

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

NOIRETABLE

par

J. DIDIER, B. BARBARIN, Cl. GAGNY,
J.M. LEISTEL, Y. KERRIEN

NOIRETABLE

La carte géologique à 1/50 000
NOIRETABLE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : ROANNE (N° 158)
au sud : MONTBRISON (N° 167)

Maringues	Le Mayet- de-Montagne	Roanne
Thiers	NOIRETABLE	Feurs
Issoire	Amberl	Montbrison

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



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

par

J.DIDIER, B.BARBARIN

CLGAGNY, J.M.LEISTEL, Y.KERRIEN

1989

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

– *pour la carte* : LEISTEL J.M., GAGNY C., BARBARIN B., JEAMBRUN M., PELLATON C., DELFOUR J. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille NOIRÉTABLE (695) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DIDIER J., BARBARIN B., GAGNY C., LEISTEL J.M., KERRIEN Y. (1989), 72 p.

– *pour la notice* : DIDIER J., BARBARIN B., GAGNY C., LEISTEL J.M., KERRIEN Y. (1989) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille NOIRÉTABLE (695) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 72 p. Carte géologique par LEISTEL J.M., GAGNY C., BARBARIN B., JEAMBRUN M., PELLATON C., DELFOUR J. (1988).

© BRGM, 1989. Tous droits de traduction et de production 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.

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
<i>HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	6
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	13
<i>PALÉOZOÏQUE (ANTÉRIEUR AU DÉVONIEN-DINANTIEN)</i>	13
<i>PALÉOZOÏQUE (DÉVONO-DINANTIEN)</i>	13
Montagne bourbonnaise	13
Monts du Forez	17
Plateau d'Urfé	21
Livradois	33
<i>FILONS</i>	33
<i>TERTIAIRE</i>	34
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES-QUATERNAIRE</i>	34
TECTONIQUE	35
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	38
<i>HYDROGÉOLOGIE-RESSOURCES EN EAU</i>	38
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	41
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	42
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	42
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	42
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	50
AUTEURS DE LA NOTICE	50
ANNEXES	51
<i>TABLEAUX 1 A 8</i>	

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Partagée entre les départements du Puy-de-Dôme et de la Loire, la feuille Noirétable occupe la partie centrale du horst cristallin qui se dresse entre la grande Limagne et la plaine du Forez. La dépression de Noirétable qui traverse la feuille d'Ouest en Est, divise ce horst en deux entités géographiques : la Montagne bourbonnaise au Nord et les monts du Forez au Sud. La feuille Noirétable constitue donc une zone de jointure entre deux régions distinctes.

Les versants méridionaux des Bois Noirs, le plateau d'Urfé et la dépression de Noirétable, bordure méridionale de la Montagne bourbonnaise constituent une zone vallonnée, d'altitude moyenne (600 à 950 m) essentiellement couverte par des pâturages.

Les sommets boisés de l'Hermitage qui atteignent 1 348 m au Vimont constituent les premiers contreforts des monts du Forez qui culminent plus au Sud à Pierre-sur-Haute (1 634 m). Dans cette bordure septentrionale des monts du Forez les forêts de conifères dominent : les pâturages sont confinés dans quelques larges vallées.

Au-delà de la faille de Thiers, deux nouvelles entités apparaissent dans le coin sud-ouest de la feuille. Dans les environs d'Augerolles affleure l'extrémité nord-est de l'ensemble granitique composite du Livradois (massif de Saint-Dier) qui se prolonge sur les feuilles Issoire, Thiers et Ambert. Coïncé entre ce bloc et la faille de Thiers, un petit bassin oligocène correspond à l'extrémité orientale du golfe de Courpière.

Les terrains de la feuille Noirétable appartiennent à quatre ensembles :

- les roches métamorphiques antérieures au Dévonien-Dinantien ;
- les sédiments et roches volcano-sédimentaires dévono-dinantiens du Pays d'Urfé qui forment l'extrémité sud-ouest du faisceau hercynien de la Loire (qui traverse notamment les feuilles à 1/50 000 Amplepuis, Roanne, Feurs et Noirétable), limité ici par la grande faille du Forez. Plusieurs séries sont distinguées ;
- les roches éruptives hercyniennes essentiellement composées de granites et microgranites qui occupent la presque totalité de la feuille Noirétable et appartiennent à quatre ensembles régionaux distincts :
 - le Livradois
 - le Pays d'Urfé
 - la Montagne bourbonnaise
 - les monts du Forez.

Chacune de ces entités est séparée des autres par des limites tectoniques : le Livradois est situé à l'Ouest de la « grande faille occidentale du Forez » ou faille de Thiers ; le Pays d'Urfé est localisé à l'Est de la « faille orientale du Forez » ; entre ces deux dislocations, la zone située au Nord de la faille de l'Hermitage correspond à la Montagne bourbonnaise, la partie sud étant occupée par la bordure septentrionale des monts du Forez ;

- les sédiments et roches volcaniques tertiaires et quaternaires.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés et tracés géologiques de la carte ont été effectués dans le cadre de conventions entre le Service géologique national (BRGM) et les professeurs J. Didier (université de Clermont-Ferrand II) pour la partie granitique et Cl. Gagny (université de Nancy I) pour la partie située à l'Est de la faille orientale du Forez.

Les travaux ont été exécutés dans le cadre de leurs thèses de 3^e cycle par B. Barbarin (Clermont-Ferrand) et J.M. Leistel (Nancy).

Le mémoire de B. Barbarin (Clermont-Ferrand, 1983) comporte une bibliographie régionale exhaustive du horst forézien, et propose une synthèse régionale où sont décrits tous les granitoïdes ainsi que leurs relations. La feuille Noirétable, zone de jointure entre les deux entités de la Montagne bourbonnaise et des monts du Forez, y tient une grande place.

La thèse de J.M. Leistel (Nancy, 1984) porte sur le secteur situé à l'Est de la faille du Forez. Elle propose une nouvelle approche des formations microgranitiques, volcano-sédimentaires et sédimentaires du Dévon-Dinantien du Pays d'Urfé, basée sur les connaissances récemment acquises sur les formations analogues de la feuille Roanne (Bertaux et Rubiello, 1981 ; Gagny *et al.*, 1988, 1989).

