision, de par la faible basicité des plagioclases, la rareté de la macle de l'albite, et le degré d'altération de ces minéraux.

Le feldspath potassique, vraisemblablement de l'orthose, est souvent perthitique. Il se présente en plages fréquemment xénomorphes, parfois maclées Carlsbad ou présentant le moirage du microcline. Les sections sont peu altérées en séricite et en minéraux argileux, et présentent des inclusions de petits cristaux automorphes de plagioclase damouritisé.

Le plagioclase est zoné avec un cœur plus basique (An 30 à 35) que les bords du cristal (albite-oligoclase). Il est rarement maclé albite et présente parfois la macle de Carlsbad. Les cristaux sont subautomorphes et peuvent être associés en synneusis. L'altération se manifeste par la présence de damourite et même de muscovite au cœur des cristaux et dans les clivages. On note quelques myrmékites.

La biotite brune, 7 à 8 % de la roche, se présente en cristaux souvent ployés et dilacérés qui montrent une légère orientation. Elle est légèrement pléochroïque, rarement chloritisée, parfois muscovitisée. Elle renferme de nombreuses inclusions de zircon, en petits grains à halo pléochroïque, et plus rarement d'apatite, de taille plus importante. Les clivages sont souvent soulignés par des oxydes.

La muscovite est extrêmement rare, elle se présente en petites baguettes associées à la biotite, elle est essentiellement secondaire et provient de l'altération de la biotite et du plagioclase.

Les minéraux accessoires sont représentés par :

- de la tourmaline, en petits cristaux jaune vif, souvent associée à la biotite ;
- du zircon ;
- de l'apatite ;
- du sphène associé à de l'ilménite ;
- des petits cristaux subautomorphes de pyrite.

La cordiérite, signalée par les auteurs (Rolin, 1981 ; Bouvier, 1985), n'a été observée qu'au niveau d'enclaves centimétriques brunes, en association avec de la biotite.

La structure de la roche est grossièrement équante, toutefois les phyllites sont alignées (Bouvier, 1985). Le granite montre localement une foliation.

Le granite de Chéniers présente la particularité d'être minéralisé en pyrite, marcassite, et goëthite, mais surtout en uranium (exploitation de la C.F.M. au Fournioux) sous forme d'autunite et de produits noirs (pechblende ?) (Daroussin *in* Quenardel *et al.*, 1984).

Un faciès mésocrate a été reconnu dans la partie nord-ouest du massif, il est riche en minéraux sombres (beaucoup de biotite et un peu de hornblende). Il est légèrement orienté avec une faible tendance porphyroïde.

Les *enclaves* observées dans le granite sont de taille variable mais ne dépassent pas le mètre. Elles sont sombres et contiennent de la biotite associée à de la cordiérite.

La biotite, en voie de déstabilisation, se « fibrilise » jusqu'à donner de la sillimanite fibreuse.

On note quelques rares cristaux de sillimanite prismatique associés à de la muscovite.

La cordiérite est très pinnitisée et elle est associée à de la biotite ou à de la muscovite.

On a, de plus, observé un minéral vert clair à pléochroïsme léger, clivages fins et ouverts, et à nombreuses cassures. Ce minéral (peut-être une chlorite ou une biotite décolorée) montre une extinction droite, un allongement positif, et une biaxie négative. Il polarise dans des teintes très diffractées.

Géochimie. Aucune étude géochimique des éléments majeurs n'a été réalisée sur le granite de Chéniers.

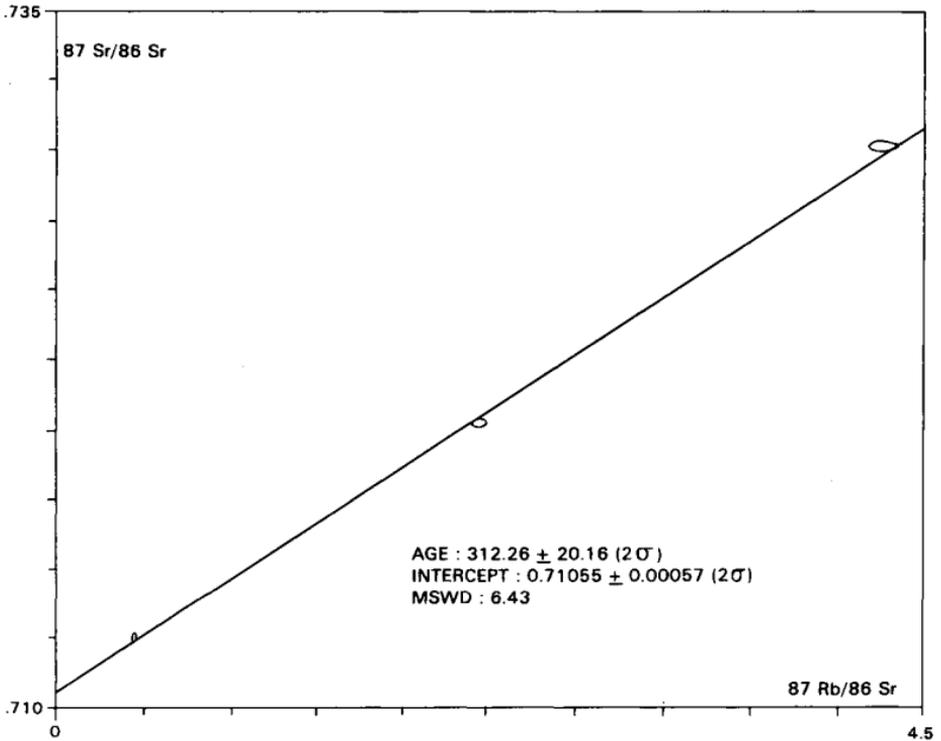


Fig. 3 - Droite isochrone Rb/Sr sur feldspaths (K et Na) - roche totale obtenue pour le granite de Chéniers

Géochronologie. Une datation par la méthode Rb/Sr a été effectuée sur le granite de Chéniers (sur feldspaths potassiques et roche totale) (fig. 3). On obtient un âge de 312 ± 20 Ma avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{SrP} = 0,71055 \pm 0,00057$ (comm. orale, J.C. Baubron) pour la mise en place du granite. On obtient aussi des âges de 266 et 274 Ma qui sont à associer à une albitisation secondaire vraisemblablement induite par des réajustements tectoniques. Ces âges peuvent aussi être corrélés avec la minéralisation uranifère du Fourniaux.

Domaine de Boussac

L'unité de Boussac forme un coin, délimité par la faille de Boussac au Nord, et par la faille de la Marche au Sud. Cet ensemble est constitué par des séries gneissiques percées par des massifs acides et basiques. Il forme un ressaut topographique intermédiaire entre le plateau d'Aigurande qu'il surplombe et les plateaux de la Marche qui le dominent.

Formations métamorphiques

Elles forment l'encaissant des intrusions acides et basiques.

M. Migmatites (anatexites, gneiss, métatexites). Elles présentent une très grande variété de faciès, depuis les anatexites à aspect de granitoïde jusqu'à des gneiss fins et grossiers, parfois métatectiques.

Le faciès de migmatite le plus évoluéaffleure à l'Ouest de Telline (Est de la carte).

C'est une roche à aspect granitoïde, à grain moyen (2 à 3 mm) à structure équante, qui rappelle le faciès des gneiss d'Aubusson. Elle est constituée de quartz (25 à 30 %), de feldspath potassique (25 %), de plagioclase (oligoclase-andésine, 25 %), de biotite souvent associée à de la cordiérite et à de la muscovite. L'apatite et le zircon restent en quantité accessoire.

Ces migmatites vraies sont souvent associées à des faciès plus gneissiques où aucune trace de migmatisation n'est décelable. Ce sont des gneiss soit finement lités, soit plus grossiers et quartzo-feldspathiques.

Signalons un affleurement plus particulier observé sur la route allant de Bonnat au Monteil (pont du Pouyoux). Il s'agit d'un orthogneiss folié à grain fin où se détachent des « yeux » de quartz laiteux de 0,5 cm de diamètre environ. La structure est planaire et la foliation est marquée par l'orientation des phyllites et des yeux de quartz. Cet orthogneiss passe, au Nord, à un faciès aplitique rosâtre à grain fin, à micas noirs et blancs. Dans les deux faciès (porphyroïde et aplitique), la foliation est affectée par des plis d'amplitude décimétrique, à axes horizontaux.

Il est impossible de différencier cartographiquement, au sein des migmatites de Boussac, les faciès migmatitiques s.s. des faciès gneissiques, tant le mélange de ces deux faciès est intime et constant.

En l'absence de datation absolue sur cette formation, on peut considérer que l'âge des migmatites de Boussac est le même que celui des anatexites des autres domaines du Nord-Ouest du Massif central (soit 370 à 356 Ma ; Duthou, 1977, 1984).

ζB. **Gneiss de La Borde.** C'est un faciès de gneiss fins très planaires. La roche est massive et sombre, mais lorsqu'elle est altérée, elle prend une teinte ocre et se délite très facilement.

Macroscopiquement, deux faciès se distinguent : le faciès fin « varvé » et le faciès « massif ».

Le faciès « varvé » montre une alternance très fine (inframillimétrique) de lits micacés noirs et de lits quartzo-feldspathiques, qui peuvent atteindre 1 à 2 mm d'épaisseur.

Le faciès massif se caractérise par un assombrissement de la roche dû à la réduction de la taille des filonnets quartzo-feldspathiques.

Au microscope, les gneiss de La Borde présentent une structure planaire.

Le quartz est déformé, il présente toujours une extinction roulante, et dans les faciès les plus affectés par la déformation, il est granulé et forme des mosaïques.

Le feldspath potassique est en petits grains associés au quartz ou en plages plus grandes (1 à 2 mm) fracturées.

Le plagioclase (albite-oligoclase) est en cristaux souvent fracturés et disloqués.

La biotite brune est très pléochroïque ; saine au cœur de la série, elle se déstabilise en chlorite au contact avec les gabbro-diorites.

Le grenat, généralement de petite taille (0,5 à 1 mm), est soit contourné par la foliation, soit pris dans cette dernière. Il contient souvent des cristaux de biotite.

À l'intérieur de la série, on trouve un orthogneiss très leucocrate. Il s'agit d'une roche à gros grain (0,5 à 1 cm) constituée de quartz, feldspath, et micas. Sa foliation est concordante avec celle des gneiss encaissants.

Associées aux gneiss de La Borde, on rencontre des zones à silicates calciques, soit individualisées au sein même des gneiss (filonnets centimétriques à remplissage d'épidote ou amandes pluricentimétriques de pistachite), soit en affleurements métriques, qui sont alors très riches en pyroxènes, sulfures et oxydes.

L'affleurement du Mazeau, visible à la faveur d'une ancienne carrière aux environs de Clugnat, est constitué par ce dernier faciès à silicates calciques. La roche, très sombre, est massive et dense, elle est imprégnée de sulfures (pyrite et chalcopyrite). Le contact avec les gneiss fins semble concordant au plan de schistosité des gneiss. Cette roche contient :

- 35 à 40 % de pyroxène (diopside), incolore, en cristaux xénomorphes, dont la taille varie de 0,5 à 2 mm ;
- 15 à 20 % de pistachite très calcique en grains xénomorphes ;
- 25 à 30 % d'anorthite (An 90, déterminé à la microsonde électronique) qui se présente en petits cristaux (1 mm) ne montrant aucun zonage ;
- 10 % d'oxydes et de sulfures.

La composition chimique de cette roche (teneurs élevées en fer total et en CaO, et faibles en silice et en alcalins) l'apparente à un skarn.

Les gneiss de La Borde sont indissociables d'une formation plus riche en lits quartzo-feldspathiques : les gneiss rubanés. Mais ce terme, que l'on observe bien sur la carte située plus à l'Est (Boussac à 1/50 000), n'affleure pas sur notre secteur.

Formations éruptives

Les termes acides

Au sein du domaine de Boussac, on observe plusieurs petits massifs granitiques affleurant en lames orientées E-W à SW-NE : le granite de Telline, le granite de La Vallade, et le granite de Fareille. Sur la feuille Aigurande n'affleurent que les deux premiers massifs.

$\gamma^3 T$. **Granite de Telline.** C'est une roche à grain plurimillimétrique, montrant des cristaux de feldspath blanc ou rose et de la biotite. Localement, une orientation bien soulignée par les phyllites est visible, elle est de direction N 90° à N 110°.

Les contacts avec les séries métamorphiques encaissantes, quand on peut les observer, sont très progressifs : passage des faciès granitoïdes à des faciès nettement foliés, sur quelques dizaines de mètres.

Ce granite contient du quartz (30 %), du feldspath potassique (25 à 30 %), de l'oligoclase (25 %), de la biotite (15 %), de la muscovite (assez rarement), de l'apatite, du zircon et des oxydes.

$my\gamma^3$. **Granite mylonitisé de La Vallade.** Ce granite forme un petit massif allongé d'Est en Ouest sur 7 à 8 km, à l'extrême Ouest du domaine de Boussac. Il est limité par la faille de Boussac et par l'un de ses satellites.

C'est un granite à grain moyen (plurimillimétrique) ; les cristaux de feldspath, de longueur parfois supérieure au centimètre, confèrent à la roche un aspect porphyroïde.

La cataclase est très importante au sein de ce granite, de même qu'une déformation qui développe une foliation subverticale N 90°, donnant à la roche un aspect parfois franchement gneissique.

La minéralogie est la suivante :

- le quartz (30 %) est disposé en rubans et plaquettes, morcelés dans les faciès les plus déformés ;
- le feldspath potassique, qui forme 25 à 30 % de la roche, est maclé Carlsbad ; il peut être associé au quartz dans les rubans induits par la déformation ;
- le plagioclase est très séricitisé (An 10 à 20 %) et forme environ 15 à 20 % de la roche ;
- la biotite (15 % de la roche) est saine sauf près des bordures où elle est pseudomorphosée en chlorite.
- les minéraux accessoires (apatite, zircon, et oxydes) sont surtout liés aux biotites.

Il n'a pas été effectué d'analyse chimique sur ce faciès et, en l'absence de datations géochronologiques, on peut se baser sur les études tectoniques effectuées par G. Lerouge (1984, 1987) pour avancer un âge westphalien pour la mise en place de ce granite.

Les termes basiques

θ-η. Gabbro-diorites. Dans le domaine de Boussac, on observe trois massifs de roches basiques : les massifs de L'Age, de Blandat-Clugnat, et de Beaumont-Huriel (Lemaire, 1987). Sur la carte géologique Aigurande n'affleurent que les deux premiers.

Le massif de L'Age est le massif le plus occidental ; il forme une lentille allongée sur 12 km et large d'environ un. Les contacts avec l'encaissant sont faillés : au Nord, la faille de Boussac, et au Sud, la faille de la Marche. Le contact avec les migmatites de Boussac ne semble pas tectonique mais il reste toutefois difficile à préciser, faute d'affleurements.

Ce massif est principalement constitué de gabbros à gros et moyen grain (plurimillimétrique à centimétrique). Au barrage de L'Age, des filons granitiques roses recourent l'ensemble basique, et au sein du massif on trouve des poches syénitiques qui montrent des contacts lobés avec les gabbros. Filon et poches syénitiques représentent un très faible volume (0,5 %) par rapport au volume des roches basiques.

Le massif de Blandat-Clugnat. Dans sa partie ouest (Blandat), il est comme le précédent, limité au Nord par la faille de Boussac et, au Sud, par la faille de la Marche. Les bordures sont très déformées et mylonitisées mais le cœur du massif est constitué de roche non orientée où le caractère magmatique est conservé. Ce massif est moins long, mais plus large que le massif de L'Age. Tout comme pour ce dernier, il est impossible de bien individualiser le contact avec les migmatites ; par contre, les gabbro-diorites sont intrusives dans les séries gneissiques de La Borde où se développe un léger métamorphisme de contact.

Ce massif est constitué par des gabbros à gros grain (centimétrique), surtout vers l'Est. À l'Ouest, le grain est plus petit (0,5 cm). On y observe quelques filons granitiques, mais aucune poche syénitique n'y a été observée. P. Bouvier signale un faciès mélanocrate à gros grain, constitué d'amphibole et de biotite, et enclavé dans ce massif gabbro-dioritique.

Dans sa partie est (Clugnat), large de un kilomètre environ, ce massif s'allonge sur 5 km et n'est séparé du massif de Blandat que par une mince bande de gneiss de La Borde. Il n'est en fait qu'un satellite du précédent (Blandat). Il est limité au Sud par la faille de la Marche ; ses autres contacts semblent être intrusifs dans les gneiss.

On y rencontre principalement des gabbros à gros grain, à amphibole seule, mais aussi des faciès à amphibole et biotite. Aucun filon granitique ni aucune poche syénitique n'y ont été décrits.

L'ensemble de ces deux massifs correspond (Bouvier, 1985 ; Lemaire, 1987) à la partie apicale d'une même intrusion encaissée dans les gneiss. La structuration est moins importante que dans les autres massifs et les faciès échantonnés y sont plus développés.

Faciès. Ces massifs basiques ne sont pas homogènes tant à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle de la lame mince. Plusieurs faciès y sont indifféremment observables :

— des *gabbro-diorites à gros grain* (centimétrique) qui forment le cœur des massifs et que l'on rencontre surtout dans le massif de Clugnat et dans la partie occidentale du massif de Blandat.

Ce sont des roches claires à structure plus ou moins orientée. À l'œil nu, on observe des amphiboles qui peuvent atteindre 5 cm, quelques biotites en lamelles millimétriques et des mouches de pyrite, dans une matrice feldspathique blanche. Le long de fines cassures (remplies d'épidote) qui affectent la roche, peuvent être rassemblés des petits grains de quartz ;

— des *gabbro-diorites à grain moyen* (2 à 5 mm) qui constituent l'essentiel du massif de L'Age et de la partie orientale du massif de Blandat.

Ce faciès à une couleur plus foncée du fait de la taille plus réduite des cristaux.

Minéralogie. Elle est semblable dans les deux faciès. Le plagioclase forme 30 à 40 % du volume de la roche. Il se présente en cristaux subautomorphes. La teneur en anorthite (déterminée à la microsonde électronique) est toujours plus importante dans les faciès plus sombres. Dans le massif de L'Age, elle varie de 63 à 87 % et les cristaux sont homogènes ; on n'observe pas de zonage. Dans le massif de Clugnat, les taux d'anorthite sont plus faibles (de 55 à 70 %), mais le zonage (indifféremment droit ou inverse) y est souvent observé.

L'amphibole (40 %) se présente, dans les faciès observés sur la carte Aiguande, en cristaux automorphes, parfois pœcilitiques, groupés en amas polycristallins. C'est une magnésio-hornblende (déterminée à la microsonde électronique), vert sombre, pléochroïque, montrant une bonne homogénéisation chimique. Ces amphiboles sont souvent déstabilisées en épidote et en chlorite.

La biotite est toujours associée à l'amphibole et ne dépasse pas 5 % du volume de la roche. On peut distinguer deux types de biotite : d'une part une biotite brune, magnésienne, d'autre part une biotite verte, qui semble se développer à partir de la première et qui est très abondante dans les zones cisailées ainsi qu'aux abords des filons granitiques traversant les massifs de roches basiques (zone de circulation importante de fluides). Cette deuxième biotite, plus magnésienne, est souvent associée à de la calcite intergranulaire et se déstabilise souvent en chlorite.

L'épidote apparaît surtout dans les faciès tectonisés. C'est une pistachite qui forme des agrégats polycristallins, incolores à verdâtres, ou qui se dépose dans les fissures et le long de filonnets millimétriques.

La chlorite se développe aux dépens de la biotite ou de l'amphibole, c'est une ripidolite.

La calcite est toujours présente, c'est un produit de déstabilisation de l'amphibole et du feldspath. Elle se présente en petits grains inclus dans les amphiboles ; c'est alors une calcite pure, et pour P. Bouvier (1985) elle est à relier à la déstabilisation des pyroxènes qui présidaient peut-être à leur cristallisation. On trouve aussi de la calcite en plages intergranulaires ou en filonnets, il s'agit alors d'une calcite contaminée par du fer et magnésium (3 à 5 %). Elle est plus tardive que la calcite en grains et se rencontre surtout dans les zones à circulation importante de fluides. On la trouve également en petits cristaux dans les plagioclases et proviendrait, alors, de la déstabilisation très tardive de ces minéraux.

Les opaques sont représentés essentiellement par de la pyrite (2%) qui cristallise en petits cubes isolés ou groupés en amas centimétriques. On trouve plus rarement de la chalcopyrite qui s'oxyde en hématite. On observe aussi de l'ilménite le long des clivages des minéraux ferro-magnésiens.

On trouve enfin de l'apatite, du sphène (automorphe, parfois de grande taille, 2 à 5 mm), du leucoxène, et du zircon. Une étude typologique des zircons prélevés dans ces faciès, a été effectuée par P. Bouvier (1985). Il en conclut que le magmatisme basique du domaine de Boussac présente de grandes convergences avec les séries calco-alcalines potassiques classiques.

Faciès associés. Comme nous l'avons vu plus haut on trouve, au sein de ces gabbro-diorites, des enclaves mélanocrates, des poches syénitiques, et des filons granitiques.

— *Enclaves mélanocrates.* Elles se rencontrent à l'échelle de l'affleurement ou à l'échelle de la lame mince, mais leurs dimensions n'en permettent jamais le report cartographique. Elles sont constituées d'une roche sombre à grain inframillimétrique. Les contacts avec les roches encaissantes sont francs mais irréguliers.

Leur minéralogie est quasiment identique à celle des gabbro-diorites si ce n'est :

- un pourcentage en ferro-magnésiens très élevé ;
- une forte basicité des plagioclases (An 70 à 85 %) ;
- une xénomorphie des amphiboles qui constituent ici environ 70 % de la roche ;
- une composition chimique légèrement différente pour les biotites (ce sont des phlogopites plus magnésiennes).

P. Bouvier (1985) assimile ces enclaves à des cumulats à amphiboles.

— *Poches quartz-monzonitiques.* Uniquement visibles dans le massif de L'Age, ces roches ont, avec les roches encaissantes, des contacts de deux sortes : soit tectonique (suivant des directions N 100°-N 120°), soit magmatique (ce sont alors des contacts lobés, sans bordure réactionnelle).

Ce sont des roches à gros grain (0,5 à 1 cm), claires, très orientées. Leurs minéraux sont toujours très fracturés et déformés. Elles contiennent :

- 35 à 40 % d'oligoclase très altéré ;
- 20 à 25 % de feldspath potassique en grands cristaux séricitisés, qui présentent parfois la macle du microcline et qui contiennent des inclusions de plagioclase et de biotite ;
- 10% de quartz en petits cristaux à extinction roulante ;
- 5 à 10% de biotite toujours déstabilisée en chlorite ;
- de l'amphibole très rarement ; elle est xénomorphe, pseudomorphosée, souvent en chlorite et en épidote, et n'apparaît que près des contacts avec les gabbros ;
- des minéraux accessoires (zircon, apatite, opaques et sphène).

— *Filons granitiques.* Ce sont des filons rosâtres dont la puissance varie de quelques centimètres à un mètre. On les rencontre surtout dans le massif de Blandat. Ils sont toujours encaissés dans les gabbro-diorites, on ne les trouve jamais dans un encaissement gneissique. Ils ne présentent pas d'orientation préférentielle et sont soit aplitiques, soit pegmatitiques.

Au contact filon—roche basique, le gabbro voit ses feldspaths se colorer en rose (augmentation de feldspath potassique ?). Ce phénomène peut aussi s'observer ailleurs qu'au niveau de ces contacts, et plus généralement dans des zones à grande circulation de fluides (zones cisailées, filons, etc.).

Au microscope, on observe une structure cataclastique. Le quartz (25 %) est en petits grains à extinction roulante ; le feldspath potassique (25 %) est en grands cristaux altérés et fracturés, et montre la macle du microcline ; le plagioclase (25 %) est séricitisé et on y observe des torsions de macle ; la biotite (5 à 10 %) est très rétrotransformée en chlorite ; l'épidote (pistachite) est présente en petits grains ou en filonnets, surtout dans les faciès cataclasés ; le sphène, l'apatite, et le zircon sont en quantité accessoire.

Des cristaux d'amphibole presque totalement transformés en chlorite et en épidote ont, comme dans les syénites, été observés en bordure des contacts filon—roche basique. P. Bouvier suggère que ces xénocristaux puissent être soit des cristaux appartenant aux gabbro-diorites, piégés lors de la mise en place des filons granitiques, et aux poches syénitiques, soit des produits de réaction.

Géochimie. Une étude géochimique très détaillée des faciès gabbro-dioritiques a été effectuée par P. Bouvier (1985). Il en a tiré les conclusions suivantes :

- la série basique est cumulative en plagioclases ;
- les teneurs assez faibles en nickel et en chrome confirment que ces roches ont subi une étape de différenciation en profondeur ;
- les gabbro-diorites se sont différenciées par cristallisation fractionnée à partir de liquides primaires issus de la fusion partielle, plus ou moins importante, de matériel mantellique géochimiquement homogène ;
- les gabbros montrent un chimisme calco-alcalin à affinité potassique ;
- le chimisme de certains faciès est très perturbé par l'arrivée de fluides enrichis en potassium, baryum, strontium, terres rares, et thorium ;
- les constituants des poches quartz-monzonitiques et des filons sont très difficiles à distinguer chimiquement, car certains filons appelés granites (d'après des critères de terrain) sont en fait constitués de roches à composition de quartz-monzonites.

Âge de mise en place. Un programme de datation sur les gabbro-diorites est actuellement en cours par la méthode U/Pb sur zircon. Des mesures K/Ar sur amphibole (Cantagrel, 1973) donnent pour le massif de Clugnat un âge de 421 ± 12 Ma et, pour le massif de Beaumont—Huriel, un âge de 337 ± 9 Ma et un âge de 328 ± 9 Ma. Ces deux derniers âges correspondraient à un rajeunissement des amphiboles dû à un contraste thermique induit par la mise en place des granites à deux micas du plateau d'Aigurande et de la Marche. L'âge de 421 Ma correspondraient quant à lui aux reliques d'un métamorphisme ancien.

Les observations de terrain montrent :

- d'une part que les gabbro-diorites en enclaves dans le granite de Guéret sont antérieures à la mise en place de ce granite (356 Ma) ;
- d'autre part, les contacts entre les migmatites de Boussac et les gabbro-diorites semblent indiquer que ces dernières sont postérieures à la migmati-

sation, attribuée au Dévonien moyen (380 à 370 Ma). La mise en place des gabbros-diorites du domaine de Boussac peut donc raisonnablement se situer entre 370 et 360 Ma.

Les âges de 337 et 328 Ma peuvent être l'image d'un rajeunissement des amphiboles, mais l'âge de 412 Ma n'a pas de réalité géologique.

Conclusion

Le domaine de Boussac est caractérisé par un magmatisme basique qui se met en place dans des séries métamorphiques dont l'évolution est semblable à celle des séries du plateau d'Aigurande. La série calco-alcaline montre des affinités avec les lignées subalcalines, du fait de la contamination de ces roches par des circulations de fluides très riches en potassium et autres éléments.

FORMATIONS POSTHERCYNINIENNES

Nous regroupons, ici, des dépôts attribués par leurs faciès à l'Éocène (« Sidérolitique ») et les formations superficielles.

Dépôts tertiaires

e. **Éocène (« Sidérolitique »). Conglomérats, galets, sables, limons.** La feuille Montluçon à 1/80 000 porte de grandes taches de « Sidérolitique » à Genouillac et à Tournessac, mais elles correspondent en fait aussi bien à des terrains effectivement tertiaires qu'à leurs produits de remaniement superficiel sur les glacis, et même à des dépôts de terrasses alluviales. Sur la carte Aigurande à 1/50 000, il n'est figuré que le point d'observation de dépôts anciens vraisemblables, parce que recoupés par les glacis (surface S3). C'est par comparaison de ces faciès avec ceux, datés du Cuisien et affleurant sur les cartes voisines (Guéret à 1/50 000 dans le bassin de Ladapeyre, et Évaux-Bains à 1/50 000 dans le bassin de Gouzon), ainsi qu'en Brenne, qu'on peut les attribuer à l'Éocène inférieur et moyen.

Au Sud-Ouest de Mortroux, une petite carrière entaille des sables à graviers de quartz bien roulés, avec des stratifications obliques, métriques, ainsi que des galets mous (matériel argilo-limoneux de plaine d'inondation ou de chenal abandonné) ; localement, ce matériel est induré en grès friable et diaclasé (directions N 30°-N 110°).

Entre Genouillac et Tournessac, quelques affleurements montrent des poudingues à galets de quartz (maximum : 35 cm de longueur), des grès friables blancs ou jaunâtres, et des sables fins et grossiers de même couleur. On observe parfois de grandes stratifications obliques. Les grains sont surtout en quartz, mais les feldspaths sont localement abondants. À Genouillac même, les dépôts tertiaires reposent sur une paléotopographie inclinée vers le Nord. L'épaisseur totale des sédiments dans ce « bassin » peut dépasser 40 mètres.

Formations superficielles (fig. 4)

Nous rassemblons, ici, des formations peu épaisses (0,5 m à plus de 2 m), toujours en rapport étroit avec la surface topographique actuelle, celle-ci étant localement confondue avec une surface plus ancienne.

B. Formation des plateaux. En position de plateau, on peut opposer les altérites et les formations à galets de quartz. Ces formations étaient d'ailleurs confondues sous le même symbole (limon des plateaux) sur la carte à 1/80 000 qui recouvre ce secteur. Sur les granites, l'arénisation est très irrégulière (plus de 8 m à Chamsanglard) et laisse, çà et là, des tors et des chaos de boules. Les arènes, comme les roches cristallophylliennes, portent des sols épais (plus de 1 m), de type brun acide à brun lessivé, avec, parfois à la base, une stone line à cailloux anguleux de quartz. Très localement, le sol actuel est développé sur un ancien sol rubéfié (tranchée de la N140 près des Bétoules), en rapport étroit avec les restes des glacis (surface S3), et non avec d'éventuels placages de Sidérolitique. Dans toute la feuille, comme sur les feuilles voisines, la grande proportion d'argile de ces sols détermine une forte hydromorphie : la végétation corrélative (joncs) est observable dans les prairies peu ou pas drainées ; les talus de route et les fossés montrent les taches de marmorisation caractéristiques.

Les formations à galets de quartz (voir aussi fig. 6, en dépliant) sont localisées systématiquement dans le tiers inférieur des glacis (surface S3) et sur les hautes terrasses alluviales (« gouttières »). Sur les glacis, où les bonnes coupes sont rares, les galets peu émoussés sont noyés dans une matrice argilo-sableuse. Les galets sont toujours en quartz filonien, parfois volumineux (plus de 30 cm). Il n'a été rencontré qu'une seule fois (Malval) un galet de cuirasse ferrugineuse typique du « Sidérolitique ». L'origine des galets de quartz peut être double : dans une première hypothèse, ces galets peuvent provenir du remaniement de sédiments antérieurs (éocènes), le long d'un glacis ; c'est probablement le cas de ceux rencontrés aux environs de Genouillac. Dans la deuxième hypothèse, ces galets de quartz pourraient provenir d'un façonnement sur le glacis lui-même et, dans ce cas, la formation à galets de quartz, non datée, pourrait représenter la formation corrélative du glacis. Cette deuxième hypothèse est étayée par de nombreux arguments : usure faible des galets, abondance de la matrice, faible épaisseur de la formation (1 à 2 m) et enfin, localisation systématique dans le tiers inférieur du glacis.

Les blocs de quartz anguleux (5 cm à plus de 50 cm) sont localement abondants. Ils indiquent la proximité immédiate de filons ou d'amygdales de quartz dans les roches sous jacentes.

Formations des versants. La rareté des affleurements ne permet pas de bonnes observations des arènes litées, ni de formations à blocs classiques dans les régions granitiques, à la différence de ce que l'on peut trouver plus au Sud (feuilles Guéret, La Souterraine, etc.). Par contre, la richesse des roches cristallophylliennes en filons et amygdales de quartz, détermine la

Formations des plateaux

BY : sur granites

BΞ : sur roches cristallophylliennes

Formations des versants

CY : sur granites

CΞ : sur roches cristallophylliennes

Terrasses alluviales moyennes

Fx, Fy

Formations des fonds de vallées et vallons : Fz

* Altérites rouges

▷ Quartz anguleux

○ Placage d'alluvions de très haut niveau

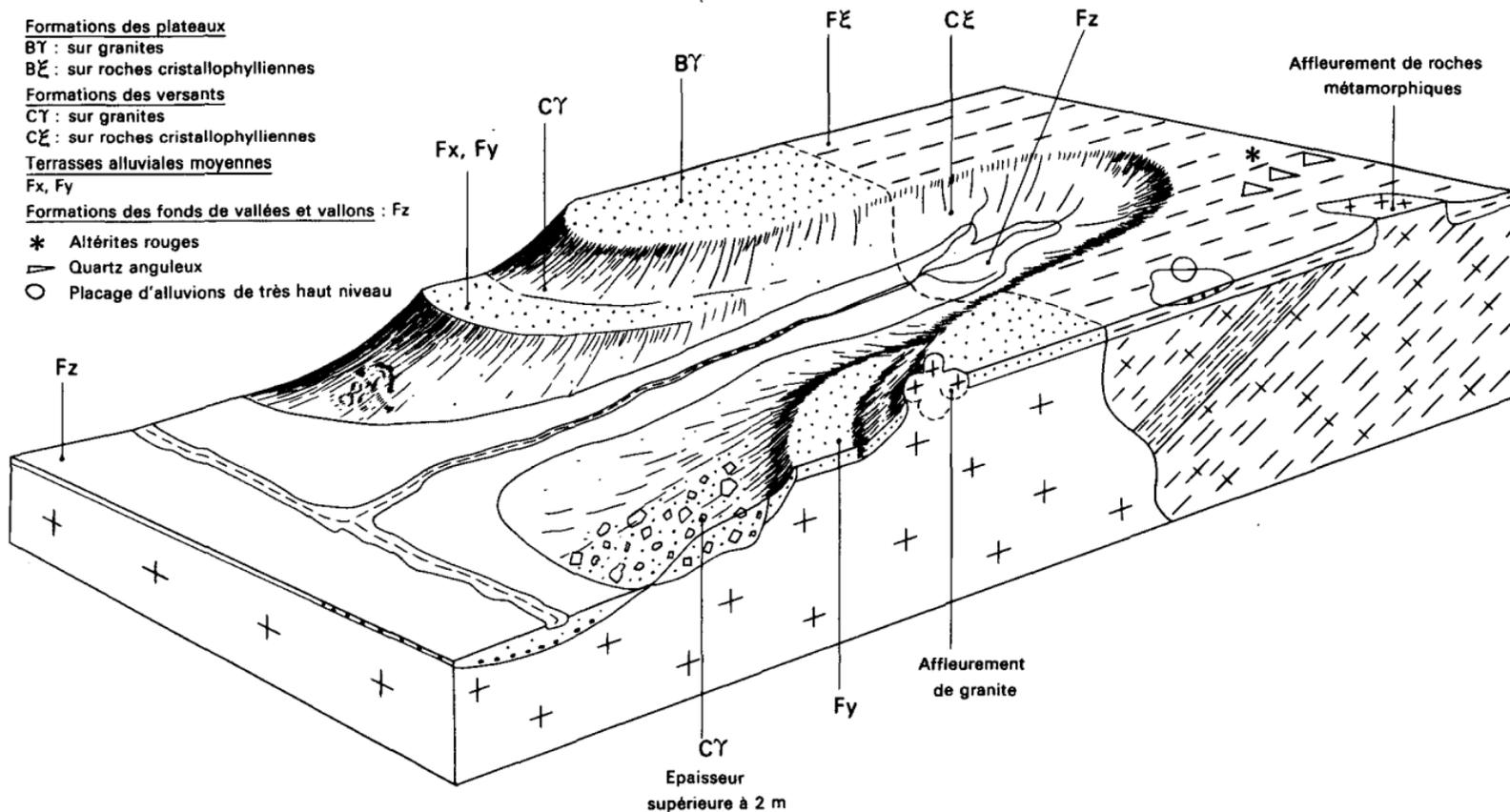


Fig. 4 - Formations superficielles

présence systématique de blocs anguleux, parfois très gros (1 m^3), dans toutes les colluvions riches en matrice argileuse, et montrant, d'une manière très régulière, des taches d'hydromorphie dans les vallons sans drains artificiels.

Fx ; Fy. **Terrasses alluviales moyennes.** Les terrasses alluviales de la Petite - et de la Grande-Creuse montrent rarement des dépôts grossiers et bien stratifiés, ces derniers étant toujours recouverts d'importantes colluvions à quartz anguleux. On peut reconnaître au moins trois niveaux de terrasses dans la Grande-Creuse et deux dans la Petite-Creuse, mais très discontinus, en raison de l'enfoncement en gorges de ces rivières. Seule la « gouttière » de la Petite-Creuse, large de 3 km au maximum, apparaît bien dans le paysage.

Fz. **Alluvions récentes des fonds de vallées et vallons.** Les alluvions actuelles des ruisseaux et rivières sont formées de sables et de galets de roches variées, plus ou moins usés. Les fonds de vallons suintants, ainsi que les plaines alluviales des ruisseaux, ne sont occupés que par des marécages tourbeux, avec des épaisseurs de tourbe dépassant parfois 75 cm.

Cas particulier des quartzites. Dans la région de La Célette, l'abondance locale des quartzites donne des formations superficielles peu épaisses, caillouteuses et pauvres en argiles. La carrière située en bordure de la D3, au SSE de La Célette, près de La Loge, montre de belles figures de cryoturbation, sous la forme de cellules profondes d'environ 50 cm. Sur de tels matériaux quartzitiques, facilement désagrégés en sables, l'altération récente développe des sols de type podzol humifère, très minces (10 cm seulement).

Âge des formations superficielles. Par comparaison avec les cartes géologiques voisines, on peut proposer des équivalences, mais qui resteront hypothétiques jusqu'à la découverte de faunes ou de flores.

La formation à galets de quartz, en position de bas de glaciaire, est antérieure au creusement des vallées récentes. C'est l'équivalent de la très haute terrasse sur le Jurassique du Sud du bassin de Paris, ainsi qu'en plein socle dans la vallée du Thaurion (feuilles Ambazac et Bourgneuf à 1/50 000). On peut leur attribuer un âge plio-villafranchien.

Les altérites (arènes, formation à stone line, sols rouges, sols bruns très argileux et hydromorphes) sont postérieures à la formation à galets de quartz, puisque celle-ci ne renferme pas de matériaux visiblement dérivés de ces altérites. Celles-ci ont donc pu commencer à se former dans le Quaternaire ancien et leur élaboration continue actuellement. Les figures de cryoturbation de La Célette datent probablement de la dernière période froide du Quaternaire, tout comme les arènes litées et la formation à blocs.

TECTONIQUE

ZONE DE CISAILLEMENT DE LA MARCHE—COMBRAILLES (Z.C.M.C.)

Les accidents qui affectent toutes les formations du Sud de la carte Aigu-rande, appartiennent à la partie centrale de la Zone de cisaillement de la Marche—Combraille (fig. 5).

Cette zone de déformation constitue l'une des structures majeures de cette portion de chaîne paléozoïque. Elle est formée par les accidents de la Marche, de Chambon-sur-Voueize et de Boussac (Lerouge *et al.*, 1983).

Faïlle de la Marche

Cet accident est constitué d'une zone déformée d'une puissance de l'ordre du kilomètre. Il est sensiblement orienté E-W et se prolonge de part et d'autre, en dehors des limites de la carte, jusqu'au seuil du Poitou à l'Ouest, où il se raccorde à la Zone de cisaillement sud-armoricaine, et jusque dans la région de Hérisson à l'Est, où il disparaît sous la vallée du Cher.

Plusieurs jeux successifs sont identifiables le long de cet accident. Jusqu'au Westphalien, les déformations enregistrées sont essentiellement ductiles ; postérieurement, l'accident de la Marche a rejoué de multiples fois en développant des structures fragiles.

Les déformations ductiles liées à l'accident de la Marche se manifestent par une orthogneissification dont la répartition, le style et l'intensité sont hétérogènes (Lerouge, 1984 ; Marckmann, 1984). La puissance de la zone orthogneissifiée peut atteindre 2,5 km et la déformation y induit des faciès peu déformés, ainsi que tous les stades intermédiaires jusqu'à des ultramylonites. Dans cette zone déformée, aucun gradient de déformation n'a pu être mis en évidence selon des coupes perpendiculaires aux structures.

Les déformations cassantes développent des zones de brèches généralement retromorphosées dans la zone à chlorite.