L'étude photogéologique de la fracturation a été faite par M. Jeambrun, ingénieur géologue au BRGM. Celle des formations quaternaires a été faite par C. Pellaton ingénieur géologue au BRGM, d'après une étude photogéologique.

Un lever complémentaire a été effectué par J. Delfour, ingénieur géologue au BRGM qui a également harmonisé les données des études photogéologiques avec les levés des secteurs granitiques.

HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

La feuille Noirétable recouvre le quart supérieur gauche de la carte géologique à 1/80 000 Montbrison, levée en 1889 par V. Le Verrier et révisée en 1941 par J. Jung et ses collaborateurs.

Les travaux de L. Gruner (1841), puis de Ph. Glangeaud (1907 à 1915) et de J. Jung *et al.* (1935 à 1939) ont dégagé les principaux traits géologiques du secteur : les grandes dislocations sont représentées par la faille orientale du Forez, la faille occidentale (ou faille de Thiers) et la zone de l'Hermitage ; les différentes formations géologiques sont bien individualisées. Ces premières données sont ensuite complétées par un inventaire détaillé des massifs granitiques (Poughon et Moreau, 1955).

G. Ranchin (1959) s'intéresse à la presque totalité de la surface couverte par la feuille Noirétable. Il en fournit une cartographie remarquable et la description détaillée de toutes les formations. Ce travail sera ensuite com-

plété par ceux de J. Camil (1968) et M.V. Valizadeh (1969) orientés vers les relations mutuelles des granites et par ceux de J. Bernard-Griffiths (1965) et A. Yama N'Kounga (1973) qui décrivent plus particulièrement les microgranites et les formations volcaniques et sédimentaires du Pays d'Urfé.

D'autres études comme celles de J. Faure (1967 et 1968), L. Baras (1968), K. Kurtbas (1972) et M. Le Van Tiet (1975) concernent la Montagne bourbonnaise et n'intéressent donc que la moitié septentrionale de la feuille.

En revanche depuis les travaux de G. Ranchin (1959), aucune donnée nouvelle n'a été acquise sur le tiers inférieur de la feuille, alors que plus au Sud, sur la feuille Ambert, les différentes formations sont bien cartographiées et décrites par H. Labernardière (1961), G. Beaufile (1966) et B. Clavaud et C. Ratsimba (1972).

Les âges radiométriques des formations de la Montagne bourbonnaise mais aussi de quelques unes des monts du Forez ont été déterminés par Y. Vialette (1962), M. Roques *et al.* (1963), J.M. Cantagrel *et al.* (1970), Y. Vialette (1973) et plus récemment J. Didier et J.Y. Peyrel (1980). Certains, comme l'âge cambrien du massif granitique de Château-Gaillard (Cantagrel *et al.*, 1970) ou de Saint-Julien-la-Vêtre (Vialette, 1973), semblent difficilement crédibles. Il paraît en effet impossible qu'un granite cambrien ait pu traverser plusieurs phases orogéniques sans en être affecté. De plus, ce massif est intrusif dans les migmatites d'âge probablement dévonien.

Une datation inédite réalisée récemment à Clermont-Ferrand par C. Pin donne un âge proche de 340 Ma pour l'ensemble des faciès du massif de Saint-Julien-la-Vêtre. Cet âge, plus conforme avec les relations de terrain, permet de rejeter définitivement l'hypothèse cambrienne.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les observations faites sur le territoire de la feuille Noirétable et dans les régions voisines du Massif central, permettent de retracer brièvement l'histoire géologique du Forez septentrional.

Celle-ci commence à la fin du Protérozoïque et au début du Paléozoïque par le dépôt d'une épaisse série pélitique dans laquelle sont interstratifiées quelques formations volcano-sédimentaires. Au début de l'orogénèse hercynienne (phase acadienne ou éohercynienne vers 410 à 360 Ma) cette série est affectée par d'intenses déformations et un métamorphisme de type barrovien atteignant la base de l'« amphibolite facies ».

A la fin du Dévonien, un nouveau cycle géologique apparaît dans le Nord-Est du Massif central avec le dépôt des formations dévono-dinantiennes : épanchement des laves andésitiques dans des bassins peu profonds où s'intercalent des sédiments détritiques, tuffacés et carbonatés.

L'existence de formations plus anciennes que la série de l'Aix, et qui seraient représentées par les « schistes satinés » du Moulin du Gué, reste à confirmer. Elles seraient à rapprocher de faciès équivalents appartenant à la

série de la Brévenne. La structuration de cette dernière est attribuée à une phase fini-dévonienne (phase bretonne).

Postérieurement à cette phase se mettent en place les faciès de la série de l'Aix (Viséen inférieur), dont le volcanisme calco-alcalin est comparable à celui des domaines orogéniques actuels.

A partir du Viséen moyen s'instaure une activité structurale qui va conduire à la formation d'un fossé volcano-tectonique (Leistel et Gagny, 1984 ; Sider *et al.*, 1986). Cette structure est une nouvelle interprétation de ce qui était appelé « faisceau synclinal de la Loire » depuis Alb. Michel-Lévy (1908). Elle s'étend sur environ 80 km de long et quelques km de large, depuis la faille du Forez au SW jusqu'à Beaujeu au NE. Sa continuité et sa répétition dans d'autres régions peuvent être envisagées. Ainsi à partir du Viséen moyen, les structures sédimentaires, l'écoulement des volcanites, l'intrusion du granophyre de Boën et l'organisation des réseaux filoniens sont compatibles avec les directions d'extension, d'aplatissement et de Riedel d'un système crustal en cisaillement E-W senestre (fig. 5). Ce régime de contraintes provoque des réponses variables de la couverture en fonction du temps et de la localisation dans le dispositif, expliquant la dissymétrie structurale et paléogéographique du fossé (fig. 1).