● Le jeu le plus ancien, *Carbonifère inférieur*, induit dans le granite de Chanon des déformations ductiles. Des plans *C* généralement orientés N 95° à N 110° se sont développés. Ces plans verticaux sont porteurs d'une linéation plongeant de 20° maximum vers l'Ouest (ce plongement traduisant une composante verticale associée au cisaillement). L'orientation des plans de foliation mylonitique, *S*, généralement verticaux, varie de N 75° à N 95°. L'angle entre les deux discontinuités est généralement voisin de 20°. Les relations entre ces microstructures permettent de montrer que cette déformation correspond à un décrochement dextre E-W (Lerouge *et al.*, 1983). La déformation s'est effectuée dans le domaine de stabilité de la biotite et est compatible avec un raccourcissement régional orienté NW-SE à NNW-SSE.

Aucune trace de cette déformation dextre n'a pu, par contre, être mise en évidence dans les leucogranites de la Marche, qui lui sont donc postérieurs.



Fig. 5
Localisation
des principaux accidents

Zone de cisaillement de la Marche-Combrailles

- 1 : Faille de la Marche
- 2 : Accident de Chambon-sur-Voueize
- 3 : Accident de Boussac

Accidents chevauchants

- 4 : Chevauchement de Chambon
- 5 : Chevauchement de Gargillesse
- 6 : Chevauchement des migmatites

Principaux accidents cassants

- 7 : Faille de Méasnes-Pidon
- 8 : Faille de La Châtre

● Au *Namuro-Westphalien* on retrouve les traces d'un rejeu senestre, ductile, dans les leucogranites du domaine de la Marche (Jalesches, bois de Chabannes, Saint-Jean) (Lerouge *et al.*, 1983 ; Quenardel *et al.*, 1984 ; Lerouge, 1984). La déformation y développe des plans *C* subverticaux dont l'orientation varie de N 80° à N 110°. Ils sont porteurs d'une linéation de type « a » qui plonge de 10 à 20° vers l'Est, en général, et qui peut, localement, être plus inclinée, traduisant une composante verticale plus importante synchrone du décrochement. Entre les microcisaillements, les plans d'aplatissement des minéraux (plan *S*) sont sigmoïdes, leur orientation varie de N 110° à N 150°. La déformation s'est effectuée dans le domaine de stabilité de la biotite. L'analyse des microstructures permet de les interpréter comme le résultat d'un cisaillement senestre (Lerouge *et al.*, 1983) compatible avec un raccourcissement régional NE-SW à NNE-SSW. Ce sens de décrochement est confirmé par l'étude microscopique des axes « C » du quartz (Marckmann, 1984).

Les structures relatives à cette déformation sont présentes dans l'ensemble des leucogranites à grain grossier et moyen, mais ne se retrouvent pas dans les faciès fins (granite de La Bétouille) qui sont situés sur le tracé de la zone affectée par le cisaillement.

Dans le granite de Chanon, à la limite du domaine de Boussac, on observe aussi des figures de cisaillement senestre, qu'on peut rattacher à cette phase, mais elle traduisent, ici, un régime de déformation fragile (lentilles tectoniques, stries mécaniques).

Les granites de Boudacher et de Toulx-Sainte-Croix ne sont pas affectés par ces déformations ductiles.

Dans la partie orientale de la carte, dans le granite de Jalesches, différentes phases de déformation sont observables, mais il est encore plus difficile de les individualiser et de les classer chronologiquement. On remarque, en effet, des traces de déformations ductiles (foliation verticale à N 70°), mais aucune cinématique ne peut être déduite de ces structures qui sont fortement cataclasées par des déformations postérieures.

Au Nord de l'accident de la Marche, lors des différents cisaillements, les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande sont mylonitisées avec développement d'une nouvelle foliation verticale et parallèle à la faille.

Dans le domaine de Boussac, dans les séries métamorphiques comme dans les gabbro-diorites, ce rejeu ductile de la faille de la Marche a engendré des foliations qui reprennent des déformations antérieures. Elles ont une direction voisine de N 70° à N 90° et sont à pendage vertical.

● Postérieurement aux déformations ductiles westphaliennes, l'accident de la Marche a pu rejouer de multiples fois en développant des structures fragiles (zones de brèches) et une rétromorphose dans la zone à chlorite, localisées au voisinage de la limite cartographique domaine de Boussac-domaine de la Marche.

Dans la partie occidentale et extrême orientale de la carte Aigurande, dans les leucogranites de Jalesches, du bois de Chabannes et de Saint-Jean, les traces de ces déformations sont bien évidentes. Par contre, au centre de la carte, dans les granites de Chanon, les traces de ces épisodes fragiles sont difficiles à individualiser et à séparer de celles dues à l'épisode fragile senestre, westphalien.

À l'échelle régionale (Nord du Massif central, Bretagne méridionale), il est reconnu, au Westphalien supérieur, une phase de déformation à composante décrochante dextre, sur les failles de direction sud-américaine, qui peut être soit ductile, soit fragile et que l'on peut rattacher à l'un de ces rejeux fragiles (Lerouge, 1987).

- Au *Permien*, cet accident a pu rejouer en faille normale, au cours de la distension N-S connue régionalement (Bonnion, 1983 ; Lerouge, 1984).
- Cette faille a ensuite rejoué au cours de déformations ultérieures. Elle est encore active et l'étude de mécanismes au foyer des séismes récents indique un abaissement relatif du compartiment nord avec parfois une composante de coulissage dextre (Veinante-Delhayé *et al.*, 1980).

Cartographiquement, à l'échelle de la carte, on remarque un effondrement de tout le compartiment nord, l'ampleur de ce rejet, suggéré par la géophysique (Vignerresse, 1982 ; Lemaire, 1987), serait d'environ 2 kilomètres. Ce rejet peut être la conséquence de la distension permienne ou la résultante des déformations successives carbonifères, permienes et plus récentes.

Le terme de faille de la Marche a, jusqu'à présent, été limité aux déformations fragiles. Nous préférons élargir cette dénomination à l'ensemble des déformations fragiles et ductiles (dextres et senestres). C'est ce qui nous amène à parler de Zone de cisaillement de la Marche, plutôt que de faille de la Marche.

Faille de Chambon-sur-Voueize

La carte Aigurande montre, à sa limite sud, quelques tronçons de la faille de Chambon-sur-Voueize dont le tracé est, ici, sensiblement parallèle à la faille de la Marche et souvent décalé par des accidents de direction méridienne plus tardifs.

Cette faille, orientée WNW-ESE, longe la limite sud des leucogranites et des granites à biotite du domaine de la Marche. Les déformations liées à cet accident développent, dans les granites de Guéret et de Chanon, des plans de microcisaillement *C* accompagnés d'une schistosité mylonitique *S*. Les plans *C*, subverticaux, sont orientés N 120°, ils sont porteurs d'une linéation d'étirement de minéraux et de stries mécaniques subhorizontales ou légèrement plongeantes vers l'Est de 10 à 15°. Les plans *S*, à allure sigmoïde, sont orientés en moyenne N 100°. Ces structures résultent d'un cisaillement ductile à composante dextre, compatible avec un raccourcissement régional NE-SW (Lerouge *et al.*, 1983). Cette déformation s'est effectuée dans le domaine de stabilité de la biotite et la zone déformée a une puissance de l'ordre du kilomètre.

Cette déformation n'affecte pas les leucogranites du domaine de la Marche, qui lui sont donc postérieurs. De plus, lors de la mise en place de ces leucogranites, les granites de Guéret, à leur contact le long de la faille, subissent une muscovitisation. La muscovite n'est pas déformée, elle est le plus

souvent automorphe, en placages, et surimposée aux structures mylonitiques du cisaillement dextre (Lerouge, 1984).

Faille de Boussac

La faille de Boussac est orientée E-W à NE-SW. Son tracé est reconnu depuis le Sud de Saint-Sulpice-le-Dunois (Dun-le-Palestel à 1/50 000) où il se raccorde à celui de la faille de la Marche pour former l'accident de la Marche centrale. Vers l'Est, cet accident se poursuit jusqu'en dehors des limites de la carte où il disparaît sous les sédiments de la vallée du Cher, pour réapparaître au Nord-Est de Hérisson. La faille de Boussac, contrairement à celle de la Marche, ne se remarque pas dans la morphologie.

Au Nord de la faille, les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande sont déformées et présentent une foliation mylonitique verticale, orientée E-W à ENE-WSW. L'accident développe une zone de brèches d'une cinquantaine de mètres, qui devient plus importante vers l'Est. Cette bréchification affecte aussi les migmatites et les roches magmatiques du domaine de Boussac.

Sur cet accident, plus à l'Est et en dehors des limites de la carte, G. Lerouge *et al.* (1983) ont mis en évidence des structures liées à un cisaillement senestre, compatible avec un raccourcissement régional NE-SW à NNE-SSW. Ce jeu senestre de la faille de Boussac peut correspondre au prolongement oriental du rejeu senestre, westphalien, de la faille de la Marche, et s'accompagner de réajustements sur le plateau d'Aigurande. Ceux-ci pourraient correspondre au fonctionnement du chevauchement de Chambon, à la linéation NW-SE associée, et aux plis N 40° décrits par P. Rolin (1981) dans ces formations.

Ce jeu ductile a engendré, tant dans les gabbro-diorites que dans les séries métamorphiques du domaine de Boussac, de véritables foliations orientées N 70° à N 90° et à pendage vertical.

Chronologie des déformations de la Z.C.M.C.

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

Au Westphalien, la faille de Boussac et celle de la Marche occidentale qui la prolonge, ainsi que la portion centrale de la faille de la Marche, jouent en cisaillement senestre (raccourcissement NE-SW à NNE-SSW). Ce cisaillement est synchrone à postérieur de la mise en place des leucogranites de la chaîne de la Marche occidentale et centrale, où il imprime des traces de déformation ductile, alors qu'il se manifeste par une déformation fragile dans le granite de Chanon, plus ancien. Cette déformation est synchrone du fonctionnement du chevauchement de Chambon.

Postérieurement, l'accident de la Marche a rejoué en régime fragile. Aucune cinématique correspondant à ce rejeu n'a pu être établie sur la faille de la Marche elle-même, en ce qui concerne la feuille Aigurande, mais l'a été par des corrélations à l'échelle régionale ; on peut associer ce rejeu à un épisode cisailant, à composante dextre, tardi-westphalien.

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

ACCIDENTS CHEVAUCHANTS

Ils sont essentiellement localisés sur le plateau d'Aigurande et dans le domaine de Boussac. Sur le plateau d'Aigurande, les trois accidents chevauchants majeurs traduisent des conditions et des âges de déformation différents.

Chevauchement des migmatites

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

Les assemblages minéralogiques que l'on observe dans les mylonites qui jalonnent cet accident, montrent que ce chevauchement s'est développé en conditions synmétamorphes. Cette déformation se situe postérieurement à la migmatisation, probablement au Dévonien supérieur ou moyen (Rolin, 1981 ; Quenardel *et al.*, 1984).

Chevauchement de Gargillesse

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

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

Chevauchement de Chambon

Il n'appartient pas au même régime de déformation. Il a fonctionné en régime cassant, contrairement aux deux chevauchements décrits plus haut, qui eux, ont fonctionné en régime ductile. L'importance du déplacement tangentiel correspondant est limité à quelques kilomètres. Cet accident semble s'amortir vers l'Est et l'on n'observe plus qu'une faible différence de métamorphisme entre les unités de Fougères—Culan et d'Éguzon. Le fonc-

tionnement de cet accident au Westphalien est synchrone de la mise en place des leucogranites de l'axe du plateau d'Aigurande. La direction du déplacement est orientée NW-SE (N 130°), elle se matérialise par des linéations d'étirement de minéraux et des stries. Le sens du déplacement, probablement vers le Sud-Est, n'est pas déterminé avec certitude. Ce chevauchement pourrait correspondre à un réajustement du plateau d'Aigurande lors du jeu senestre des failles de Boussac et de la Marche occidentale, au Westphalien.

Autres cisaillements plats

De nombreuses zones de cisaillements plats affectent aussi bien les gabbro-diorites que les séries gneissiques et migmatiques du domaine de Boussac.

Dans les gneiss de La Borde, au Mazeau, on peut observer une foliation N 110°, reprise dans des cisaillements plats de direction N 140°. Ces cisaillements engendrent un poissonnement important des gneiss et une mylonitisation. Par contre, aucune zone broyée n'a pu être mise en évidence.

Dans les gabbro-diorites, les cisaillements plats entraînent une mylonitisation qui s'exprime par une granulation des cristaux de plagioclase et la flexion de la biotite et de l'amphibole. Macroscopiquement, le matériel présente des structures en poisson tectonique et une bréchification importante. Les cisaillements ont joué ici en régime plus cassant.

PRINCIPAUX ACCIDENTS CASSANTS CARTOGRAPHIÉS SUR LA FEUILLE

Ces accidents sont soit orientés NW-SE, soit d'orientation méridienne et sont alors très tardifs.

Faille de Méasnes—Piodon

Cette faille consitue un grand accident qui affecte tout le plateau d'Aigurande. Elle affleure, ici, à la limite ouest de la carte et se prolonge, au Nord, par la faille de Cluis (Argenton-sur-Creuse à 1/50 000). D'orientation générale subméridienne (NNW-SSE), cette faille développe une zone de brèches de 5 à 10 m de puissance et limite l'Est du massif de Chéniers. Cartographiquement, il apparaît que cet accident montre un rejet normal, abaissant le compartiment ouest, ce qui pourrait expliquer l'absence de l'unité migmatitique du Pin—Chéniers à l'Est.

Les jeux en faille d'effondrement, le long de ces accidents subméridiens, sont en partie postérieurs à la couverture mésozoïque et peuvent être, au plus tard, contemporains de la distension E-W, dite « oligocène ». Mais il est probable que ces failles correspondent à la trace d'accidents tardihercyniens (Westphalien à Stéphanien) qui ont joué et rejoué tout au long de la sédimentation mésozoïque du Sud du bassin de Paris.

Faille de La Châtre

Sur la coupure Aigurande, la faille de La Châtre correspond à la prolongation méridionale d'un faisceau de failles tardicarbonifères, d'orientation N-S. Au Sud, elle disparaît à l'affleurement, à la latitude de la faille de Bous-sac.

Cet accident développe une bréchification plus ou moins intense dans les formations qu'elle traverse et se manifeste par une discontinuité cartographique (Petitpierre, 1981).

Cet auteur envisage, pour cet accident, un effondrement du compartiment oriental de plus de 1 000 mètres. Ce jeu pourrait expliquer la disparition à l'affleurement des leucogranites de l'axe du plateau d'Aigurande à l'Est.

La faille présente des rejeux dans la couverture mésozoïque, plus au Nord (feuille La Châtre à 1/50 000).

Autres failles méridiennes

Cette direction de fracturation est la plus tardive dans l'histoire tectonique paléozoïque de la région. Très nombreuses sur la feuille étudiée, ces failles hachent les grandes structures. Les jeux et rejeux, sur cette direction, sont soit décrochants (de direction sud-armoricaine), soit normaux (Lerouge *et al.*, 1985).

Failles d'orientation NW-SE à WNW-ESE

Elles sont abondantes sur cette coupure et peuvent être rattachées à l'une des déformations tardives, fragiles, de la Z.C.M.C. (décrochement dextre tardiwestphalien). Ces accidents, subverticaux, correspondraient alors à des systèmes de Riedel associés à cette zone de failles. La répartition des pôles de fractures et l'asymétrie des lentilles de cisaillement indiquent un jeu en décrochement dextre avec une composante verticale importante.

Des phénomènes tardifs hydrothermaux, avec remplissage de quartz, viennent combler ces zones de fractures qui se seraient ouvertes lors du raccourcissement NW-SE, daté du Stéphanien. Le filon de quartz le plus conséquent, associé à ces failles, est celui des Roches.

Il faut noter la position remarquable de quatre gisements d'uranium (La Ribière, Coussat, Le Fournioux, et la carrière de Bordat) localisés sur ces accidents.

Ces failles, avec celles d'orientation méridienne, ont vraisemblablement guidé le réseau hydrographique.

PLIS

Plateau d'Aigurande

● **Unité de Fougères—Culan.** Trois générations de plis y ont été observées :

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

● **Unité d'Éguzon.** Quatre générations de plis y ont été identifiées :

- les plis les plus anciens sont rares ou difficiles à reconnaître ; il est cependant possible d'en observer dans les amphibolites du barrage d'Éguzon. Ce sont des plis synschisteux (première schistosité visible de l'unité d'Éguzon) ; la mesure des directions d'axe de pli indique une orientation E-W ;
- la deuxième génération correspond à des plis qui ont des axes orientés N 150°. Ce sont, généralement, des microplis synschisteux, à plan axial fortement déversé vers le Nord-Est, qui correspondent à la deuxième schistosité de l'unité d'Éguzon ;
- la troisième génération de plis est la plus importante et la plus visible dans l'unité d'Éguzon ; les plis, de dimension centimétrique à kilométrique, ont des axes orientés au N 40°. Ce sont soit des plis très ouverts à plan axial droit et axe horizontal, soit des plis très resserrés à plan axial fortement déversé vers le Nord-Ouest. Les plis de petite dimension (inframétrique) sont associés à la troisième schistosité de l'unité d'Éguzon ;
- la dernière génération de plis est orientée N 80° ; elle correspond à des plis en chevrons, millimétriques à métriques, dont les plans axiaux sont droits ou légèrement déversés vers le Sud. La direction des axes de plis varie de $\pm 20^\circ$ autour de N 80° ; ces plis sont parfois accompagnés d'une schistosité de fracture de plan axial (quatrième schistosité de l'unité d'Éguzon) et déforment les linéations N 50° et N 310°.

● **Unités de Gargilasse—Dun-le-Palestel et du Pin—Chéniers.** On peut y retrouver les plis des trois dernières générations de l'unité d'Éguzon :

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

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

Domaine de Boussac

Dans les migmatites, P. Bouvier (1985) signale quelque plis en chevrons d'amplitude décimétrique à décamétrique dont les axes plongent de 20° vers l'Ouest. Ces plis reprennent des structures définies par les cisaillements plats.

Dans les gneiss de La Borde, localement, la foliation et la schistosité sont microplissées ; les microplis sont soulignés par des filonnets quartzeux et quartzo-feldspathiques. Les axes de pli plongent de 45° au N 70°.

MÉTAMORPHISME

PLATEAU D'AIGURANDE

Associations minérales

● **Unité du Pin—Chéniers.** La mobilisation anatectique se traduit par la paragenèse suivante : quartz, + plagioclase, + Fk, + grenat, + biotite, + cordiérite, ± sillimanite.

Cette paragenèse caractérise des conditions de haute température et de basse à moyenne pression (sous-faciès sillimanite-cordiérite-orthose-almandin).

La migmatisation s'est effectuée dans le champ de stabilité de la cordiérite et de la muscovite en présence de quartz, ce qui correspond à une température proche de 680 °C pour PH₂O d'environ 4 kbar.

Les enclaves amphiboliques observées au sein des migmatites ont une paragenèse de haute température et de pression modérée compatible avec les migmatites à cordiérite. Aucun minéral relique d'un métamorphisme antérieur n'y a été décelé.

L'absence de rétro-morphose visible semblerait indiquer un refroidissement rapide, postérieurement à la migmatisation. La déstabilisation locale de la biotite serait alors vraisemblablement deutéritique.

● **Unités de Gargillesse—Dun-le-Palestel et d'Éguzon.** Hormis le quartz et les porphyroclastes feldspathiques des gneiss, qui sont vraisemblablement hérités, on observe, tant dans les faciès gneissiques de ces deux unités que dans les faciès basiques, des paragenèses successives correspondant à 5 étapes successives de métamorphisme.

Le *premier stade*, très précoce, se situe dans le faciès élogite et correspond à un métamorphisme de haute pression et de moyenne température. On ne retrouve, dans les basites du complexe leptyno-amphibolitique, que les grenats qui puissent être rapportés à cette paragenèse.

Le *deuxième stade* correspond toujours à un climat de haute pression et moyenne température, il se situe dans la zone de stabilité du disthène et de la staurotide. Ce métamorphisme a pour effet l'amphibolitisation des élogites avec cristallisation de clinopyroxène secondaire, de plagioclase et de

hornblende. Dans les faciès gneissiques, on observe la cristallisation de disthène et de staurotide.