Les terrains situés dans le quart NE de la feuille Noirétable (plateau d'Urfé) constituent l'extrémité SW du fossé volcano-tectonique connu. Le système d'effondrement en horst et graben, suivant une direction N 50° à N 60° E, explique la géométrie des formations à l'affleurement : nous sommes ainsi en présence d'un « axe série de l'Aix », épaulé vers le Nord par un « axe volcanites du Viséen supérieur » (ce sont d'ailleurs de tels agencements qui ont pu mimer des structures synclinales ou anticlinales). Les fabriques du granophyre de Boën témoignent d'une mise en place dans une structure d'effondrement en caisson (fig. 2), placée dans l'alignement de la gouttière ignimbrétique du tuf Picard (feuilles Amplepuis et Roanne à 1/50 000), (Gagny *et al.*, 1988 ; Sider *et al.*, 1988). Cette tectonique, active durant le Viséen moyen et supérieur, souligne l'importance de la phase vosgienne intra-viséenne (Coulon *et al.*, 1978 ; Bébien et Gagny, 1979 et 1980).

Après cette phase de cisaillement, accompagné de distension, le déclenchement de la phase sudète va aboutir à la fermeture du fossé volcano-tectonique. Ainsi, sur sa bordure sud (Beaujolois) le fossé subit une tectonique tangentielle, calée par l'intrusion postérieure de granites namuro-westphaliens dans les plans de charriage (Gagny *et al.*, 1981, 1982). Les plans de chevauchement, orientés NE-SW, sont à vergence NW (ceci rappelle les structures du Moulin du Gué, dont il faut peut être voir là l'origine). Cette tectonique tangentielle s'accompagne de grands décrochements conjugués N 120° E dextre et N 160° E senestre.

Les volcanites du Viséen, de la série de l'Aix à la série des Tufts anthracifères, forment ainsi un ensemble cohérent dans un schéma évolutif : le volcanisme de la série de l'Aix serait lié à une zone orogénique de convergence de plaques ; l'épaississement crustal, consécutif à cette convergence, condui-

rait ensuite à la production des Tufs anthracifères rhyolitiques par fusion anatectique de matériel sialique (Bébiën *et al.*, 1980 ; Bertaux, 1982).

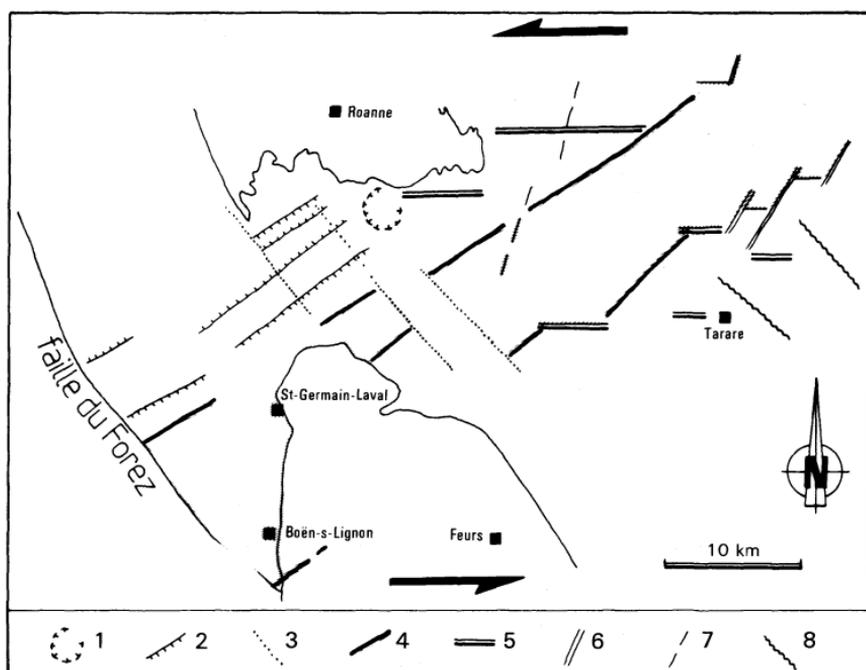


Fig. 1 - Schéma structural du Fossé Ligérien

1 - structure circulaire géomorphologique ; 2 et 3 - directions d'effondrements N60°E et N140°E ; 4 - extension générale N50-60°E du fossé (marquée en grisé, par le granophyre pour la région de St-Germain-Laval et Boën, par le tuf Picard pour la partie s'étirant vers le NE à partir de St-Germain-Laval) ; 5 - bassins rhombiques N90°E ; 6 - fentes de tension de direction moyenne N45°E ; 7 - fractures de Riedel antithétiques à N20°E ; 8 - direction d'aplatissement à N140°E.

L'ensemble des directions et l'évolution paléogéographique et structurale du fossé sont interprétés comme résultant du fonctionnement d'une zone de cisaillement senestre durant le Viséen moyen et supérieur.

La mise en place des différents granites s'échelonne pendant tout le Carbonifère. Dans la région du Forez septentrional, les premiers semblent dater du Viséen. Ils s'installent dans les migmatites du Sud et jusque dans les formations volcano-sédimentaires, au Nord. Le premier d'entre eux, est le massif de Saint-Julien-la-Vêtre suivi de peu par le massif des « Bois Noirs—Monts de la Madeleine ». Les laccolites de granodiorite porphyroïde, puis de monzogranite à deux micas s'injectent ensuite dans les migmatites. Après l'installation de ces granites, une zone de cisaillement se développe et guide la mise en place syntectonique du leucogranite de l'Hermitage. L'ensemble granitique composite du Livradois s'installe aussi vers cette époque. Le magmatisme carbonifère se termine avec la mise en place du massif du Mayet-de-Montagne au Nord et l'anatexie vellave au Sud. Cette anatexie se