Durant ces deux stades, la biotite, le grenat, l'oligoclase et les feldspaths potassiques coexistent dans ces faciès et sont alignés sur la foliation minérale N 50°.

La *phase 3* s'individualise par une pression plus faible et/ou une température plus élevée. Elle se situe dans la zone à sillimanite. L'amphibolitisation des faciès basiques est presque totale. Seules sont conservées quelques éclogites en enclave (Santallier, 1976). Cette phase d'amphibolitisation a été datée (K/Ar sur amphiboles) par J.M. Cantagrel (1973) qui obtient un âge de 330 Ma environ. Dans les gneiss, la sillimanite apparaît et le disthène se déstabilise.

Un *quatrième stade* se situe dans le faciès épidote, à température plus basse. Dans les amphibolites, l'épidote cristallise en lits faiblement obliques par rapport à la foliation des amphiboles. Les gneiss sont rétromorphosés.

Le *dernier stade* se manifeste par la chloritisation de la biotite, mais ce phénomène semble lié à la présence des leucogranites. Une deuxième génération de muscovite apparaît.

Sur la feuille Aigurande, le faciès gneiss grossier appartenant à l'unité de Dun—Gargillesse est très représenté, il est banal et monotone (gneiss à quartz, biotite grenat, sillimanite et parfois disthène en relique). Par endroit, ce faciès est migmatisé. La migmatisation est visible sous forme de schlieren, de ségrégations quartzo-feldspathiques qui peuvent souligner des plans de schistosité.

● **Unité de Fougères.** Dans cette unité, le métamorphisme a créé au moins deux paragenèses.

On peut observer une première association minérale : muscovite, + biotite, + almandin, + quartz, + albite, qui caractérise un sous-faciès (quartz-albite-épidote-almandin) du faciès schiste vert. Ces minéraux sont alignés dans la schistosité (plan C ou S) liés au chevauchement de Chambon et participent à la linéation orientée N 130° contemporaine de ce chevauchement.

Une deuxième paragenèse de rétromorphose vient déstabiliser cette première association minérale et est responsable de la chloritisation des biotites.

L'éventualité d'un métamorphisme antérieur, de degré plus fort, est à envisager car J. Bouloton (1974) et A. Prost (communication orale) signalent du disthène et de la sillimanite dans les micaschistes de cette unité.

Schistosités

● **Unité du Pin—Chéniers.** Une schistosité à pendage NE de 30° y a été observée localement. Cette schistosité, qui porte une linéation minérale orientée N 50°, est à mettre en relation avec les déformations liées au chevauchement des migmatites.

● **Unités de Gargillesse—Dun-le-Palestel et d'Éguzon.** Quatre schistosités y ont été individualisées :

— la plus ancienne visible est une schistosité de flux, synmétamorphe, contemporaine du métamorphisme de degré moyen (faciès amphibolite) ; elle est subhorizontale mais peut présenter des dispersion dues aux plis postérieurs ;

— la deuxième schistosité est de plan axial associée aux plis de deuxième génération ; elle forme, avec la première schistosité, un angle faible ;

— la troisième schistosité est une schistosité de fracture, peu exprimée ; elle n'apparaît que dans les zones où la première schistosité est redressée. Elle forme, avec celle-ci, un angle de 20° et est généralement faiblement pentée. Cette troisième schistosité est postmétamorphe ; la muscovite tardive est le seul minéral qui a cristallisé sur ces surfaces ;

— la quatrième schistosité est également une schistosité de fracture ; elle est verticale et liée aux plis tardifs orientés N 80°. Généralement faiblement marquée, elle est exceptionnellement soulignée par des micas blancs déformés.

Par ailleurs, il se superpose aux plans qui viennent d'être décrits, des schistosités subverticales associées aux systèmes de décrochevements de la Zone de cisaillement de la Marche—Combrailles. D'une façon générale, la présence de structures verticales (sur des épaisseurs de quelques mètres à quelques kilomètres) marque le passage des accidents carbonifères.

● **Unité de Fougères—Culan.** Il est possible d'y observer deux schistosités. Ces structures planaires synmétamorphes sont essentiellement visibles dans les micaschistes de la base de l'unité. Elle peuvent correspondre à des plans *C* et *S* liés à la tectonique tangentielle.

Linéations

Plusieurs directions de linéation minérale ont été observées.

La linéation orientée N 50°-N 230°. Cette linéation est présente dans les unités supérieures (Pin—Chéniers, Gargillesse—Dun-le-Palestel et Éguzon). Elle n'a été observée ni dans l'unité de Fougères—Culan, ni dans les leucogranites du plateau. C'est une linéation d'alignement et d'étirement de minéraux (linéation de type « a ») associée à des stries.

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

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

Cette linéation est à mettre en relation avec le chevauchement des migmatites sur les unités de Gargillesse—Dun-le-Palestel et d'Éguzon.

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

Des linéations orientées N 80° à N 120°. Ces structures linéaires soulignent les directions de déplacement le long des accidents de la Zone de cisaillement de la Marche — Combrailles. Leur plongement et leur direction varient selon l'âge des accidents :

- 30° vers l'Ouest, sur des plans N 90 à N 110°, au Carbonifère inférieur ;
- 10 à 20° vers l'Est, sur des plans N 80 à N 110°, au Namuro—Westphalien ;
- 30 à 60° vers l'Ouest, sur des plans N 120°, également au Namuro—Westphalien.

Évolution tectono-métamorphique

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

Les épisodes précoces de métamorphisme se traduisent par des reliques de haute pression (éclogites de l'unité d'Éguzon et faciès à sillimanite prismatique de l'unité de Gargillesse—Dun-le-Palestel). Il est possible (Lasnier, 1965 ; Schmitt, 1984) que cet épisode de haute pression soit contemporain d'un métamorphisme mésozonal qui aurait précédé l'anatexie dans l'unité du Pin—Chéniers.

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

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

Les déformations et le métamorphisme (biotite-grenat) que l'on observe dans l'unité de Fougères—Culan sont à rattacher à l'histoire westphalienne du bâti (on n'y trouve que des reliques des métamorphismes antérieurs).

Dans les unités les plus élevées, cette rétro-morphose est le développement des linéations (N 130°) à la base de l'unité d'Éguzon. La mise en place des leucogranites est synchrone de ces événements.

Après le Westphalien, des magmas acides se mettent en place de façon intrusive dans les séries du plateau d'Aigurande (microgranites porphyroïdes, granites à biotite) ; ces mises en place sont en grande partie guidées par des failles. Le bombement antiformal du plateau d'Aigurande s'intercale entre les différents jeux des failles.

DOMAINE DE BOUSSAC

Associations minérales

● **Gneiss de La Borde et migmatites.** Ces deux faciès nous montrent l'existence d'au moins deux phases de métamorphisme distinctes qui s'expriment par des paragenèses différentes.

La première association minérale est semblable à celle qu'on observe dans les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande (Lasnier, 1965 ; Rolin, 1981 ; Schmitt, 1984). Elle est à disthène et sillimanite prismatique.

Dans la seconde paragenèse minérale on observe de la sillimanite en fibrolites et de la biotite. Elle correspond à un métamorphisme de haute température. Cette paragenèse est associée à la phase tectonique majeure et serait à placer au Dévonien moyen à supérieur.

● **Gabbro-diorites.** Ces faciès ne montrent pas de reliques de la première paragenèse. On y observe que les minéraux correspondant au faciès métamorphique moyen, faciès amphibolite, et à sa rétro-morphose.

Une étude détaillée des conditions de pression et de température, attribuées à la seconde phase métamorphique, a été effectuée par P. Bouvier (1985). Il a spécialement étudié, d'une part le thermo-baromètre plagioclase/hornblende dans les gabbro-diorites, et d'autre part, le thermo-baromètre grenat/biotite dans les gneiss. Ces deux géothermo-baromètres donnent des températures sensiblement égales, voisines de 600 °C pour une pression allant de 3 à 4 kbar. Ce résultat nous met en dessous du point triple des minéraux aluminés, c'est-à-dire dans le domaine de stabilité de l'andalousite. Or, le seul minéral aluminé rencontré dans le domaine de Bous-sac est la sillimanite et plus rarement la cordiérite.

Il reste donc là une indétermination à lever. P. Bouvier (1985) tente de l'expliquer comme suit : les faciès à fibrolite semblent provenir de la déstabilisation des sillimanites prismatiques ; cette phase à fibrolite se serait donc effectuée en régime « rétrograde » depuis la phase de haute pression et la température de 600 °C estimée à partir de l'étude des thermo-baromètres, et ne représenterait que les conditions d'homogénéisation des phases biotite/grenat et plagioclase/hornblende.

Foliations et linéations

● **Gabbro-diorites.** Les déformations dans les gabbro-diorites sont généralement regroupées en bordure de massif, le cœur étant formé, le plus souvent, de roches équantes dont le caractère magmatique est bien conservé.

Les plans de foliation sont souvent redressés et portent des linéations N 125° (alignement d'amphibole et de biotite) qui ont été attribuées à la phase synchrone de la mise en place des gabbro-diorites.

● **Gneiss de La Borde et migmatites.** Les gneiss de La Borde ont des foliations dont la direction varie entre N 45° et N 120°, et dont le plongement est assez redressé. Ces foliations sont souvent soulignées par des veines quartzo-feldspathiques.

Les migmatites sont structurées suivant les mêmes directions ; les plans de foliation sont porteurs de linéations (alignement de minéraux) :

— une première linéation correspond à celle observée dans les massifs basiques ;

— un deuxième groupe de linéations est centré autour de la direction N 90° et est très dispersé. Cette dispersion peut être interprétée (Bouvier, 1985) comme une désorganisation de linéation déjà présente, désorganisation liée à un plissement postérieur. Dans les gneiss du Mazeau on observe, en effet, des plis dont le plan axial est au N 80° -N 50°, et que l'on pourrait attribuer à cette phase plicative postérieure. On retrouve de tels plis dans les gneiss du plateau d'Aigurande. Les surfaces engendrées par ce plissement sont matérialisées par de la muscovite. Il est plus vraisemblable de supposer que l'orientation préférentielle E-W est guidée par le fonctionnement de la Zone de cisaillement de la Marche—Combrailles.

Évolution tectono-métamorphique

La première phase tectono-métamorphique visible dans le domaine de Boussac se rencontre dans les gneiss sous la forme de reliques de disthène et de sillimanite prismatique. Ces reliques correspondent à la phase de haute pression qui est aussi visible sur le plateau d'Aigurande. Cette phase n'est pas datée, mais elle est attribuée, par corrélation avec le Limousin (Santallier, 1983), au Siluro-Dévonien. On ne trouve pas de traces de cet épisode tectono-métamorphique dans les gabbro-diorites.

Le deuxième phénomène reconnu développe dans l'encaissant, une paragenèse à biotite-sillimanite (fibrolite). Cet épisode métamorphique est observable dans tout le Massif central français et est attribué au Dévonien moyen à supérieur.

Dans les roches basiques, le métamorphisme responsable de la cristallisation de la paragenèse à hornblende verte, et qui induit les fluidalités dans les foliations, peut être interprété comme le résultat d'une rétromorphose à la fin de la mise en place magmatique.

Le troisième épisode tectonique affectant le domaine de Boussac se traduit par des plis dans les séries métamorphiques. Il est marqué par une

rétomorphose générale (paragenèse à muscovite dans les gneiss, et à épidote et chlorite dans les faciès basiques). La réorganisation des linéations des gneiss et des migmatites pourrait correspondre, en partie, à cette dernière phase ou aux phases de cisaillement ductile postérieures.

Les événements tectoniques suivants correspondent au cisaillement ductile des failles de la Marche et de Boussac, au Carbonifère inférieur et moyen, et qui s'est poursuivi jusqu'au Westphalien (Lerouge, 1984). Postérieurement, ces failles ne jouent plus en décrochement et, à l'Autunien, l'accident de Boussac joue en faille normale, avec abaissement du compartiment nord (plateau d'Aigurande).

Ce mouvement serait compatible avec la distension permienne N-S (Lerouge, 1984) connue régionalement.

Il faut signaler que l'épisode précoce et l'épisode de tectonique tangentielle dévonienne n'ont pas laissé de traces dans les gabbro-diorites du domaine de Boussac. On peut donc émettre l'hypothèse que leur mise en place est postérieure à ces deux phases tectoniques. Cette hypothèse va à l'encontre de celle de P. Bouvier qui cale la mise en place des gabbro-diorites durant l'épisode de métamorphisme barrovien (Dévonien). La création du faciès barrovien au sein de ces metabasites peut s'être effectuée lors de la montée de ces faciès en cours de cristallisation.

Une phase postérieure, datée du Westphalien aux environs de 312 Ma (Rolin *et al.*, 1982), induit la formation de cisaillements plats qui affectent aussi bien les séries métamorphiques que les gabbro-diorites du domaine de Boussac.

Enfin, des failles subméridiennes, tardives, postérieures aux mouvements décrochants de la Zone de cisaillement de la Marche—Combrailles, sont reconnues et attribuées au Namuro-Westphalien (Lerouge, 1984).

Pour P. Bouvier (1985), l'évolution métamorphique du domaine de Boussac est semblable à celle observée dans l'unité d'Éguzon, dans ses parties proches de la faille de Boussac.

GÉOMORPHOLOGIE

D'une manière générale, la carte Aigurande à 1/50 000 possède trois caractéristiques (voir fig. 6, en dépliant) :

— l'énergie de relief, tout d'abord, est faible. Les sommets de la carte tournent autour de 530-540 m. Le point culminant est à 569 m (au lieu-dit Peume au Sud-Ouest des Roches). Les points les plus bas, dans la vallée de la Petite-Creuse sont à 230 à 240 m. Un dénivelé aussi faible — 250 m pour une distance de 10 km — ne permet pas la mise en valeur, par l'érosion différentielle, des diversités pétrographiques, sauf dans le cas précis de filons de quartz importants, comme celui qui affleure aux Roches.

Remarquons que le raccord entre la haute surface et ses reliefs résiduels se situe toujours sur les granites à deux micas (fig. 7) et que l'on ne saurait donc invoquer une érosion différentielle dans ce cas.

De plus, le granite de Chéniers, également à deux micas, est totalement nivelé par le glaciais septentrional de la Petite-Creuse ; sa non résistance à l'érosion peut s'expliquer par une très intense fracturation ;

— toute la géométrie des formes est organisée autour de la répétition de trois modelés. Les surfaces planes, plus ou moins dégradées en larges ondulations, couvrent, à diverses altitudes, le plus grand territoire. Ces surfaces sont retouchées soit par d'amples vallons dont les creux, mal drainés, sont souvent transformés en étangs collinaires (vallon de la Mersalle, au Nord-Est de Chéniers), soit par de larges dépressions aux contours multilobés (des alvéoles) dont celle du ruisseau de Lascoux, en bordure sud de la carte ;

— les seules formes énergétiques de la carte sont les entailles récentes des principales vallées (Petite- et Grande-Creuse) et de celles de leurs affluents, sur quelques kilomètres.

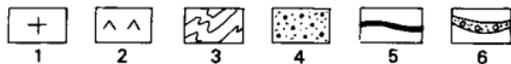
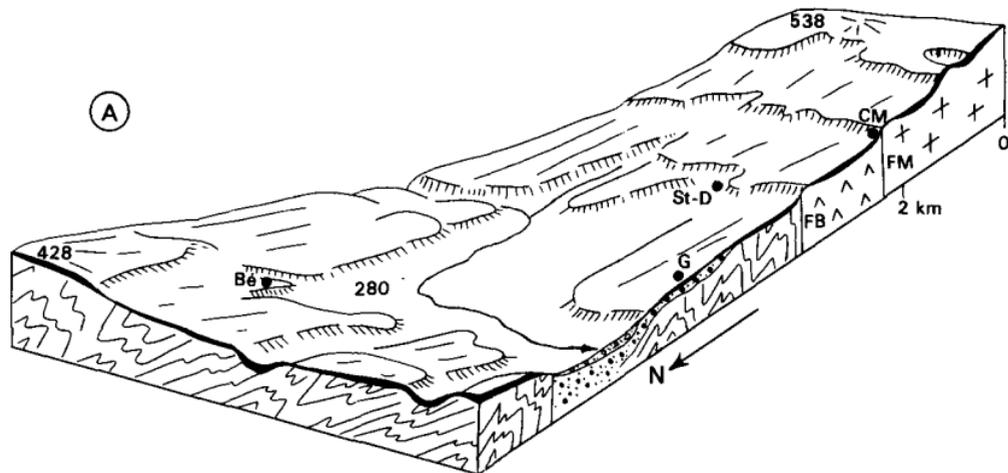
La feuille Aigurande propose d'intéressants problèmes morphologiques. L'atonie générale des modelés et la présence de dépôts, probablement corrélatifs mais non datés, sont responsables des difficultés d'interprétation. Ces difficultés portent sur trois points, d'ailleurs liés : l'âge relatif de la surface d'aplanissement, d'une part, le rôle des déformations tectoniques récentes, d'autre part, et la part de l'érosion différentielle, enfin. Suivant l'ensemble morphologique que l'on analyse, les topographies planes ou subplanes, vestiges de surfaces d'érosion, sont en nombre différent.

C'est dans les hauteurs méridionales, au Sud de la Petite-Creuse, que l'étagement des formes est le plus net. Un long et étroit interfluve E-W, qui débute à 1,5 km à l'Ouest du Breuil et se prolonge jusqu'à la vallée du Ver-raux à l'Est, se tient régulièrement entre 520 et 540 m. Il est visiblement aplani (S1), à l'exception de quelques rares bosses. Cette ligne de crêtes est isolée dans le paysage, à la manière d'un relief résiduel, et entourée par une surface très nette autour de La Bussière-Videau ou à l'Est de Châtelus-Malvalex ; elle se tient entre 420 et 450 m (S2). Enfin, les plateaux de Bonnat et de Châtelus-Malvalex représentent un troisième ensemble doucement incliné vers la Petite-Creuse entre 400 et 350-330 m (S3).

Sur le plateau d'Aigurande, les faits sont plus confus. Le large interfluve, qui porte la ville et qui traverse toute la carte jusqu'à Bussière-Saint-Georges, se situe entre 420 et 440 m ; il domine, par des talus très indécis, un second ensemble qui descend doucement vers la Petite-Creuse et qui oscille entre 370-380 m à l'amont et 330-340 m à l'aval.

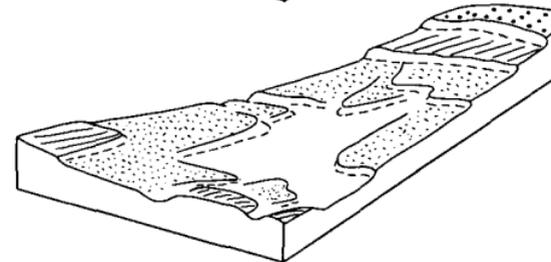
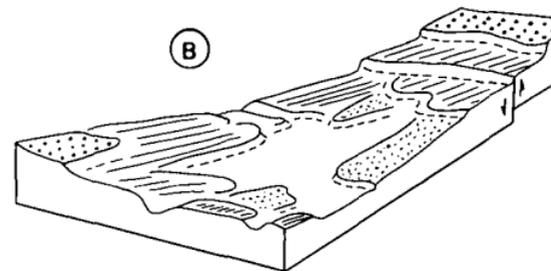
Toute la question est de savoir de quelle manière il faut rattacher les diverses surfaces de part et d'autre de la Petite-Creuse. Les croquis (fig. 7) présentent trois solutions différentes :

— la première (qui a été retenue à titre d'hypothèse) fait du plateau d'Aigurande le prolongement de la surface S1 et dénivelle le niveau S2 par un rejeu tectonique local de la faille de la Marche ;



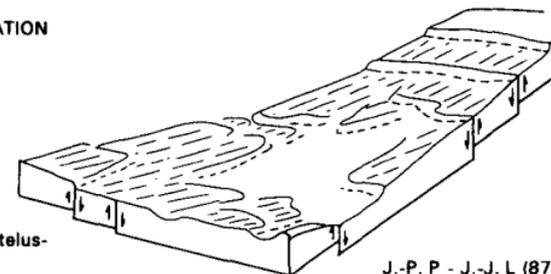
(A) - ORGANISATION TOPOGRAPHIQUE

- 1 : Granite de Guéret
- 2 : Gabbro-diorites
- 3 : Roches métamorphiques
- 4 : Sidérolitique
- 5 : Colluvions de versants et altérites
- 6 : Alluvions récentes de la Petite-Creuse



(B) - ESSAIS D'INTERPRÉTATION

- 7 : Surface S1
- 8 : Surface S2
- 9 : Surface S3



J.-P. P - J.-J. L (87)

FM : Faille de la Marche; FB : Faille de Boussac; Bé : Bétête; G : Génouillac; St-D : St-Dizier-les-Domains; CM : Chatelus-Malvaleix

Fig. 7 - Bloc diagramme et interprétations dans la partie sud-est de la carte Aigurande

- la seconde considère le plateau d'Aigurande comme un fragment de S2 ;
- la troisième estime que tous les plateaux et glacis ne sont en fait que des éléments d'une seule surface, qui serait la surface intermédiaire S2, débitée par la tectonique post-tertiaire.