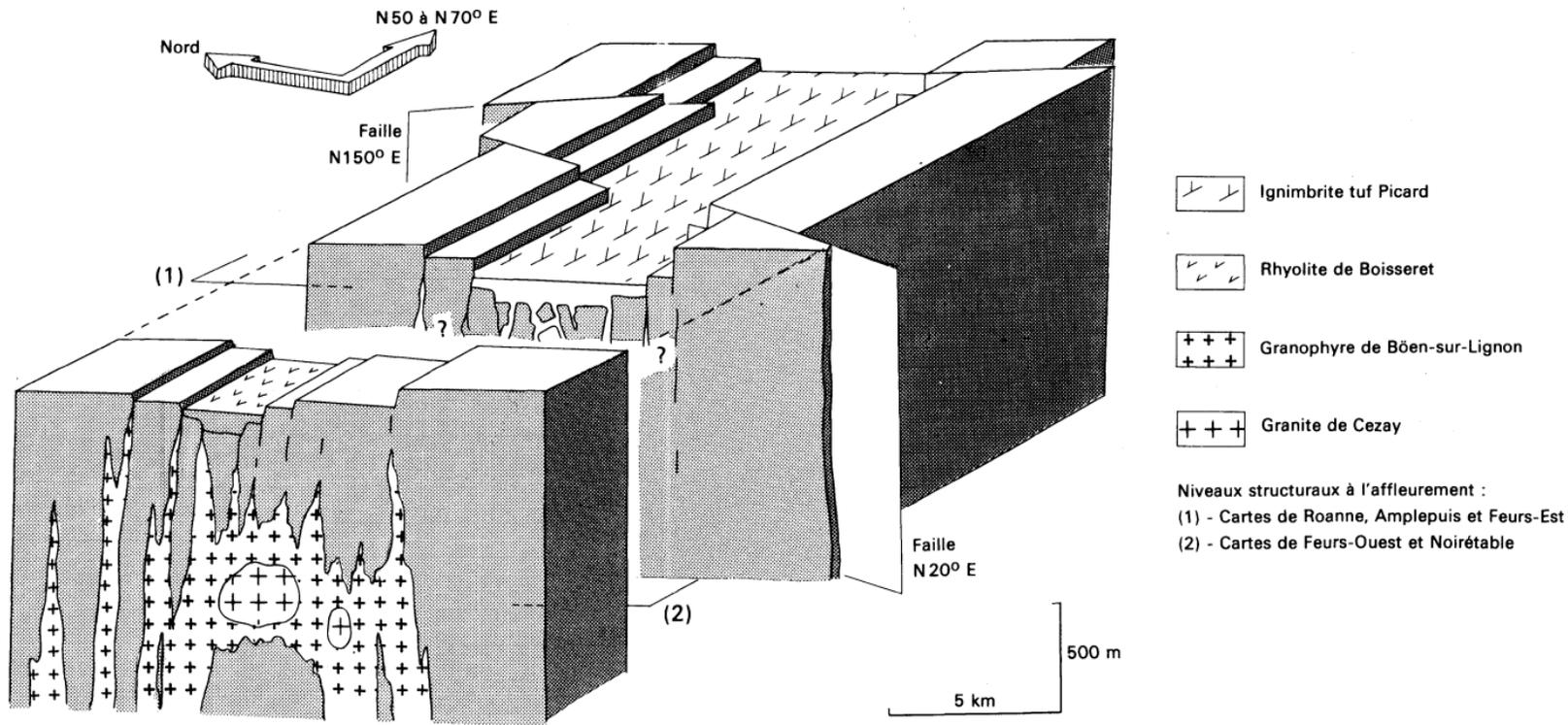


Fig. 2 - Schéma des relations structurales proposées entre la gouttière ignimbritique du tuf Picard, la zone d'épanchement de la rhyolite de Boisseret et le caisson granophyrique de Böen-sur-Lignon : le fossé volcano-tectonique

termine avec la montée diapirique du complexe du Velay—Forez qui provoque le basculement vers le Nord de la ceinture granitique forézienne.

La coupe proposée (fig. 3) illustre les relations entre les différents massifs granitiques du Forez septentrional.

L'existence d'un *métamorphisme de contact*, tant au sein de la série de l'Aix que du granophyre de Boën, est reconnue depuis longtemps (Jung et Vachias, 1937 ; Vachias, 1938). Son lien avec des coupoles de granite contemporain des granites namuro-westphaliens (type Mayet-de-Montagne) a été proposée (Yama N'Kounga, 1973). Mais ce n'est que récemment que des « satellites » de ces coupoles granitiques ont pu être mis en évidence à l'affleurement ; c'est ce que nous avons appelé granite type Moulin Barbeau (Leistel, 1983). Les manifestations visibles de ces coupoles seraient alors :

- des filons de granite type Moulin Barbeau ;
- un métamorphisme de contact ;
- une altération hydrothermale à quartz-chlorite ou quartz-séricite, pouvant s'accompagner d'indices à Sn-W.

La mise en place de ces coupoles paraît guidée par les structures acquises au Viséen supérieur et lors de la phase sudète. Les auréoles de métamorphisme de contact présentent en effet une orientation moyenne N 60° E, la plus nette étant celle marquant la bordure nord du caisson granophyrique (région de Saint-Martin-la-Sauvété). Le métamorphisme affectant les faciès déformés du Moulin du Gué indique également l'existence d'un guide structural (lié à une tectonique tangentielle ?).

Dans la mesure où les indices à Sn-W sont liés à de telles coupoles (Leistel, 1983), nous aurions là des métallotectes, tels ceux mis en évidence dans le Beaujolais (Gagny *et al.*, 1982). A noter que des phénomènes semblables (granite + métamorphisme de contact + gîte à Sn) sont présents pour le gîte stannifère de Charrier (feuille Le Mayet-de-Montagne) et peuvent s'interpréter de la même façon (Leistel, 1984).

L'importante tectonique cassante tardi-hercynienne clot l'orogénèse. Les décrochements découpent les massifs et décalent leurs différentes portions. Après une longue et obscure phase d'altération et de pénéplanation allant du Permien jusqu'à l'Éocène, les plissements de la zone alpine entraînent l'apparition d'une série de horst et grabens et le basculement des différents compartiments, par jeu des fractures antérieures. Ces mouvements s'accroissent et se poursuivent au cours de l'Oligocène et aboutissent à la formation des fossés subsidents des Limagnes dans lesquels s'accumulent progressivement d'épaisses formations sédimentaires essentiellement détritiques au début et sur les bords.