Le choix entre ces trois reconstitutions reste très subjectif.

La vigueur des talus qui séparent les différents niveaux n'est jamais assez nette pour que l'on puisse en tirer un argument morphologique de rejeu récent des failles.

Il a été trouvé, sur les plateaux, des placages alluviaux à galets de quartz (voir « Formations superficielles »), mais ces formations ne sont pas datées et leur interprétation reste délicate. Tous les plateaux portent des manteaux d'altérites, parfois épais de plusieurs mètres, dans lesquels se sont développés des sols lessivés hydromorphes. Une part de ces altérites est en place, l'autre s'est déplacée sur les versants par des mouvements de masse, emballant des fragments de filons de quartz. Tout cela est certainement beaucoup plus récent que la création des surfaces et a dû se mettre en place, pour l'essentiel, durant le Quaternaire. Ces dépôts n'ont donc pas une signification chronostratigraphique, pour ce qui est des surfaces ; ils ont, par contre, une grande importance pour le drainage et l'exploitation anthropique.

L'existence d'une néotectonique est aussi difficile à prouver qu'à nier. On sait, et c'est d'ailleurs un fait de portée régionale, qu'il y eut, au Tertiaire, de vigoureux mouvements tectoniques ; la carte Aigurande en a gardé des traces (voir plus bas). Trois arguments inclinent à penser qu'il y eut peut-être, dans la région de Tournessac, un jeu tectonique tardif : tout d'abord on y observe un élargissement inhabituel de la vallée de la Petite-Creuse, le long d'accidents reconnus ; ensuite, il est curieux de constater que les affluents de la rivière sont, au même endroit, dépourvus de toute incision linéaire, comme dans une zone de subsidence ; enfin, il y a une superposition évidente entre cette cuvette et le bassin tertiaire probablement plus vaste au moment de sa formation.

Il est cependant dangereux d'inférer de ces observations des déformations tectoniques d'ensemble et un rejeu récent de la faille de la Marche.

La part exacte de l'érosion différentielle est, quant à elle, difficile à apprécier. La correspondance entre la topographie et la pétrographie est très nette dans le cas des filons de quartz qui sont mis en saillie. À l'inverse, le leucogranite de Chéniers est totalement nivelé par le glacis septentrional de la Petite-Creuse, du fait, sans doute, de son intense fracturation. Dans le cas du granite de Guéret, enfin, l'interprétation, est très délicate.

Quoiqu'il en soit de ces hypothèses, on peut retrouver dans l'histoire morphogénique de la carte quelques grandes étapes :

- la première est l'existence de fossés tertiaires remplis de dépôts sablo-gravillonnaires, parfois indurés en dalles gréseuses. Ils sont d'un faciès très proche de ceux datés du Cuisien des feuilles voisines. Deux témoins sont conservés, l'un au Sud-Ouest de Mortroux, l'autre entre Genouillac et Tournessac (ESE de Genouillac). On ne connaît cependant ni le cadre orographique,

ni la forme primitive de ces bassins. S'agit-il d'une paléotopographie d'incision, comblée à la suite d'effondrements (du type bassin de Gouzon; Évaux-les-Bains à 1/50 000) ou de dépôts d'épandage effondrés? Ces dépôts sont nettement en contrebas de la surface majeure; par contre, ils sont recoupés par la plus basse des surfaces (S3), qui serait donc à placer dans un Tertiaire moyen à terminal;

— la seconde étape est postérieure à l'élaboration des surfaces d'extension régionale (S1 et S3). Le cours actuel de la Petite-Creuse s'est alors incisé dans une vaste paléovallée, large de 2 à 3 km (située entre 340 m à l'amont et 290-300 m à l'aval) et jalonné par de rares témoins d'alluvions à quartz émoussés;

— il est plus malaisé de placer dans le temps la création des grandes masses d'altérites. Une part a pu se former à la charnière Tertiaire—Quaternaire, une autre durant le Quaternaire. Enfin, c'est au Quaternaire que se sont incisées les vallées et que se sont mises en place les formations superficielles et les colluvions diverses qui « beurrent » tous les modelés et déterminent les sols exploités.

GÉOPHYSIQUE

PRÉSENTATION

Les cartes présentées à 1/100 000 (voir dépliant) sont une réduction des nouvelles cartes à 1/50 000, disponibles au BRGM, établies à partir des levés réalisés par D. Lemaire en 1984, complétant les données préexistantes; la densité des mesures est d'environ 1,75 point au kilomètre carré (Lemaire, 1987).

Les valeurs de l'anomalie de Bouguer ont été calculées pour une densité moyenne des roches de 2,70 (Lemaire, 1987; Lemaire *et al.*, 1986) habituellement choisie dans les régions de socle.

Nous présenterons rapidement les cartes de l'anomalie de Bouguer et de l'anomalie résiduelle avant de commenter les profils qui permettent de rendre compte de la disposition, en profondeur, des corps géologiques de densité différente.

Carte de l'anomalie de Bouguer (fig. 8)

Sur l'ensemble de la coupure, l'anomalie de Bouguer reste négative, avec des valeurs extrêmes de -29 à -45 milligals. Les anomalies les plus intenses sont situées dans la partie sud-est de la carte, les anomalies les plus faibles, dans la zone centrale, partie ouest.

Les anomalies sont disposées suivant une direction grossièrement E-W, qui correspond à la direction générale des structures visibles sur la carte géologique, dans la partie sud de la carte. Les iso-anomales s'alignent dans la direction NE-SW dans le centre de la feuille.

Le trait marquant de cette carte est constitué par la présence d'anomalies très légères au Sud-Est, contrastant avec une anomalie beaucoup moins légère au centre.

L'anomalie la plus intense, dépassant -44 milligals, se calque parfaitement sur la partie la plus occidentale du massif leucogranitique de Toulx-Sainte-Croix ($^5\gamma^1\tau$) appartenant à la chaîne de la Marche orientale, située en bordure sud-est de la carte et dont la partie principale est présente sur la coupe Boussac.

Lorsque l'on se déplace vers l'Ouest, cette anomalie diminue en intensité mais reste néanmoins fortement négative sur tout le tiers sud de la feuille correspondant à la chaîne granitique de la Marche.

Un resserrement très net des iso-anomales est visible immédiatement au Nord de l'anomalie précédente, en particulier dans la moitié est. Cet alignement E-W matérialise la faille de la Marche orientale.

Deux anomalies d'intensité moins grande sont situées juste au Nord de ces courbes. Elles coïncident avec les gabbro-diorites ($\theta-\eta$) du domaine de Boussac appartenant au massif de Blandat-Clugnat.

Une anomalie d'intensité moyenne (-32 milligals) à l'extrémité centre-ouest de la carte, orientée NW-SE, se superpose à la klippe de Chéniers. Elle est vraisemblablement due à la présence du granite à biotite de Chéniers ($^4\gamma^{2-3}$).

C'est tout de suite à l'Est de cette zone qu'apparaît l'anomalie d'intensité la plus faible, s'étendant suivant une direction NE-SW, et qui ne peut être attribuée à aucun corps géologique affleurant. Une interprétation de cette anomalie, reposant sur les modélisations gravimétrique et magnétique, est donnée plus loin.

L'influence des massifs granitiques de l'axe du plateau d'Aigurande (décrite dans la notice de la carte La Châtre) se fait sentir dans le secteur nord-ouest de la carte, par des iso-anomales dont l'intensité augmente vers le Nord.

La carte de l'anomalie de Bouguer permet, en outre, de mettre en évidence des directions associées à des accidents :

— nous avons pu distinguer la faille de la Marche orientale, comme nous l'avons vu précédemment. L'accident de Boussac apparaît de façon plus discrète au Nord de la précédente ;

— les autres accidents discernables sur cette carte sont : la prolongation sud de la faille de La Châtre (direction N-S) que l'on peut suivre jusqu'à l'accident de Boussac, la faille de Méasnes-Piodon (direction N-S à NNW-SSE), et celle de La Forêt-du-Temple (direction NE-SW).

Carte de l'anomalie résiduelle (fig. 9)

L'anomalie résiduelle a été obtenue en soustrayant un effet régional (défini à partir de l'anomalie de Bouguer avec un polynôme du second

degré) à l'anomalie de Bouguer. On ôte ainsi à l'anomalie de Bouguer les effets créés par les structures profondes. Dans le cas présent, ceci permet de retrancher la vaste anomalie négative observée dans le Massif central, dont l'origine serait liée à la remontée d'un corps anormalement chaud et léger au sein de la lithosphère (Lucazeau et Bayer, 1982).

Seuls interviennent donc, dans l'anomalie résiduelle, les effets engendrés par les structures superficielles (quelques kilomètres) de la croûte.

Les anomalies négatives les plus intenses se situent sur l'extrémité nord-est de la carte sur les bordures sud des massifs granitiques de l'axe du plateau d'Aigurande (-8 à -5 milligals). Vers le Sud, ces anomalies décroissent très rapidement.

La partie du leucogranite de Méasnes (${}^4\gamma^1M$) affleurant sur la feuille est occupée par une anomalie comprise entre -5 et -8 milligals.

Le massif de Crevant (${}^4\gamma^2C$), de densité un peu plus élevée (2,63) que celui de Méasnes (2,61), présente une anomalie moins forte, environ -5 milligals.

Les courbes iso-anomales se resserrent relativement vite sur les bordures sud des massifs (cf. notice La Châtre).

Une anomalie négative de taille réduite apparaît au Sud-Est de Sazeray, elle se situe dans la zone d'affleurement des gneiss amygdalaires de l'unité d'Éguzon (${}_a\zeta^3$) et pourrait être en relation avec l'existence d'un pointement granitique non affleurant. Cette anomalie a une valeur de plus d'un milligal.

Une anomalie résiduelle négative bien individualisée de -5 milligals, dans l'extrême sud-est de la coupure, correspond à la présence à l'affleurement de la portion la plus occidentale du massif de Toulx-Sainte-Croix, appartenant à la chaîne de la Marche orientale. La direction de cette anomalie (NE-SW) se calque sur celle du massif.

Cette anomalie négative décroît vers l'Ouest, jusqu'à l'Est de Champsanglard, sa limite semblant coïncider avec la limite d'affleurement entre le granite de Chanon, faciès C2 (${}^2\gamma_m^{3-2}$), à l'Est, et le granite de Jalesches (${}^3\gamma^2J$), à l'Ouest.

Au Nord de l'anomalie précédente, due aux granites de la chaîne de la Marche, les courbes iso-anomales se resserrent très vite, suivant une direction E-W qui correspond à l'accident de la Marche orientale.

Deux anomalies résiduelles positives sont situées immédiatement au Nord de cette faille. La plus intense dépasse 6 milligals et la seconde 2,5 milligals, elles correspondent au massif de gabbro-diorites de Blandat.

Le massif de roches basiques de L'Age est à l'origine d'une anomalie résiduelle positive beaucoup plus discrète, de l'ordre du milligal.

La partie centrale de la carte est occupée par une anomalie résiduelle positive, de direction NE-SW, de grande ampleur et de forte intensité. Elle s'étend dans toute la zone sud du plateau d'Aigurande comprise entre les massifs granitiques de Méasnes et de Crevant et l'accident de Boussac ; elle atteint plus de 5,5 milligals. Ce trait significatif de la carte de l'anomalie résiduelle ne peut être lié aux gneiss biotitiques de l'unité de Gargillesse—Dunle-Palestel (ζ^{1-2}) affleurants à cet endroit.

Des modélisations gravimétriques et magnétique ont été réalisées dans cette zone suivant deux profils, l'un N-S et l'autre NNW-SSE. Elles ont permis de mettre en évidence l'existence d'un banc de roches lourdes, de densité 3,02, correspondant à la prolongation en profondeur du banc d'amphibolites de l'unité d'Éguzon (δ) présent à l'affleurement dans la partie ouest de la feuille. Ce banc d'amphibolites a été représenté à partir de deux profils gravimétriques et son existence corroborée par la modélisation magnétique de l'un des profils (NNW-SSE) (cf. *infra*).

Les accidents identifiés sur la carte de l'anomalie résiduelle sont les mêmes que ceux déjà cités pour la carte de l'anomalie de Bouguer.

MODÉLISATIONS

Modélisations gravimétriques du granite de Chéniers (fig. 10)

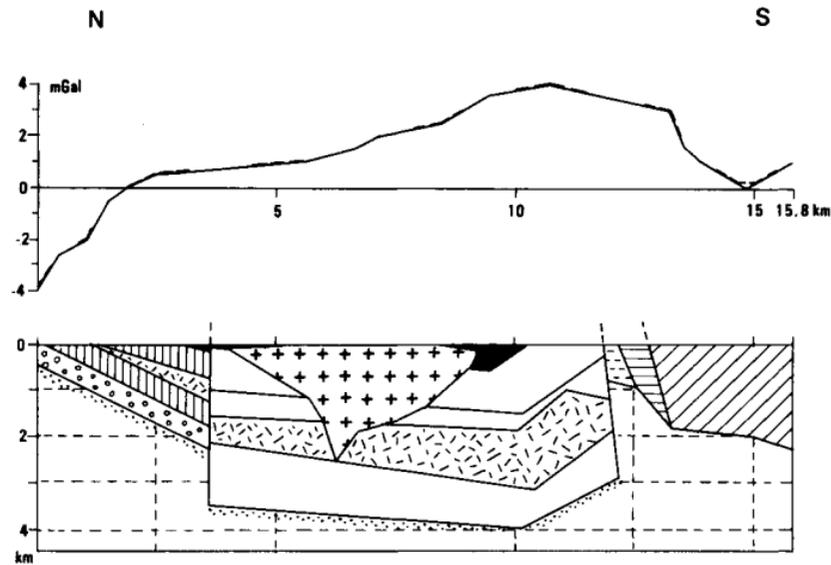
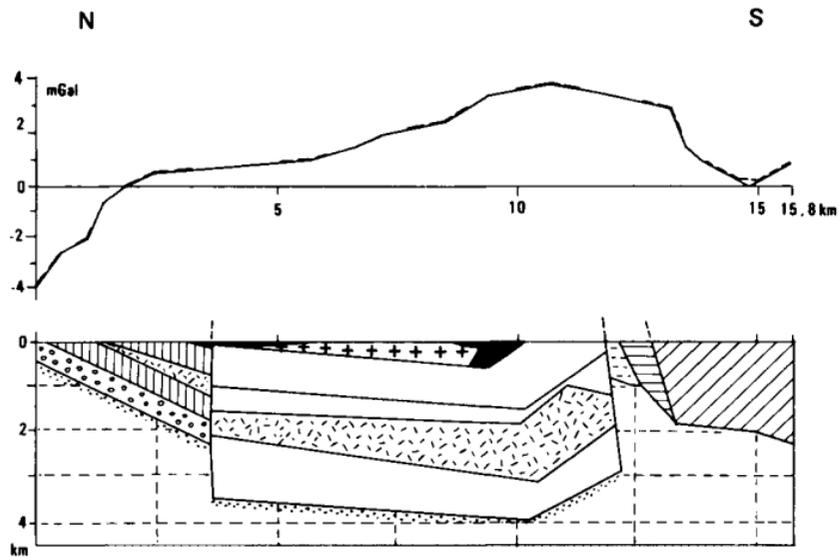
Les contrastes de densité utilisés sont déduits des mesures effectuées sur des échantillons prélevés sur le terrain. La partie superficielle des modèles a été dessinée en prenant en compte les données cartographiques et structurales. L'introduction de contraintes précises concernant les densités, les structures superficielles et les dimensions des corps dans la direction perpendiculaire au profil (2,5 D), conduit à une interprétation plus fiable de la géométrie profonde des corps, sans cependant que le modèle obtenu puisse être considéré comme unique. À noter, en effet, que les présentes interprétations sont réalisées dans le cadre de certaines hypothèses, telles que l'homogénéité des densités à l'intérieur des corps, le caractère cylindrique des structures, etc.

Les modélisations ont été réalisées selon une direction N-S.

Le profil choisi pour l'interprétation de la klippe de Chéniers s'étend sur environ 25 km entre le Sud d'Aigurande et la chaîne de la Marche (Ouest de Anzême).

L'intérêt premier de ce profil était de modéliser le massif de Chénier pour savoir s'il était allochtone et transporté avec l'unité migmatique, ou postérieur aux déplacements tangentiels. Il a, par la suite, révélé l'existence d'un important banc d'amphibolites dans l'unité d'Éguzon.

La partie nord du profil montre le rôle important joué par la faille de Méasnes—Piodon, sur laquelle se bloquent la succession des unités structu-



 Migmatites (UM) 2,70

 Gneiss gris (UE) 2,66

 Granite (UM) 2,66

 Gneiss amygdalaires (UE) 2,59

 Gneiss grossier (UG) 2,65

 Amphibolites (UE) 3,02

 Unité d'Eguzon 2,62

 Micaschistes (UF) 2,70

 Granite (DB) 2,60

 Anomalie observée

 Gabbro-diorites (DB) 3,00

 Anomalie calculée

 Granite (DM) 2,67

Fig. 10 - Modélisations gravimétriques du granite et de la klippe de Chéniers

rales du plateau d'Aigurande. Vers le Sud, le profil traverse le domaine de Boussac (gabbro-diorites) et recoupe les accidents de Boussac et de la Marche orientale, puis au-delà, les massifs granitiques de la chaîne de la Marche.

La partie nord du profil présente une anomalie négative due à l'influence du massif granitique de Méasnes. Il est limité vers le Sud-Est par des accidents.

La klippe de Chéniers est constituée par des migmatites et par le granite de Chéniers, appartenant à la klippe ou intrusif dans celle-ci. Deux modélisations de ce profil ont été réalisées. La seule différence entre ces profils tient à la morphologie du granite, aucune autre modification n'a été faite, ni en ce qui concerne la forme des structures, ni en ce qui concerne les paramètres utilisés pour le calcul du modèle. Dans les deux cas, les pentes des bordures du massif sont les mêmes, puisque déduites des observations géologiques.

Dans le premier modèle, le granite de Chéniers a été modélisé en tant que partie intégrante de la klippe. Il en occupe toute la partie centrale sur environ 3 à 4 km de large. Son épaisseur varie entre 250 et 500 m. Le second modèle montre un granite enraciné à une profondeur faible, de l'ordre de 2,5 km.

Les modèles gravimétriques concernant les deux hypothèses de mise en place du granite de Chéniers, ne permettent pas de choisir l'une des solutions, étant donné que les deux modélisations donnent des effets comparables. Cette incertitude pourrait être levée par un complément de mesures faites avec un maillage plus dense dans la région de la klippe.

Néanmoins, les observations structurales et les données géochronologiques plaident en faveur d'une mise en place intrusive du granite :

- la datation radiochronologique donne un âge de 312 Ma (Baubron, comm. orale), alors que la structuration des migmatites est largement antérieure ;
- de même, le fait que le granite n'ait subi aucune déformation ductile est un argument en faveur de sa mise en place postérieurement au chevauchement des migmatites.

L'hypothèse d'une mise en place intrusive du magma granitique par diapirisme semble, ici, la plus vraisemblable, malgré l'absence d'affleurements de granite en dehors de la klippe.

Modélisations des amphibolites de l'unité d'Éguzon (fig. 11)

● **Profil gravimétrique de direction NNW-SSE, avec contrôle magnétique.** Le profil gravimétrique de l'anomalie résiduelle a été complété par un profil magnétique extrait des cartes du champ total à 1/200 000 (feuilles Moulins et Poitiers).

Au Sud du massif de Crevant, l'unité de Fougères—Culan est surmontée par la formation des gneiss amygdalaires et par les micaschistes feldspathiques, dans lesquels apparaît un niveau d'amphibolites. Ce banc est connu dans la région du barrage d'Éguzon, dans la partie nord du plateau d'Aigurande. Ces amphibolites sont associées aux passées de leptynites.