Les manifestations volcaniques apparaissent discrètement à l'Éocène, avec plus d'intensité au Miocène.

Au Plio-Quaternaire, l'érosion fluviale s'accroît et s'associe aux processus de dégradation périglaciaire pour donner au Forez septentrional, son modelé actuel.

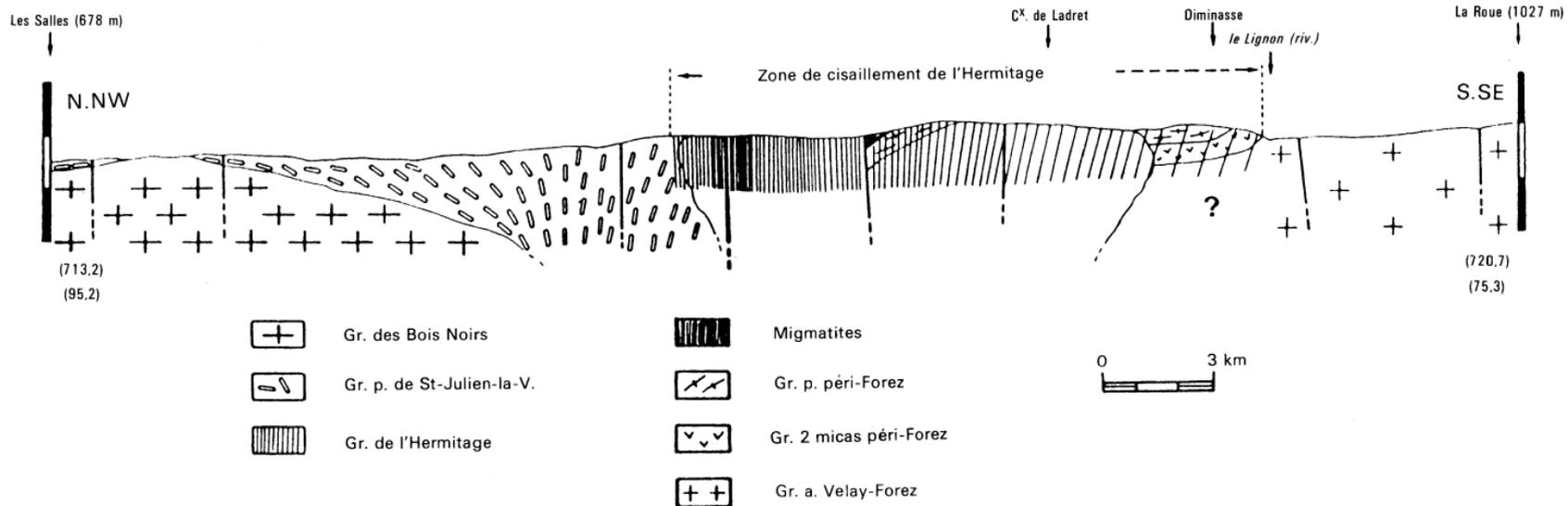


Fig. 3 - Coupe Nord-Sud du Forez septentrional

DESCRIPTION DES TERRAINS

PALÉOZOÏQUE (ANTÉRIEUR AU DÉVONO-DINANTIEN)

M¹. Migmatites à 2 micas et roches associées. Les migmatites constituent de vastes panneaux comme ceux du Couzon ou du Bois de l'Éclera et des enclaves décamétriques dans les granites voisins.

Le panneau du Bois de l'Éclera est coïncé entre le massif de l'Hermitage et la ceinture granitique forézienne : les affleurements y sont rares et presque toujours de très mauvaise qualité. Le vaste panneau du Couzon s'étend des environs de Vodable-Ville jusqu'à Vertolay sur la feuille Ambert. Sur cette dernière, il porte le nom de migmatite d'Olmet ou de Marat. Limité à l'Ouest par la dislocation de Thiers et recoupé à l'Est par les massifs granitiques, il offre d'excellents affleurements dans la vallée du Couzon près d'Aubusson d'Auvergne. Dans la région de Celles-sur-Durolle, des migmatites sont plaquées sur le toit du massif de Saint-Julien-la-Vêtre (« roof-pendants ») ou enclavées dans ce dernier. De nombreux lambeaux sont également enclavés dans les granites de l'Hermitage et de la Chambonie—la Renaudie (ceinture granitique forézienne) sur la bordure orientale du panneau du Couzon.

Il s'agit généralement de métatexites à biotite avec souvent de la muscovite et exceptionnellement de la sillimanite. Des niveaux plus leptyniques s'intercalent localement ainsi que quelques passées micaschisteuses à deux micas et parfois grenat (Trévy), et plus rarement des passées gneissiques. Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas une étude pétrographique et structurale poussée.

Ces migmatites qui représentent le « manteau archéen » de Ph. Glanraud (1910), sont classiques dans une grande partie du Massif central : Auvergne, monts du Lyonnais, etc. (Chénevoy et Ravier, 1971). Elles résultent du métamorphisme de type barrovien (base de l'« amphibolite facies ») d'une épaisse série pélitique dans laquelle étaient interstratifiées quelques formations volcano-sédimentaires. Leur métamorphisme est attribuable à la phase acadienne ou éohercynienne de l'orogénèse hercynienne qui s'est déroulée au Dévonien entre 410 et 360 Ma (Bernard-Griffiths *et al.* 1977).

PALÉOZOÏQUE (DÉVONO-DINANTIEN)

Montagne bourbonnaise

Massif de Saint-Julien-la-Vêtre

Ce massif est situé pour l'essentiel sur la feuille Noirétable, mais il déborde un peu à l'Ouest sur la feuille Thiers. Localisé entre le massif des « Bois Noirs—Monts de la Madeleine » et le massif de l'Hermitage qui le recoupe, il est séparé de ce dernier par la faille de l'Hermitage. À l'Ouest, il est séparé des sédiments oligocènes, par l'intermédiaire de la faille de Thiers ; à l'Est, il est en contact des microgranites, sédiments et volcanites paléozoïques du Pays d'Urfé, par l'intermédiaire de la faille du Forez. Sa partie occidentale décalée du reste du massif par l'extrémité méridionale de

la faille du Sichon, a été appelée granite de Château-Gaillard (Valizadeh, 1969) ou granite du Pont de Celles (Camil, 1968). Les « lambeaux » des Salles et de Chasseterre, situés sur le massif des « Bois Noirs—Monts de la Madeleine » doivent aussi lui être rattachés.