La vaste anomalie résiduelle de 5 milligals présente au Sud du massif de Crevant, ainsi que la présence de ces roches à proximité du profil et l'importance que cette formation revêt dans le Nord du plateau d'Aigurande, aux environs du barrage d'Éguzon, nous a conduit à modéliser un banc d'amphibolites.

L'horizon d'amphibolites semble très développé, il s'étendrait sur une quinzaine de kilomètres suivant la direction du profil. Son épaisseur peut atteindre 1 500 m, d'après le modèle établi.

L'épaisseur du banc est très réduite voire nulle au Nord, ce qui expliquerait que celui-ci n'affleure que sur une étendue limitée et soit parfois même absent. Puis l'épaisseur paraît croître rapidement vers le Sud, jusqu'à plus de 1 500 m, et au-delà, diminuer de nouveau jusqu'à proximité de la faille de Boussac.

Le banc s'approfondirait lentement du Nord, où il est à environ 100 m de profondeur sur la modélisation, au Sud, où il atteint 1 000 m. Aux abords de l'accident de Boussac, il se rapprocherait de la surface (300 m). Dans leur partie la plus profonde, les amphibolites atteindraient 2 200 à 2 300 m. Vers le Sud, les amphibolites se bloquent sur la faille de Boussac.

Cette partie du modèle est à rapprocher du profil passant par la klippe de Chéniers (N-S), situé plus à l'Ouest, dans l'interprétation duquel nous avons été amené à faire intervenir un banc d'amphibolites occupant la même position structurale, pour rendre compte de l'anomalie résiduelle positive.

Un contrôle magnétique du profil NNW-SSE a été effectué, afin de corroborer l'hypothèse de la présence en profondeur du banc d'amphibolites qui n'affleure pas dans la zone de passage du profil.

● **Modélisation d'après le profil N-S.** Ce profil, traversant la klippe de Chéniers, passe dans la zone d'affleurement des amphibolites de l'unité d'Éguzon.

Sous les migmatites de la klippe de Chéniers, ont été modélisées l'unité de Gargillesse—Dun-le-Palestel, composée de gneiss grossiers biotitiques, et l'unité d'Éguzon. La présence d'une anomalie résiduelle positive de 4 milligals, nous a amené à modéliser un banc d'amphibolites dans l'unité d'Éguzon, amphibolites qui sont présentes au Nord de l'accident de Méasnes—Piodon.

Dans la partie septentrionale du profil, elles ont une épaisseur réduite à l'affleurement, de l'ordre de 150 m, mais atteignent 700 à 800 m à la faille de Méasnes—Piodon par laquelle elles sont décalées, avec effondrement relatif du compartiment est, correspondant à la klippe de Chéniers ; le rejet vertical apparent est d'environ 800 m.

Le banc a un pendage de l'ordre d'une vingtaine de degrés vers le Sud. Sa mise en accordance avec les autres formations de l'unité est bien visible, de même que dans le profil précédent.

Sous la klippe de Chéniers, entre les accidents de Méasnes—Piodon et de Boussac, les amphibolites atteignent une épaisseur de près de 1 300 m. Elles s'épaississent lentement vers le Sud, avec un pendage Sud de quelques degrés à une profondeur de 1 600 à 1 900 m.

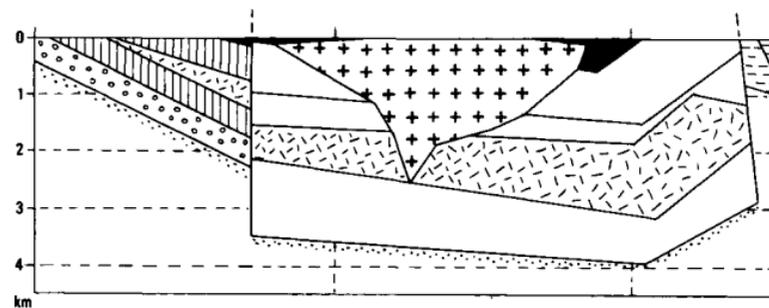
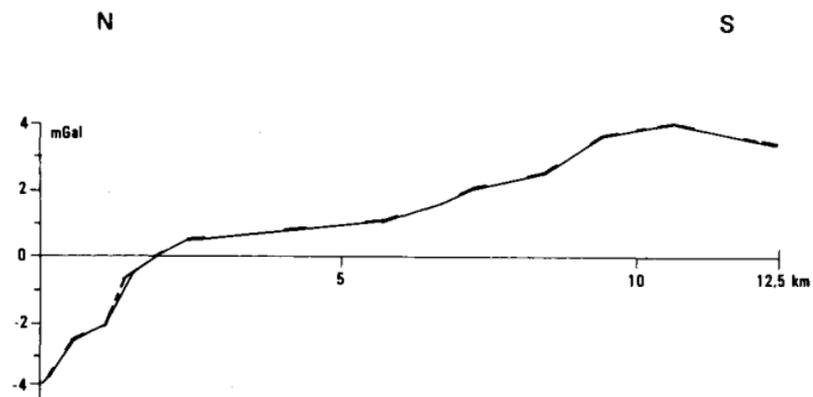
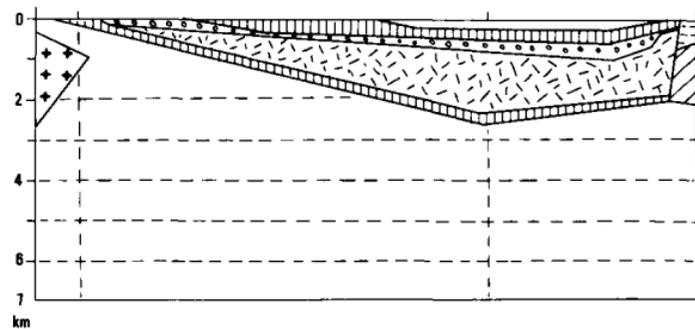
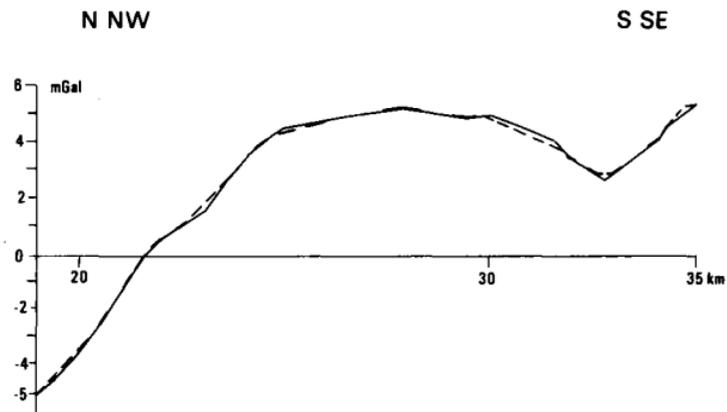


Fig. 11 - Modélisations gravimétriques des amphibolites de l'unité d'Eguzon dans le Sud du plateau d'Aigurande

Au Sud de la klippe, elles se redressent, ainsi que les autres formations, et ont un pendage vers le Nord de l'ordre de 45° ; elles remontent à un kilomètre de la surface.

Leur épaisseur se réduit à 800-900 m au niveau de l'accident de Boussac sur lequel elles se bloquent.

Ce profil fait apparaître les mêmes caractéristiques que le précédent, en ce qui concerne la forme des amphibolites, leurs variations d'épaisseur, et le volume qu'elles occupent. De plus, nous avons vu que l'importance de ce niveau a été confirmée par la modélisation magnétique.

Conclusions. Les amphibolites de l'unité d'Éguzon apparaissent sur les modélisations de deux profils gravimétriques : le premier NNW-SSE, traversant tout le plateau d'Aigurande, et le second, N-S, passant par la klippe de Chéniers.

Dans ce cas, c'est la modélisation qui a permis de montrer l'existence de ce banc, même lorsqu'il est absent à l'affleurement. En effet, les amphibolites n'affleurent que sur le tracé de l'un des deux profils (N-S).

Les amphibolites constituent un horizon très important de l'unité d'Éguzon. L'étude gravimétrique montre que, si cette formation n'a qu'une faible extension à l'affleurement dans le Sud du plateau d'Aigurande, elle se développe néanmoins de manière équivalente en profondeur, et que, dans les deux cas, elle peut atteindre une épaisseur bien plus importante.

Cet horizon revêt une importance significative à la fois dans le Nord du plateau d'Aigurande (levés cartographiques dans la région d'Éguzon) et dans le Sud, où les modélisations gravimétriques et magnétiques ont permis de le mettre en évidence, là où il n'affleure qu'épisodiquement et sur une épaisseur réduite.

S'étendant sur environ une quinzaine de kilomètres jusqu'à la faille de Boussac, le banc montre de grandes variations d'épaisseur (entre 0 et 1 500 m environ). La forme de ce niveau est de type « lenticulaire », s'amenuisant jusqu'à disparaître vers le Nord, avec parfois des amincissements locaux, en particulier à proximité de la faille de Boussac.

On remarque que les amphibolites sont intercalées dans les formations de l'unité d'Éguzon et qu'elles ne sont pas limitées, à la base ou au sommet, par des accidents. Les bordures du banc ont des pendages faibles, de 5 à 10° pour la limite supérieure, et d'une vingtaine de degrés pour la base.

Les événements tectono-métamorphiques ayant affecté le plateau d'Aigurande sont responsables de cette morphologie où se succèdent renflements et étranglements (structure classique en « pinch and swell ») et de leur mise en accordance avec l'encaissant, qui apparaît également de façon très nette sur les modélisations.

Domaines de Boussac et de la Marche

L'ensemble des structures décrites dans le Sud du plateau d'Aigurande se bloque sur l'accident de Boussac.

Les accidents de Boussac et de la Marche orientale apparaissent subverticaux sur les deux profils.

Entre les accidents de Boussac et de la Marche orientale, le domaine de Boussac est constitué par les gabbro-diorites. Leurs limites nord et sud sont subverticales. Elles apparaissent, sur les modèles, comme un « coin » dont les bordures sont subverticales. Son extension en profondeur est de 1 600 à 1 700 m environ.

Vers le Sud, l'accident de la Marche orientale met en contact les gabbro-diorites du domaine de Boussac avec les granites anté- à syntectoniques de la chaîne de la Marche, qui ont une forme de « lame » d'une épaisseur de 2 à 3 km.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Le territoire de la feuille s'étend pour les trois quarts dans la région méridionale du Berry, le restant faisant partie de la Marche. La limite naturelle est marquée par la dislocation de la Marche, sise entre le plateau d'Aigurande, au Nord, entaillé par la Petite-Creuse, et le massif granitique du Guéret au Sud. Elle se traduit dans la morphologie par une dénivellation de 50 à 80 m.

La hauteur des précipitations moyennes sur 15 ans (1964-1979) est de l'ordre de 900 mm par an (Atlas climatique du Limousin).

Sur le plan géologique, sont à distinguer :

- les formations cristallophylliennes, magmatiques et dépôts des plateaux au Nord (domaines d'Aigurande et Boussac).
- les formations éruptives du domaine de la Marche—Guéret.

Les roches cristallines et cristallophylliennes sont altérées et une arène sablo-argileuse de plusieurs mètres s'est formée à leurs dépens.

Deux comportements hydrauliques sont à distinguer :

- un milieu capacitif, mais peu perméable : ce sont les arènes qui assurent le stockage de l'eau. Il se constitue, à la base de l'arène, dans les fissures de la roche, un aquifère capable d'alimenter des sources lorsqu'une dépression topographique lui permet d'affleurer à la surface. En l'absence de rupture de pente et de dénivellation importantes, les sources sont les plus souvent portées au jour par des filons de quartz ;
- un milieu faiblement capacitif mais perméable : ce sont les fractures ouvertes permettant la circulation de l'eau.

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

TABLEAU 3 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Pierres-Bures Le Mérin	1.4001	Pb, Zn			Schiste Granite	Anomalie géochimique, indice en cours d'étude.
Bétété	4.4001	Pb, Zn	Quartz Fluorine Oxyde plomb Pyrite Blende Galène	Stratiforme	Gneiss Micaschiste	Géochimie, prospection marteau, sondages percutants, et carottes. Teneurs de 1,28 à 2,6 % Pb sur des passées de 1,3 m, ont été notées.
Le Vignaud	5.4001	U	Quartz Barytine Fluorine Oxyde d'uranium Pyrite Marcasite Pechblende Chalcocite Phosphate d'U	Filons	Leucogranite	Exploitation, 1956-1962 de plusieurs lentilles minéralisées, réparties sur plusieurs alignements parallèles. 2 puits de 13 et 31 m. Exploitation souterraine. Teneur moyenne : 2,5 ‰ _{or} .
Champsanglard Le Villard	5.4002	U	Autunite Pechblende Oxyde noir	Filons	Leucogranite	Sondages, géophysique, puits de 20 et 32 m mettent en évidence que la minéralisation est diffuse, disséminée dans un important accident tectonique. Production de 12,4 t U métal de 1968 à 1969.

TABLEAU 3 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Coussat	6.4001	U	Quartz Fluorine Autunite Pechblende Limonite	Filon	Leucogranite	Travaux miniers à - 45 mètres, réserves : 100 t à 0,8 ‰ 50 à 0,5 ‰.
Montagaud	6.4002	U	Quartz Pechblende Coffinite Autunite Fluorine Barytine Pyrite Chalcopyrite	Filon	Leucogranite pres du contact avec les migmatites	Exploitation à ciel ouvert des 25 premiers mètres, puis souterraine jusque - 75 m. Teneur exploitée : 2 à 3 ‰. Production : 23,719 tU métal.
Le Pouyoux	6.4003	U	Phosphate U Produit noir	Fracture	Leucogranite	Imprégnation d'une petite fracture N-S. Quelques produits noirs entre 8 et 10 mètres.
Les Dauges Tirrelangue	6.4004	U	Oxyde d'U	Filon	Leucogranite	Exploitation à ciel ouvert. 20 t extraites en 1968/69.
Lombarteix	6.4005	U	Quartz Autunite Fluorine Antozonite Chalcocite Pechblende	Filons	Leucogranite	3 zones lenticulaires alignées sur un accident N-S, exploitées à ciel ouvert puis en galeries à flanc de coteau. 25 t exploitées en 1969. Faibles réserves à basses teneurs : 1,5 ‰.

TABLEAU 3 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Pont de la Roche	7.4001	Au, Ag	Quartz Pyrite Mispickel Calcite	Amas disséminés	Schiste Amphibolite Aplite	Carrière d'exploitation de matériaux montrant de nombreuses traces de minéralisation sans répartition sélective. Le mispickel est vraisemblablement aurifère.
Barbançais	7.4002	U	Oxyde d'U	Filon	Granite Leucogranite	Sondages, géophysique : petite lentille verticale à 2 ‰. Réserves estimées en 1979 : 1,5 tU.
Braconnais	7.4003	W	Quartz Scheelite Fluorine Cassiterite Wolframite Or Mispickel		Granite Leucogranite	Zone anormale en AS-W découverte en 1981. Prospection en cours.
La Ribière	8.4001	U	Phosphate d'U Vanadate d'U Autunite Fluorine	Filon	Granite Mylonite	Petit gîte exploité en carrière de 1962 à 1967 repris en 1979. Production : 1 ^{re} période = 98,5 t et 22,9 t en 1979.
Clugnat	8.4002	As	Pyrrhotite, Pyrite Chalcopyrite Molybdenite Stannite, Blende Galène, Mispickel Barytine, Fluorine Covellite, Cassitérite	Stockwerk disséminé	Amphibolite Skarn	Zone anormale As, W, Sn en cours de développement. Prélèvements géochimiques et sondages percutants.

Ces eaux ont été, de tous temps, utilisées pour l'alimentation des populations rurales ; elles étaient captées par drains et puits, facilitant une exploitation gravitaire.

En vue de répondre à des besoins plus importants, la solution adaptée consiste à utiliser les eaux superficielles stockées puis traitées ; c'est le cas des pompages réalisés dans la retenue du ruisseau de Besse et dans la Creuse (Le Bourg-d'Hem).

GÎTES MINÉRAUX

Les caractéristiques des indices et gîtes minéraux recensés sur la feuille sont résumées dans le tableau 3.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

On trouvera des renseignements complémentaires dans le **guide géologique régional : Massif central** (Peterlongo, 1978), Paris : Masson édit.

BIBLIOGRAPHIE

AHMADZADEH H., PETITPIERRE E. (1984) — Âge briovérien supérieur par la méthode au plomb sur galène d'un niveau de gneiss à amphibole de la série métamorphique du plateau d'Aigurande (unité de Fougères, Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 11, 491-494.

ARNOLD M., KURTBAS K., RANCHIN G. (1968) — Différenciation pétrographique et géochimique de la partie ouest du massif de Guéret. *Sci. de la Terre*, Nancy, XIII, 4, 326-358.

AUBERT G. (1968) — Contribution à l'étude des granites à albite et micas blancs, riches en F, Li, Sn, Be, No, Ta, etc. Les gisements de Montebbras et d'Échassières. *In* : « Endogenous Ore Deposits », 23th Intern. Geol. Congr., Prague, 7. Prague : Academia édit., 215-232.

AUBERT G. (1969) — Les coupoles granitiques de Montebbras et d'Échassières (Massif central français) et la genèse de leurs minéralisations en Sn, Li, Ti et Be. *Mém. BRGM*, 46, 349 p.

AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1977) — L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque. Relation entre les cycles calédonien et varisque. *In* : « La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale ». Coll. intern. CNRS 243, Rennes, 1974. Paris : CNRS édit., 211-226.

BÉBIEN J., GAGNY C. (1980) — Volcanites du précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. Coll. C7, 26^e Congr. géol. intern., Paris. Soc. géol. Fr. et BRGM édit.

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

BOINEAU R., NICAISE J. (1950) — Les schistes cristallins du plateau d'Aigurande au Sud de La Châtre et de Châteaumeillant. *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, 16, 7-42.

BOISSAVY-VINAU M. (1979) — Processus géochimiques de concentration liés à l'évolution de magmas granitiques. Applications aux filons à Sn, W du Massif central français et du Nord Portugal. Thèse 3^e cycle, univ. P. et M. Curie, Paris, 220 p., inéd.

BORNUAT M. (1969) — Étude géologique et métallogénique de la région de Montmarçon. Division du Massif central. D.L. Clermont-Ferrand, 217, D.R.M.M., BRGM.

BOUCHEZ J.L., JOVER O., DIOT H. (1984) — Anisotropie de la susceptibilité magnétique et structures magmatiques des granitoïdes du massif de Guéret. In : « Chevauchements synmétamorphes varisques (Limousin) », Programme géologie profonde de la France, 1, thème 3. *Doc. BRGM*, 81/3, 35-48.

BOUGNIÈRES L. (1950) — Les granites de l'extrémité orientale de la chaîne de la Marche dans la Creuse et l'Allier. *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, 16, 45-72.

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

BOULOTON J. (1978) — La phase acadienne dans le Massif central. Extension vraisemblable à la Marche (série d'Aigurande). 6^e Réunion ann. sci. de la Terre, Orsay. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 61.

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

BOUVIER P. (1984) — Le magmatisme basique de la Marche (NW du Massif central français). 10^e Réunion ann. sci. de la Terre, Bordeaux. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 90.

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

BOUVIER P., QUENARDEL J.M. (1984) — Principales caractéristiques des intrusions dévono-carbonifères du Massif central occidental (France). 109^e Congr. soc. savantes, Dijon, Sciences, 1, 227-237.

BOUVIER P., QUENARDEL J.M., LANGANEY C. (1984) — Évolution magmatique de la bordure nord-ouest du Massif central français. Rapport C.E.A/D.A.M.N., 106 p.

BOUVIER P., SCHMITT P., QUENARDEL J.M., LEROUGE G. (1985) — Nature et évolution du magmatisme calédonovarisque de part et d'autre du seuil du Poitou. Rapport C.E.A/D.A.M.N., 289 p.

BROWN M. (1973) — The définition of metatexis, diatexis and migmatites. *Proc. Geol. Ass.*, 4, 4, 373-383.

CABANIS B., GUILLOT P.L., SANTALLIER D. *et al.* (1983) — Apport des éléments traces à l'étude géochimique des metabasites du Bas-Limousin. *Bull. Soc. géol., Fr.* (7), XXV, 4, 563-574.