La N 89 qui recoupe le massif sur une grande distance offre d'excellents affleurements à l'entrée ouest de Château-Gaillard (feuille Thiers), au niveau de l'échangeur sur l'autoroute vers Pont de Celles (700,3 x 97,5) et également entre Noirétable et Saint-Thurin.

γ^3 . **Monzogranite porphyroïde à biotite et parfois amphibole.** Ce granite porphyroïde à grain moyen (1-3 mm) et à structure le plus souvent équante contient des mégacristaux de microcline maclés Carlsbad de plusieurs centimètre de long (exceptionnellement 7 cm). Plusieurs faciès peuvent être distingués : un faciès sombre, riche en biotite, (régions de Vérines, de Saint-Julien-la-Vêtre) qui présente de petits amas d'amphibole et du sphène visible à l'œil nu : un faciès intermédiaire de teinte grise (types Château-Gaillard ou Salles) et un faciès clair riche en quartz où la biotite est moins abondante (types Pont de Celles ou Chausseterre). Les cartes de distribution en éléments ferromagnésiens et en calcium, montrent la répartition de ces faciès (Barbarin, 1983).

Dans cette roche, le quartz est xénomorphe, souvent à extinction roulante. Le microcline plus ou moins perthitique et pœcilitique, n'apparaît que sous la forme de mégacristaux dans les faciès sombres. Les myrmékites sont exceptionnelles, le plagioclase (An 30-35) se présente en gros cristaux automorphes, régulièrement zonés. La biotite fréquemment rassemblée en agrégats millimétriques, est souvent chloritisée dans les faciès clairs. L'amphibole est représentée par de la hornblende verte toujours en amas de plusieurs individus. Les minéraux accessoires abondants sont représentés par de l'apatite, du zircon, du sphène et de l'allanite.

Des différenciations syénitiques apparaissent localement (la Grande Roulière près de la Monnerie-le-Montel).

γ^3 . **Bordure granodioritique à grain fin.** Ce granite à affinités microgrenues (Camil, 1968 ; Valizadeh, 1963) affleure localement et dans de mauvaises conditions dans les environs de Celles-sur-Durolle. Il représente un faciès de bordure du massif de Saint-Julien-la-Vêtre qu'il isole des panneaux de migmatites sus-jacents. La présence de ce faciès indique la proximité du toit du pluton.

Dans cette roche, à tendance granodioritique, les feldspaths, microcline quadrillé perthitique et plagioclase zoné, constituent des cristaux automorphes (1 cm) sur un fond à grain fin composé également de feldspath associé à de la biotite abondante et à un peu de quartz. Les mégacristaux de microcline de 3 à 4 cm sont rares. D'abondantes vermicules de myrmékites entourent le microcline. Les accessoires sont représentés par de l'apatite et du zircon.

η^3 . **Enclave dioritique de Piolard.** Un petit massif dioritique de 1,5 km² affleure au Nord de Saint-Julien-la-Vêtre, à proximité de la faille du Forez.

Décrit par G. Ranchin (1959) sous le nom de « diorite de la Valette Basse », il a été rebaptisé « microdiorite quartzique de Piolard » par J. Camil (1968).

La roche, à grain assez fin (1 à 2 mm), doit sa couleur sombre à sa richesse en biotite et amphibole. Cette dernière, visible à l'œil nu, forme des petits agrégats polycristallins vert foncé. Les taches feldspathiques à contours diffus correspondent à des microclines truffés de minéraux appartenant à la diorite. Le quartz, également tardif, englobe andésine, biotite et hornblende verte maclée. De la myrmékite borde les plagioclases zonés. Ce type, qui constitue la majorité du massif, contient lui-même des enclaves ovoïdes holomélanocrates de 10 à 80 cm, dépourvues de microcline et de quartz.

Les relations entre cette énorme enclave dioritique et le granite porphyroïde varient d'un point à un autre (Barbarin, 1983). Elles résultent de la conjonction des classiques transferts d'éléments par diffusion entre matrice et enclave, et de mélange entre magma basique et magma acide. Le brassage mécanique des phases minérales des deux formations conduit à la constitution de roches hybrides caractérisées par des cristaux à bordures réactionnelles (ocelles de quartz avec blindage de hornblende, feldspaths rapakivis). Le magma hybride qui contenait parfois lui-même des enclaves dioritiques mélanocrates, a pu à son tour être fragmenté par le granite et repris en enclaves.

Ce granitoïde hybride à minéraux réactionnels ainsi que l'essaim d'enclaves sombres d'aspect très varié, peuvent être observés au niveau d'un grand parking sur la N 89 (717,4×92,6).

Outre cette énorme masse dioritique et son essaim périphérique, les enclaves dioritiques sont abondantes dans tout le massif de Saint-Julien-la-Vêtre.

L'âge Rb/Sr sur roche totale de 340 ± 20 Ma (avec un rapport initial de $0,7076 \pm 5$) obtenu récemment pour l'ensemble du massif (Pin, inédit), confirme l'hypothèse selon laquelle le massif de Saint-Julien-la-Vêtre est hercynien et très faiblement antérieur au massif des « Bois Noirs—Monts de la Madeleine » (Barbarin, 1983).

Massif des Bois Noirs—Monts de la Madeleine

La partie septentrionale de la feuille Noirétable est occupée par la bordure méridionale du vaste massif des « Bois Noirs—Monts de la Madeleine » qui s'étend sur plusieurs feuilles à 1/50 000 de la Montagne bourbonnaise. Ce massif mis en place dans des conditions presque subvolcaniques, présente une structure concentrique, avec plusieurs types disposés en coupoles emboîtées. Trois de ces types affleurent sur la feuille Noirétable. Ils peuvent être observés dans les tranchées de l'autoroute B 71 entre Chabreloche et Champoly.