CANTAGREL J.M. (1973) — Signification des âges à l'argon, déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens. Application au Massif central français et à l'Aleksod (Sahara algérien). *Annales sci. univ. Clermont-Ferrand*, 50, 282 p.

CHENEVOY M. (1958) — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif central français. Mém. expl. Carte géol. Fr. Impr. nationale, 428 p.

CHENEVOY M. (1958) — Sur l'importance et les caractères d'un paléovolcanisme en Limousin septentrional (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VIII, 2, 113-122.

CHENEVOY M. (1968) — Les gneiss amygdalaires du Massif central français : anciens tufs ou laves de chimisme rhyodacitique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, (D), 284, 787-790.

CIRODDE J.L., LUSTIG C. (1981) — Étude géologique et structurale de la région de Cluis. D.E.A., Paris-Sud, Orsay, 47 p., inéd.

COGNÉ J. (1977) — La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. In : « Écologie et géologie de l'Himalaya ». Colloque int. CNRS 268, Paris, 1976. Paris : CNRS édit., 111-129.

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

DABROWSKI (1951) — Étude géologique de la Marche au Sud de Montluçon. *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, 17.

DEBEGLIA N., DEBRAND-PASSARD S. (1980) — Principaux accidents tectoniques issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain (au sens large), dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXII, 4, 639-645.

DEBEGLIA N., GERARD A., WEBER C. (1977) — Apport des levés aéromagnétiques détaillés à la géologie du socle du Massif central nord-oriental. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, 563-573.

DEBEGLIA N., WEBER C. (1978) — Apport des corrélations géophysiques à la connaissance du socle du bassin de Paris. In : « Sciences de la Terre et mesures », Coll. intern., jubilé Jean Goguel, Orléans, 1977. *Mém. BRGM*, 91, 63-70.

DELHAYE A., LACHAIZE M., SANTOIRE J.P. (1978) — La sismicité de la bordure nord du Massif central et ses implications tectoniques. 6^e Réunion ann. sci. de la Terre, Orsay. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 140.

DELORME J., EMBERGER A. (1949) — La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande. *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, 15, 45-82.

DUTHOU J.L. (1977) — Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme : le Nord-Limousin (Massif central français). *Ann. sci. univ. Clermont-Ferrand*, 63, 288 p.

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

DUTHOU J.L. (1984) — Âge dévonien supérieur (Rb/Sr) des gneiss à cordiérite de la carrière du Puy du Roi à Aubusson (Creuse). Conséquences. 10^e Réun. ann. sci. de la Terre, Bordeaux. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 204.

DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) — Palaeozoic granitoids from the french Massif central : age and origin studied by Rb87/Sr87 system. *Physics of the Earth Planet. Inter.*, 35, 131-144.

FAURE J. (1963) — Étude pétrographique de l'extrémité nord-ouest du granite de Guéret et de ses enclaves. D.E.S., Clermont-Ferrand, 56 p., inéd.

FEYBESSE J.L. (1981) — Tectonique de la région de Laroquebrou (Cantal, Massif central français). Rôle de la déformation ductile et évolution du Silon houiller. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 277 p., inéd.

FLOC'H J.P. (1983) — La série métamorphique du Limousin central : une traverse de la branche ligérienne de l'orogène varisque, de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat (Massif central français). Thèse Sci., Limoges, 2 vol., 445 p., inéd.

FLOC'H J.P., QUENARDEL J.M., ROLIN P., SANTALLIER D. (1983) — Une géotraverse dans le Massif central occidental (France). 1^{re} partie : les unités lithologiques. *In* : « Le Maroc et l'orogène paléozoïque », symposium Rabat, projet 27 du P.I.C.G. « Orologène calédonien ». Mém. Serv. géol. Maroc, n° 335 (1989), 369-377.

FLOC'H J.P., SANTALLIER D., HENRY B. (1984) — La série limousine : réflexion axée sur une synthèse géologique régionale et son utilisation pour la prospection minière (or). *Chr. rech. min.*, 474, 5-10.

FREYTET P., LEROUGE G., QUENARDEL J.M. *et al.* (1985) — Esquisse néotectonique des pays limousin, marchois et bourbonnais (Nord du Massif central). *C.R. Acad. Sci., Paris, (II)*, 301, 1163-1168.

FREYTET P., LEROUGE G., LORENZ C., LORENZ J. (1986) — Intérêt de l'étude pluridisciplinaire d'une région : stratigraphie, géologie structurale, géomorphologie, néotectonique, télédétection du Sud du bassin de Paris. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, 23, 2, 3-15.

GAUTHIER J.C. (1973) — Évolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche orientale. 1^{re} partie : l'évolution granitique. *Sci. de la Terre*, Nancy, XVIII, 4, 318-351.

GAUTHIER J.C. (1974) — Évolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche orientale. 2^e partie : géochimie des alcalins rares. *Sci. de la terre*, Nancy, XIX, 2, 122-151.

GERARD A., WEBER C. (1971) — L'anomalie magnétique du bassin de Paris interprétée comme élément structural majeur dans l'histoire géologique de la France. *C.R. Acad. Sci., Paris, (D)*, 272, 921-923.

GROLIER J. (1955) — Étude géologique de l'extrémité occidentale du plateau de Guéret et de la chaîne de la Marche. D.G.P., Clermont-Ferrand, 120 p., inéd.

GROLIER J. (1971) — La tectonique du socle du Massif central. *In* : « Symposium Jean Jung ». Clermont-Ferrand : Plein Air service édit., 215-168.

GROS Y., MARTIN P. (1981) — La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de La Machine, Neville, St-Pierre-le-Moutier). Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO.

GUILLEN A., DEBEGLIA N. (1984) — Contribution à l'étude de l'anomalie magnétique du bassin de Paris. Programme géologie profonde de la France, 1, thème 2. *Doc. BRGM*, 81/2, 1-15.

GUILLOT P.L. (1981) — La série métamorphique du Bas-Limousin ; de la vallée de l'Isle à la vallée de la Corrèze, le socle en bordure du Bassin aquitain. Thèse Sci., Orléans, 391 p., inéd.

GUILLOT P.L., AUTRAN A., CABANIS B., QUENARDEL J.M. (1983) — L'évolution polyphasée siluro-carbonifère de l'orogène varisque en France. In : « Le Maroc et l'orogène paléozoïque », symposium, Rabat, projet 27 du P.I.C.G. « Orologène calédonien ». Mém. Serv. géol. Maroc, n° 335 (1989), 271-282.

GUILLOT P.L., FEIX I. (1984) — La dislocation d'Argentat, une frontière majeure dans le Massif central. In : « Chevauchements varisques (Limousin) », Programme géologie profonde de la France, 1, thème 3. *Doc. BRGM*, 81/3, 71-85.

HIGGINS M.W. (1971) — Cataclastic rocks. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 687, 97 p.

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

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

JOHAN Z., VANNIER M. (1971) — Étude géochimique et pétrographique de la partie orientale du massif granitique de la Marche. Coll. sci. intern. E. Raguin. Paris : Masson édit., 9-16.

JOVER O. (1986) — Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevalles (Massif central français). Analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse Sci., Nantes, 233 p., inéd.

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

LAMEYRE J. (1963) — Relations possibles entre séries renversées et granites dans l'Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 256, 450-452.

LAMEYRE J. (1966) — Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Ann. fac. sci. Clermond-Ferrand*, géol. min., 29, 12, 264 p.

LAMEYRE J. (1982) — Contribution à la géologie du Limousin : arguments pour des fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 294, 1237-1240.

LAMEYRE J. (1984) — Contribution à la géologie du Limousin (II) : les leucogranites fini-carbonifères et le modèle himalayen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 298, 895-900.

LA ROCHE H. (de) (1964) — Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre*, Nancy, X, 1, 7-40.

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

LA ROCHE H. (de) (1968) — Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 267, 39-42.

LA ROCHE H. (de) (1979) — Quelques cas d'interaction et d'échanges entre formations acides et formations basiques dans les zones profondes. *Sciences géologiques*, Strasbourg, mém. 13, 149-159.

LA ROCHE H. (de) (1980) — Granites chemistry through multicationic diagrams. *Sci. de la Terre*, Nancy, sér. « Informatique géologique », 13, 67-88.

LA ROCHE H. (de), LETERRIER J. (1973) — Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 276, 3115-3118.

LA ROCHE H. (de), LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) — A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elements analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.

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

LASNIER B. (1965) — Étude pétrographique de la région d'Éguzon (Indre). Coupe du versant nord de l'anticlinal du plateau d'Aigurande à zonéographie inversée. D.E.S., Poitiers, 105 p., inéd.

LASSERE M. (1951) — Les terrains cristallins de la terminaison orientale du plateau d'Aigurande (Allier). *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, 17.

LAUNAY M. (de) *et al.* (1894) — Carte géologique de France au 1/80 000. Aigurande 144 et notice explicative. Paris : Service des Mines édit.

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

LAURENT P. (1972) — The Hercynides of South Europe : a model. *In* : «Tectonics», 24th Int. Geol. Congr., Canada. Montréal : Harpell's Press edit., 3, 363-370.

LEHINGUE D. (1951) — Les séries cristallines de la terminaison orientale du plateau d'Aigurande (Allier). *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, 17.

LEMAIRE D. (1983) — Géologie et structure de la région sud de La Châtre, plateau d'Aigurande (NW du Massif central français). D.E.A. Paris-Sud, Orsay, 52 p., inéd.

LEMAIRE D. (1987) — Propriétés gravimétriques et magnétiques des plutonites en relation avec leur composition chimique et leur mode de mise en place. Exemples pris dans le Nord du Massif central français. Thèse, Paris-Sud, Orsay, 2 vol., 274 p., inéd.

LEMAIRE D., DEBEGLIA N., QUENARDEL J.M. (1986) — Apport de la gravimétrie dans l'élaboration de modèles de mise en place des ensembles magmatiques du Nord du Massif central français. I -Le massif granitique de Crevant. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 303, 799-804.

LEMAIRE D., QUENARDEL J.M., DEBEGLIA N. (1987) — Apport de la gravimétrie dans l'élaboration de modèles de mise en place des ensembles magmatiques du Nord du Massif central français. II -Le massif granitique de la Marche orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 305, 1073-1079.

LEROUGE G. (1981) — Étude géologique et structurale de la région de St-Benoît-du-Sault et argument pour un sens de mise en place des nappes à l'aide de la fabrique du quartz. D.E.A., Paris-Sud, Orsay, 50 p.

LEROUGE G. (1984) — Contribution à l'étude de la fracturation du NW du Massif central et du Sud du bassin de Paris (France). Thèse 3^e cycle, Orléans, 2 vol., 394 p. inéd.

LEROUGE G. (1987) — Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le Sud du Massif armoricain. Thèse Sci. Paris-Sud, Orsay, inéd., et *Mém. Géodiffusion*, Paris (1988), 363 p.

LEROUGE G., FREYTET P. (1986) — Relations entre le Sud-Est du Massif armoricain et le Nord-Ouest du Massif central par la néotectonique déduite de la géomorphologie et de l'analyse structurale. Coll. Néogène, Nantes, à paraître.

LEROUGE G., FREYTET P., LORENZ C., LORENZ J. (1986) — Proposition d'une chronologie des événements tectoniques sédimentaires et morphologiques néogènes et quaternaires dans le Sud du bassin de Paris et le Nord-Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 303, 1749-1752.

LEROUGE G., QUENARDEL J.M. (1985) — Chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest du Massif central français et le Sud du bassin de Paris du Carbonifère inférieur au Plio-Quaternaire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 301, 621-626.

LEROUGE G., QUENARDEL J.M., ROLIN P. (1983) — La zone de cisaillement de la Marche-Combrailles (NW du Massif central français). In : « Le Maroc et l'orogène paléozoïque », symposium Rabat, projet 27 du P.I.C.G. « Orologène calédonien ». *Mém. Serv. géol. Maroc*, 335 (1989), 261-270.

LEROUGE G., ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1986) — Le Sillon houiller : couloir blastomylonitique carbonifère. 11^e Réunion ann. sci. de la Terre, Clermont-Ferrand. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 111.

LEROY J. (1978) — Métallogenèse des gisements d'uranium de la division de la Crouzille (COGEMA, Nord-Limousin, France). *Sci. de la Terre*, Nancy, mém. 36, 271 p..

LESPINASSE M. (1984) — Étude structurale des gisements d'uranium de la Marche occidentale : fracturation, circulations fluides, développement de l'épisyénitisation. *Géol. Géoch. Uranium Mém.*, Nancy, 8, 200 p.

LESPINASSE M., MOLLIER B., DELAIR J., BLADIER L. (1968) — Structuration tangentielle et chevauchements carbonifères dans les leucogranites du NW du Massif central français : l'exemple des failles de Bussièrès-Madeleine et d'Arrênes-Ouzilly. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 303, 1575-1580.

LORENZ C., LORENZ J. (1984) — Mise en évidence d'un « Accident Sud du Bassin de Paris » affectant le Paléozoïque entre Ancenis et Montluçon à partir de ses manifestations tectoniques et sédimentaires dans la couverture. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 297, 73-76.

LORENZ C., LORENZ J. (1985) — Structuration du Sud du bassin de Paris en blocs basculés de direction sud-armoricaine. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 301, 239-241.

MARCKMANN L. (1984) — Étude de la déformation ductile dans la région de la Marche-Combrailles (Nord-Ouest du Massif central français). Variations géochimiques au cours de la déformation D.E.A. Paris-Sud, Orsay, 70 p. inéd.

MARQUAIRE C., MOREAU M. (1969) — Esquisse géologique du Nord-Limousin et répartition des minéralisations uranifères. Rapport CEA R 3684.

MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1977) — Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif central français. In : « Écologie et géologie de l'Himalaya ». Coll. intern. CNRS 268, Paris, 1976. Paris : CNRS édit., 261-267.

MENHERT K.R. (1974) — The definition of metatexis, diatexis and migmatites. *Proc. Geol. Ass.*, 5, 1, 113-114.

NICOT E., ROLIN P. (1980) — Compte rendu de la réunion extraordinaire de la S.G.F. en Limousin, Vendée, Bretagne-Sud, 14-15 mai 1979. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXII, 2, 151-177.

NOLF J.L. (1980) — Le rôle de la tectonique cassante dans l'élaboration du relief du Limousin nord-oriental. Thèse 3^e cycle, Limoges, 183 p., inéd.

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

ORSINI J.B. (1979) — Existence d'une zonation spatiale de la chaîne varisque française aux temps carbonifères, à l'aide de marqueurs plutoniques. Implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris (D), 289, 1109-1112.

PARANT J. (1954) — Les amphibolites migmatitiques de la bordure sud de l'anticlinal du plateau d'Aigurande. D.G.P., Clermont-Ferrand, 43 p., inéd.

PETITPIERRE E. (1981) — Pétrographie, géochimie, métallogénie du granite de Crevant et de son contexte métamorphique et structural, plateau d'Aigurande (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 212 p., inéd.

PETITPIERRE E., DUTHOU J.L. (1980) — Âge westphalien par la méthode Rb : Sr du leucogranite de Crevant, plateau d'Aigurande (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 291, 163-166.

PIN C., PEUCAT J.J. (1986) — Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 3, 461-469.

PRUVOST P. (in PETERLONGO J.M.) (1953) — Réunion extraordinaire de la S.G.F. en Auvergne, Bourbonnais, Marche, du 13 au 19 sept. 1953. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 17, 369-409.

QUENARDEL J.M. *et al.* (1982) — « Le socle du bassin de Paris dans la vallée de la Creuse, Nord-Ouest du Massif central français », d'après : Étude stratigraphique, structurale et paléogéographique de quelques formations paléozoïque à cénozoïque du Berry (S. Debrand-Passard *et al.*). *Bull. inf. géol. bassin Paris*, 19, 3.

QUENARDEL J.M. *et al.* (1984) — Livret-guide de l'excursion annuelle des granitologues. Nord-Ouest du massif central (France), 24-29 septembre. 138 p., inéd.

QUENARDEL J.M., LEROUGE G., ROLIN P. (1985) — Histoire des déformations dévono-carbonifères dans le Nord du Massif central. *Doc. BRGM*, 95/2, 127-136.

QUENARDEL J.M., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P., BOUVIER P. (1984) — Grands traits géologiques du Massif central nord-occidental (France). 109^e Cong. nat. soc. sav., Dijon, Sciences, 1, 203-214.

QUENARDEL J.M., ROLIN P. (1982) — Paleozoic evolution of the NW part of the Massif central (France). Résumé communication orale Tectonic Studies Group., G.S.L, Dublin.

QUENARDEL J.M., ROLIN P. (1984) — Paleozoic evolution of the plateau d'Aigurande (NW Massif central, France). In : « Variscan tectonics of the North Atlantic region ». Hutton D. and Sanderson D. édit. *Geol. Soc. London.*, spec. pub., 14, 63-77.

QUENARDEL J.M., ROLIN P., LEROUGE G. (1984) — Failles et décrochements carbonifères dans le Massif central nord-occidental (France). 109^e Congrès nat. soc. sav., Dijon, Sciences, 1, 215-225.

RANCHIN G. (1971) — La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin. Thèse Sci., Nancy, *Mém. Sci. de la Terre*, Nancy, 19, 394 p.

REVE J.M., BEGASSAT P. (1981) — Aménagement de la Creuse : le Barrage de L'Age. Rapp. Géol. struct. et appl., Paris-Sud, Orsay, 111 p., inéd.

ROLIN P. (1981) — Géologie et structure du plateau d'Aigurande dans la région d'Éguzon (NW du Massif central français). Thèse 3^e cycle, Paris Sud, Orsay, 229 p., inéd.

ROLIN P. (1987) — Tectogenèse comparée des deux segments de la chaîne hercynienne : Le Massif central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse Sciences, Paris-Sud, Orsay, inéd.

ROLIN P., DUTHOU J.L., QUENARDEL J.M. (1982) — Datation Rb/Sr des leucogranites de Crozant et d'Orsennes. Conséquences sur l'âge de la dernière phase tectonique tangentielle sur le plateau d'Aigurande. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 294, 799-802.

ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1980) — Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 294, 799-802.

ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1982) — Modèle de mise en place syntectonique d'un massif de leucogranite hercynien (Crozant -NW du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 294, 463-466.

ROLIN P., QUENARDEL J.M., PROST A. (1980) — Tectonique tangentielle et mise en place syntectonique des leucogranites au NW du Massif central (France). 26^e Congr. géol. intern., Paris, résumés, 1, 5, 383.

ROGER G., DERRE C., BOISSAVY-VINAU M., TREUIL M., JAFFREZIC H., KOSAKEVITCH A. (1980) — Processus géochimiques de concentration liés à l'évolution de magmas granitiques. Application aux filons à étain et tungstène du Massif central et du Portugal-Nord. In : « Formation et distribution des gisements », rapport A.T.P. CNRS, 2838, 2 vol. 129 p. et 254 p.

SANTALLIER D. (1976) — Quelques minéraux des « éclogites et amphibolites dérivées en Bas-Limousin. Étude chimique préliminaire. *Bull. BRGM*, (1), 3, 153-166.

SANTALLIER D. (1981) — Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas-Limousin, Massif central (France). Thèse Sci., Orléans, 340 p. inéd.

SANTALLIER D., ROLIN P., QUENARDEL J.M., *et al.* (1983) — Une géotrace dans le Massif central occidental (France). *In* : « Le Maroc et l'orogène paléozoïque », symposium Rabat, projet 27 du P.I.C.G. : « L'orogène calédonien », *Mém. Serv. géol. Maroc.*, 335 (1989).

SARCIA J., SARCIA J.A. (1962) — Gîtes et gisements du Nord-Limousin. *In* : « Les minerais uranifères français ». Paris : P.U.F. édit., 2.

SCHMITT P. (1982) — Étude géologique de la coupe de la Grande-Creuse (plateau d'Aigurande). D.E.A., Paris-Sud, Orsay, 50 p., inéd.

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

SCHMITT P., QUENARDEL J.M., GUEZOU J.C. (1984) — Les séries orthodérivées du plateau d'Aigurande. 109^e Congrès nat. soc. sav. Dijon, 1, 239-242.

STUSSI J.M. *et al.* (1983) — Chronologie et typologie du plutonisme calédonno-hercynien en France. *In* : « Le Maroc et l'orogène paléozoïque », symposium, Rabat, projet 27 du P.I.C.G. : « L'orogène calédonien ». *Mém. Serv. géol. Maroc*, 335 (1989).

STUSSI J.M., LA ROCHE H. (de) (1984) — Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie chimique et représentation spatiale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 298, 2, 43-48.

VAUCHELLE L., GAGNY C., LAMEYRE J. (1982) — Contribution à la connaissance des structures intragranitiques : présence d'une foliation de plan axial dans la coupole leucogranitique du Limousin. 9^e réunion ann. sci. de la Terre, Paris. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 618.

VAUCHELLE L., LAMEYRE J. (1983) — L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif central français) : organisation, types lithologiques, minéralisation (document inédit).

VAUCHELLE L., ROBIN G., LAMEYRE J. (1986) — Niveaux structuraux du granite de Guéret. 11^e réunion ann. sci. de la Terre, Clermont-Ferrand. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 180.

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

VIALETTE Y. (1966) – Granitisation hercynienne dans le Massif central français. In : « Interprétation géologique des mesures effectuées au spectromètre de masse dans le domaine de la géochronologie absolue », Coll. intern. CNRS 151, Nancy, 1965. Paris : CNRS édit., 369-383.

VIALETTE Y. (1973) – Âge des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, XV, 3-4, 260-270.

VIALON P. (1955) – Étude géologique de la partie centrale du massif granitique de Guéret (Creuse). D.P.G., Clermont-Ferrand, 70 p., inéd.

WEBER C. (1972) – Le socle anté-triasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. Thèse Sci., univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 169 p., inéd.

WEBER C. (1973) – Le socle anté-triasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bull. BRGM (2)*, II, 3 et 4, 293-343.

YANG KIEH (1932) – Contribution à l'étude géologique de la chaîne de la Marche et du plateau d'Aigurande (NW du Massif central français). *Mém. Soc. géol. Fr. (nouvelle série)*, VIII, 19.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Limousin, 4, cours Bugeaud, 87000 Limoges, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par J.M. QUENARDEL, maître de conférences à l'université de Paris-Sud (Orsay), avec la collaboration de :

- M. COHEN-JULIEN, pour la coordination générale ;
- P. FREYTET, pour les formations posthercyniennes ;
- D. LEMAIRE, pour la géophysique ;
- G. LEROUGE, pour la tectonique et le métamorphisme ;
- J.P. PEULVAST, pour la géomorphologie ;
- J. CONSTANS, pour l'hydrogéologie ;
- C. VAUTRELLE, pour les tableaux de gîtes minéraux.

Présentation au C.C.G.F. : 3 février 1989.

Acceptation de la carte et de sa notice : 30 juin 1989.

Impression de la carte : 1991.

Impression de la notice : octobre 1991.

ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES

Pour les localisations géographiques des échantillons se reporter aux ouvrages cités en référence.

LEUCOGRANITES DE LA MARCHE ORIENTALE ET CENTRALE

Faciès	Leucogranites tectonisés				Leucogranites non tectonisés					
	Chabannes				St-Jean	Touix-Ste-Croix			La Bétoule	
Éch.	MDUM8	MDUN5	XHB5	XH32	XA4	§M5	§M7	§M21	XA3	XA
	déformés		non déformés		déf.	non déformés			non déformés	
SiO ₂	74,37	74,71	74,60	70,80	74,60	75,08	74,73	73,71	71,80	73,10
Al ₂ O ₃	14,34	13,80	14,00	14,85	14,60	14,79	14,32	14,53	14,85	14,50
Fe ₂ O ₃	01,19	01,23	01,05	02,11	00,66	00,74	00,72	00,75	01,64	01,33
FeO										
CaO	00,11	00,27	00,59	00,83	00,37	00,10	00,14	00,14	00,46	00,69
Na ₂ O	02,99	03,54	03,65	03,44	03,70	04,06	03,96	03,90	03,29	03,60
K ₂ O	04,71	04,66	03,90	05,01	04,20	04,02	04,24	04,03	04,72	04,54
MgO	00,16	00,13	00,00	00,63		00,16	00,07	00,10	00,32	00,69
TiO ₂	00,16	00,18	00,06	00,35		00,04	00,06	00,06	00,15	00,25
P ₂ O ₅	00,30	00,11				00,39	00,42	00,37		
H ₂ O+										
H ₂ O ⁻										
PF	01,57	00,98			01,19	00,84	00,92	00,91	01,64	01,21
MnO	00,03	00,05	00,03	00,03		00,04	00,06	00,04		
Total	99,93	99,64	99,07	99,75	99,13	100,26	99,64	98,54	98,90	99,46

M : L. MARKMANN, 1984

§ : C. DERRE *et al.*, 1980

x : Banque de données C.R.P.G.

MARCHE ORIENTALE ET CENTRALE
GRANITES ET LEUCOGRANITES

Faciès	Granites tectonisés									Leucogranites tectonisés				
	Chanon C1			Chanon C2			Chanon C3			Jalesches				
										non déformés		déformés		
Éch.	§M1A	§M1B	§T19	§M15	§M14	§M20	§M17	§T196	§T7	xA1	xH15	xA6	xA2	xA5
SiO ₂	70,98	69,77	70,40	70,71	70,38	70,56	75,21	72,70	72,50	72,90	71,60	73,60	71,70	74,40
Al ₂ O ₃	14,65	15,16	14,50	15,16	15,27	15,71	14,18	14,35	14,70	14,70	15,00	14,60	15,10	14,40
Fe ₂ O ₃	02,07	02,66	02,50	02,02	01,87	01,69	00,77	01,48	01,67	01,97	01,43	01,40	01,52	00,59
FeO														
CaO	01,01	00,89	00,98	00,93	00,79	00,59	00,20	00,84	00,64	00,54	00,64	00,59	00,58	00,19
Na ₂ O	03,31	03,34	03,00	03,16	03,35	03,29		03,77	03,51	03,50	03,49	03,70	03,35	04,16
K ₂ O	04,44	04,61	04,47	04,88	04,88	05,74	04,25	04,20	04,49	04,58	05,18	04,69	04,61	04,70
MgO	00,93	01,12	01,13	00,77	00,51	00,53	00,23	00,54	00,74	00,39	00,44	00,29	00,49	
TiO ₂	00,30	00,35	00,34	00,29	00,30	00,24	00,11	00,24	00,19	00,25	00,10	00,15	00,14	00,01
P ₂ O ₅	00,19	00,21		00,23	00,32	00,23	00,35							
H ₂ O+														
H ₂ O ⁻														
PF	00,96	01,10	01,58	01,02	01,20	00,85	01,11	01,09	01,30	01,49	01,22	01,19	01,79	00,86
MnO	00,06	00,07	00,05	00,03	00,02	00,04	00,03	00,04	00,04	00,05	00,06	00,04	00,01	00,04
Total	98,90	99,28	98,95	98,73	99,89	99,47	100,21	99,25	98,99	99,77	100,36	99,35	99,89	99,35

§ : C. DERRE *et al.*, 1980

x : Banque de données C.R.P.G.

DOMAINE DU PLATEAU D'AIGURANDE : SÉRIES MÉTAMORPHIQUES

Unité de Fougères			Unité d'Éguzon						Unité de Dun-Sarglesse				Unité du Pin-Villechiron
Micaschistes			Gneiss gris		Leptynites		Gneiss amygdalaires		Gneiss gross.	Amph.	Lept.	Migmatites	
	RK9	RI70	« 5579	SI34	SJ27	L3	L4	« 5594	SD62A	« 5587	SD60	SD84	« 5598
SiO ₂	61,00	61,50	56,40	76,70	76,20	83,60	77,20	67,60	69,96	73,00	50,84	77,18	64,50
Al ² O ³	20,60	20,00	21,75	12,50	12,60	08,70	12,80	15,15	14,69	12,70	15,17	12,20	16,65
Fe ₂ O ₃	01,70	03,30	05,65	01,30	00,95	01,05	00,86	01,60	03,42	01,40	05,24	00,33	03,50
FeO	04,90	03,05	02,40	00,29	00,65	00,22	00,22	02,20		02,50	05,03	00,72	02,95
MgO	01,70	01,50	02,50	00,20	00,20	00,33	00,02	02,55	01,72	01,85	06,88	00,97	02,55
MnO	00,69	00,44	00,25	00,02	00,02	00,00	00,00	00,05	00,02	00,10	00,15	00,04	00,10
K ₂ O	05,05	05,10	03,80	03,75	04,70	02,90	04,55	04,40	03,85	02,30	00,28	04,08	03,30
Na ₂ O	00,40	00,45	01,70	03,80	03,45	00,90	03,75	03,10	02,56	02,70	04,16	02,14	01,60
CaO	00,35	00,25	01,00	00,18	00,28	00,02	00,20	01,70	00,85	01,00	09,19	01,13	00,95
TiO ₂	00,79	00,98	01,10	00,17	00,16	00,00	00,00	00,75	00,33	00,95	01,32	00,07	01,00
P ₂ O ₅	00,13	00,09	00,15	00,05	00,05			00,10	00,02	00,10	00,13	00,02	02,55
H ₂ O	02,60	03,00	02,80			01,45	00,93	00,90	02,68	01,25	00,73	01,35	00,45
H ₂ O ⁻	00,30	00,30	00,05			00,00	00,21	00,05		00,05			
Total	100,21	99,80	99,55	98,96	99,26	99,17	100,74	100,15	100,10	99,90	99,12	100,23	100,15

R : P. ROLIN, 1984

« : J. BOULOTON, 1974

S : P. BOUVIER *et al.*, 1985

L : B. LASNIER, 1965

DOMAINE DE GUÉRET : GRANITE À BIOTITE

	rH138	rH193	rH176	rH126	rH117	rH84	rH121	rH220	rH267	§ M18	§ 19A	§ M19B
SiO ₂	71,80	69,30	70,40	66,70	66,90	64,90	66,10	62,90	69,80	69,74	64,74	64,05
Al ₂ O ₃	15,25	14,95	14,90	15,85	15,35	16,40	16,00	17,10	15,85	16,19	16,40	16,67
Fe ₂ O ₃		00,02	00,02	00,53		00,09	00,16	00,78	00,29	02,06	04,03	04,28
FeO	02,02	02,30	02,03	02,89	04,03	04,24	03,51	04,56	02,63			
CaO	01,18	01,88	01,48	02,40	02,57	03,26	02,77	03,46	02,17	01,22	02,75	02,74
Na ₂ O	03,41	03,56	03,41	03,27	02,92	03,21	03,27	03,06	02,92	03,52	03,20	03,27
K ₂ O	04,60	04,70	04,36	04,60	04,25	03,81	04,11	03,81	03,51	04,49	04,55	04,60
MgO	00,86	01,23	00,99	01,66	01,98	02,32	01,93	02,27	01,43	00,68	01,90	01,97
TiO ₂	00,27	00,45	00,30	00,62	00,59	00,69	00,69	00,85	00,45	00,33	00,68	00,74
P ₂ O ₅	00,30	00,24	00,27	00,24	00,25	00,23	00,33	00,32	00,29	00,24	00,28	00,34
MnO	00,04	00,05	00,06	00,07	00,08	00,08	00,07	00,08	00,06	00,05	00,07	00,06
PF	00,94	00,94	00,90	00,88	00,94	00,98	00,90	01,01	00,96	01,51	00,70	00,96
Total	100,67	99,62	99,12	99,71	100,36	100,21	99,84	100,15	100,36	100,03	99,30	99,68

H138, H193, H176 : granite à biotite à tendance porphyroïde. H126 : granite à biotite à texture cataclastique.

H117, H184 : granite à biotite à texture monzonitique. H121, H220, H267 : granite à biotite orienté. M18 : granite à biotite à tendance porphyroïde, très orienté. M19A : granite à biotite, grain fin à tendance porphyroïde. M19B : idem que M19A mais altéré.

r : G. RANCHIN, 1971 § : C. DERRE *et al.*, 1980

DOMAINE DU PLATEAU D'AIGURANDE : LEUCOGRANITES

	Massif de Crevant			Massif de Méasnes	
	p G5	p C4	p J4A	p Mea4	p Mea5
SiO ₂	69,95	71,71	70,60	69,70	67,65
Al ₂ O ₃	15,40	14,70	15,90	16,00	17,45
Fe ₂ O ₃	02,30	02,30	02,40	00,59	00,71
FeO				01,09	01,16
MnO	00,03	00,02	00,04	00,02	00,03
MgO	00,95	00,42	00,58	00,87	00,94
CaO	00,65	00,58	00,67	01,70	01,80
Na ₂ O	02,90	03,00	03,30	04,80	04,50
K ₂ O	05,40	05,89	05,89	03,35	03,40
TiO ₂	00,45	00,35	00,40	00,40	00,45
P ₂ O ₅					
PF	00,86	01,24	00,90	00,52	00,98
Total	98,89	99,60	100,68	99,04	99,07

p : E. PETITPIERRE, 1981

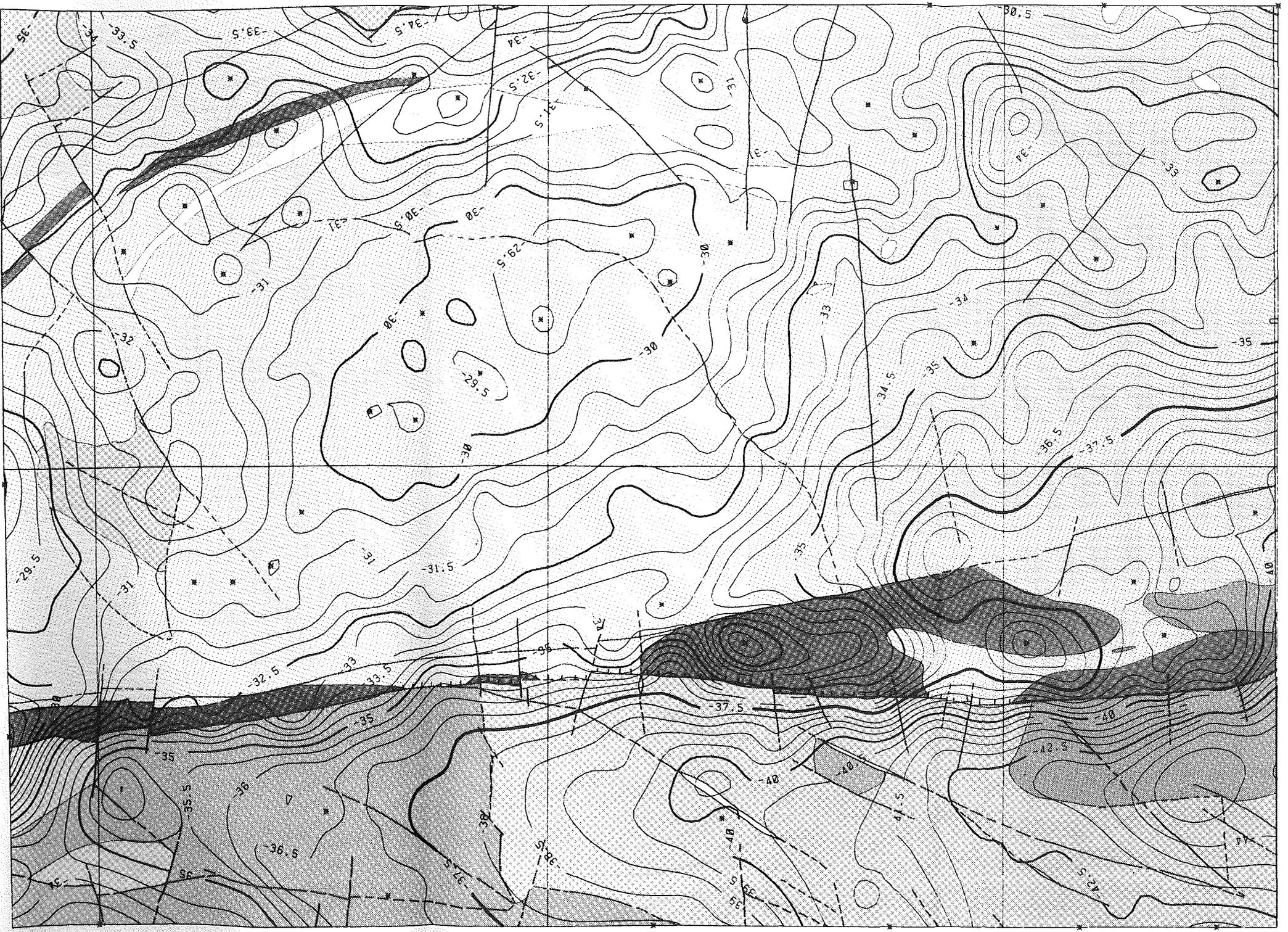


Fig. 8 - Anomalie de Bouguer (D = 2,7)

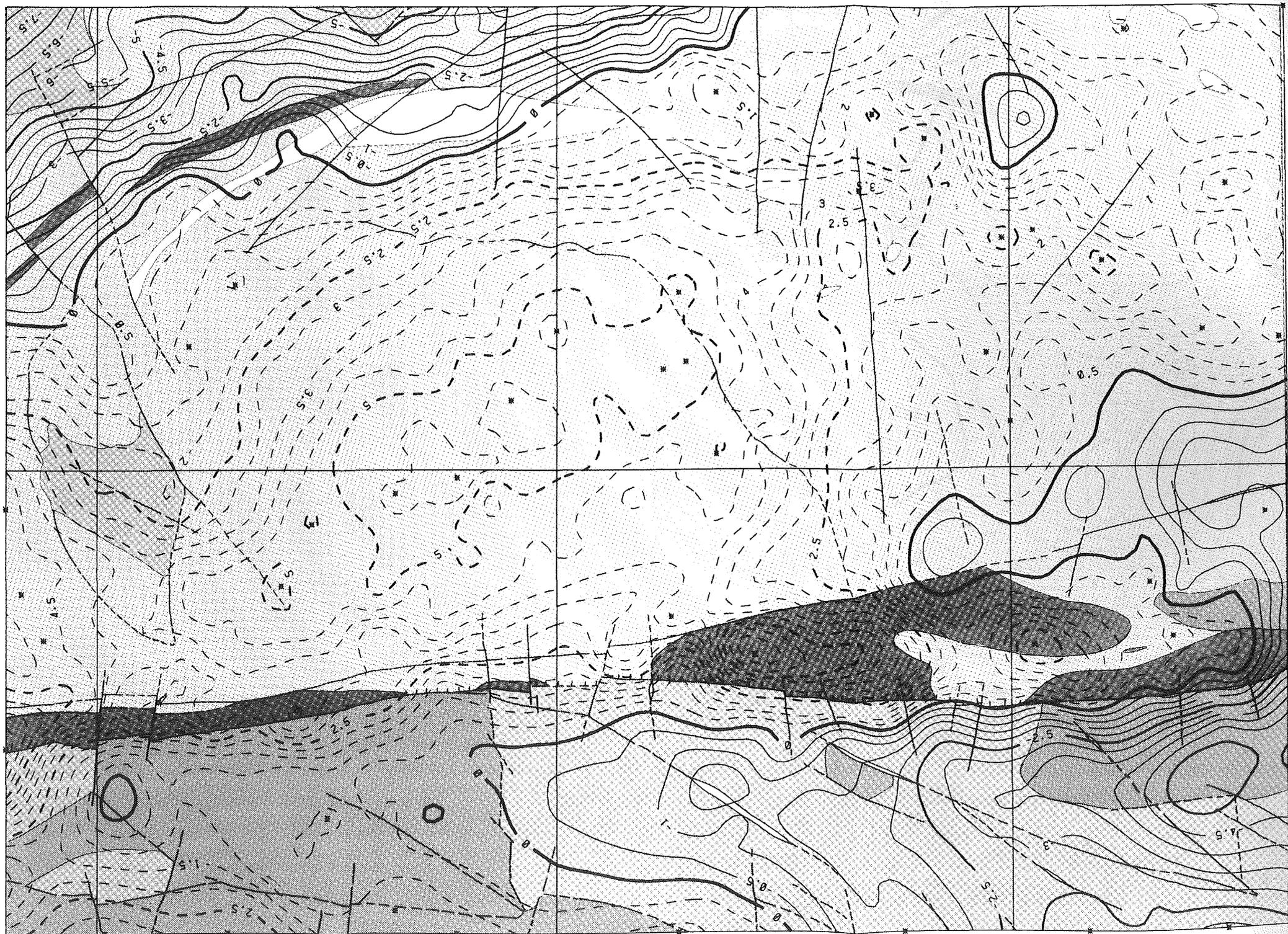


Fig. 9 - Anomalie résiduelle (D = 2,7)