⚡. **Granite leucocrate à grain fin (et microgranites).** Ce granite riche en biotite et à muscovite secondaire, a été appelé granite d'Arçonçat ou de Cervières (tab. 1). Il constitue des différenciations locales à l'intérieur du massif des « Bois Noirs—Monts de la Madeleine », mais peut également recouper les autres faciès de ce massif.

Au microscope, le quartz xénomorphe ou subautomorphe est abondant. Le microcline est parfois muscovitisé, l'oligoclase (An 8-15) est séricitisée. La biotite chloritisée contient de la muscovite interstratifiée. Quelques mouches de cordiérite apparaissent localement.

Des roches microgrenues sont souvent associées à ces granites à grain fin. D'autres, à structure granophyrique apparaissent également dans le faciès à gros grain (γ^{2-3}) au contact avec le granite porphyroïde de Saint-Julien-la-Vêtre (ville de Noirétable et déblais de l'autoroute B 71 vers Chabreloche). Leur très faible extension n'a pas permis de les cartographier mais leur importance est fondamentale car elles permettent de séparer nettement le massif des Bois Noirs de celui de Saint-Julien-la-Vêtre et d'affirmer sa postériorité.

La présence de ces microgranites de bordure sur la feuille Noirétable indique également que dans ce secteur, le niveau d'érosion actuel se situe près du toit du massif des Bois Noirs.

Sur la feuille Le Mayet-de-Montagne, Y. Vialette (1973) a obtenu sur le faciès Goutte de l'Enfer—Bois Noirs-Centre (tab. 1), un âge Viséen (346 \pm 8 Ma) par la méthode Rb-Sr sur roche totale. Cet âge conforme aux relations observées sur le terrain a été confirmé à l'aide d'autres méthodes (datations inédites de J. Sonet (1973) et de C. Kosztalany (1971) *in*. Le Van Tiet, 1975).

γ^{2-3} . **Monzogranite leucocrate, à gros grain et à tendance porphyroïde.** Ce granite qui correspond au faciès Bois Noirs-Sud de K. Kurtbas (1972) (tabl. 1) est remarquable par sa richesse en quartz, et par sa pauvreté en éléments ferro-magnésiens. Cette roche à gros grain (5 à 10 mm), tend à acquérir une structure porphyroïde dans sa partie sud, aussi a-t-elle été longtemps confondue avec le granite porphyroïde de Saint-Julien-la-Vêtre. Sa texture grossière a permis une altération météorique intense : le granite n'est que très exceptionnellement frais. Ce faciès est également affecté par des phénomènes deutériques (Kurtbas, 1972). Localement, il a aussi subi une différenciation syénitique (Saint-Rémy-sur-Durolle). Ce granite contient à la fois des enclaves microgrenues sombres et des enclaves microgrenues claires.

Ce type présente en lame mince une structure largement grenue. Le quartz automorphe, limpide, est en grandes plages, comme le feldspath sodi-potassique (microcline et/ou orthose) perthitique, abondant et toujours blanc. Le plagioclase acide (An 10 à 18) est en gros cristaux subautomorphes, zonés et séricitisés. La biotite peu abondante (5 à 7 %) apparaît en grosses lamelles isolées, toujours chloritisée. La muscovite est exceptionnelle. Les minéraux accessoires sont représentés par apatite, zircon, sphène, allanite, et plus discrètement monazite, épidote, uraninite et thorie.

Le massif des « Bois Noirs—Monts de la Madeleine » se caractérise également par les nombreuses minéralisations que son faciès central renferme : minéralisations cupro-stannifères et plombifères de Charrier (Picot, 1954) ; gisement uranifère de Saint-Priest-la-Prugne (Faure, 1968 ; Cuney, 1974) ; gisement à parsonsite et minéralisations secondaires à blende, galène et

chalcopryrite de la région de Lachaux. Tous ces gisements ou indices sont en dehors des limites de la feuille.

Monts du Forez

Ceinture granitique forézienne

La bordure méridionale de la feuille Noirétable est occupée par deux entités granitiques spatialement liées qui se prolongent au-delà sur les feuilles Ambert et Arlanc, constituant une ceinture continue autour du complexe du Velay-Forez, depuis Boën-sur-Lignon jusqu'à La Chaise-Dieu.

Cette ceinture parfois associée à des migmatites, est formée de deux minces feuillets superposés : un feuillet inférieur, continu, de monzogranite à deux micas sur lequel repose un feuillet plus ancien et plus morcelé de granodiorite porphyroïde à biotite. La ceinture recoupe les panneaux de migmatites du Couzon et du Bois de l'Éclera, et est recoupée elle-même au Nord par le massif de l'Hermitage nettement intrusif dans la granodiorite porphyroïde à biotite. Aucun contact ne permet de préciser cependant les relations du leucogranite de l'Hermitage et du monzogranite péri-Forez.

Les granites péri-Forez se caractérisent par une forte orientation magmatique. Dans le secteur considéré, la déformation cisailante liée à l'accident de l'Hermitage s'est surimposée à cette foliation magmatique. Enfin, les deux massifs ont été basculés vers le Nord lors de la montée diapirique du complexe Velay-Forez.

$\rho\gamma^4$. **Granodiorite porphyroïde à biotite et hornblende verte.** Cette roche sombre constitue une enclave hectométrique dans la granodiorite porphyroïde à biotite au Nord de Saint-Just-en-Bas (720,3 x 82,6). Elle ne se distingue de cette dernière que par la présence de petits amas verdâtres d'amphibole, réparties de façon très hétérogène.

L'étude microscopique montre que la hornblende verte abondante, est accompagnée par de nombreuses et grandes sections losangiques de sphène et par de gros cristaux d'allanite. Le plagioclase est le seul feldspath de la mésostase ; le feldspath potassique est concentré dans les mégacristaux.

Cette granodiorite à amphibole ressemble au faciès sombre de Saint-Julien-la-Vêtre, mais elle semble plutôt devoir être rattachée aux granodiorites porphyroïdes sombres enclavées dans le complexe Velay-Forez.

$\rho\gamma^4$. **Granodiorite porphyroïde à biotite.** Cette roche sombre a également été décrite sous des noms divers (tab. 3). Plus ancienne que le monzogranite à deux micas, elle est disloquée par ce dernier en plusieurs fragments de tailles variées.

Le type peut être observé dans la petite carrière située au Nord-Est de la Chambonie (709,4 x 84,6). Sur un fond riche en biotite et en quartz gris se détachent des mégacristaux potassiques blancs, maclés Carlsbad, atteignant 5 cm de long.

En lame mince, le quartz se présente en petits amas polycristallins engrenés ; le plagioclase (An 25-35) subautomorphe est rarement zoné. Le microcline finement perthitique et pœcilitique se concentre dans les mégacristaux. La biotite, en grandes paillettes, peut être accompagnée par un peu de muscovite. Un peu d'allanite et de sphène sont associés aux zircons et aux grosses apatites trapues. Comme le monzogranite péri-Forez, la granodiorite se caractérise par l'abondance des myrmékites.

Localement, les mégacristaux de feldspath potassique sont absents : le feldspath potassique est alors distribué dans la mésostase. Ce granite sombre, isogranulaire n'affleure que de manière très restreinte : il n'a donc pas été possible de l'individualiser sur la carte. Toutefois, il peut être observé dans les carrières de Jeansagnère (716,7 × 82,9) ou de la Renaudie (707,2 × 82,6).

La granodiorite porphyroïde péri-Forez contient de nombreuses enclaves microgrenues sombres, de grands panneaux de migmatites et parfois des enclaves d'amphibolites (col de la Loge).

γ^M . **Monzogranite à deux micas, à grain grossier.** Selon les auteurs, ce granite a été appelé sous des noms très divers (tab. 2). Il occupe la zone formant un triangle au Sud de La Chamba (Bois du Brugeron).

La roche leucocrate à grain grossier, contient des quartz globuleux parfois à reflets opalescents, de la muscovite losangique, de la biotite et localement des mégacristaux de feldspath potassique qui se détachent nettement d'un fond blanchâtre. La distribution des deux micas et des mégacristaux feldspathiques est très capricieuse. L'abondance des myrmékites caractérise cette formation. L'étude microscopique révèle également de l'orthose pœcilitique riche en inclusions, du plagioclase acide (An 10-20) non zoné et des amas polycristallins globuleux de quartz. Les deux micas sont intimement associés. En dehors des apatites grosses et trapues, ce monzogranite s'avère pauvre en minéraux accessoires : seules quelques monazites côtoient les rares zircons.

Au Sud de la Chamba, il est possible d'observer un faciès de bordure de ce monzogranite à deux micas dans une petite carrière située sur la D 101 (710,6 × 84,0). La taille du grain mise à part, ce faciès est en tout point identique au faciès type. Il apparaît fréquemment au contact des migmatites et parfois de la granodiorite porphyroïde péri-Forez.

Le monzogranite contient communément des enclaves microgrenues sombres, parfois de grande taille, comme au Moulin de Pendère au Sud-Est de la Chambonie. Les pegmatites liées à ce granite, absentes sur la feuille Noirétable, peuvent contenir du béryl.

Les âges des différents granites de la ceinture forézienne ne sont pas connus. Il est toutefois certain que la granodiorite porphyroïde péri-Forez et le monzogranite porphyroïde de Saint-Julien-la-Vêtre constituent deux entités bien distinctes ; de même, le leucogranite de l'Hermitage et le monzogranite à deux micas péri-Forez appartiennent à deux massifs différents.

Les principales caractéristiques des différents granites qui affleurent sur la feuille sont résumées dans le tableau 4, emprunté à la thèse de B. Barbarin (1983).

Massif de l'Hermitage

Ce massif centré sur la feuille constitue une bande orientée N 120° E qui s'étend de Sainte-Agathe à Sail-sous-Couzan (feuille Feurs), et le corps sphérique de la Croix de Ladret.

Les contours attribués à ce massif ainsi que son nom ont souvent variés : il a ainsi été baptisé granite du Vimont, de Praguiat-Vimont ou de Vologne-Montagne. Il sera appelé ici granite de l'Hermitage (Ranchin, 1959) du nom du couvent de l'Hermitage situé au Sud-Ouest de Noirétable (700,4 x 88,8) où il offre des affleurements exceptionnels.

Ce granite est à la fois intrusif dans le massif de Saint-Julien-la-Vêtre au Nord, et dans les migmatites et les granites de la Ceinture forézienne au Sud. Il contient des enclaves de toutes ces formations qui sont particulièrement abondantes près des contacts. Il développe également, à sa périphérie, un important chevelu filonien de pegmatites à muscovite avec parfois tourmaline et almandin.

Ce massif syntectonique s'est mis en place dans une zone de cisaillement ductile dextre, aussi, dans l'ensemble du massif, la roche est elle cisailée. Cette déformation est plus ou moins intense selon l'éloignement de l'accident majeur qui est localisé en bordure Nord à son contact avec le massif de Saint-Julien-la-Vêtre.

Dans ce leucogranite où la muscovite est omniprésente, la taille du grain et la teneur en biotite permettent de distinguer trois faciès qui se succèdent sans discontinuité.

γ^{2M} . **Granite à tendance monzonitique à biotite et muscovite.** Il constitue la partie méridionale du massif. Il est représenté par la masse kilométrique de la forêt d'Aubusson d'Auvergne, celle de la Croix de Ladret et par l'étroite bande fortement cisailée située au Sud de la Valla. Il ne diffère du leucogranite à gros grain que par un grain plus fin (4-6 mm), la relative abondance de la biotite et des mégacristsaux feldspathiques et aussi par sa tendance monzonitique.

L'étude microscopique confirme sa parenté avec le leucogranite à gros grain. Les minéraux présentent le même habitus. Les plagioclases sont ici un peu plus basiques (An 10-15). Le feldspath potassique en mégacristsaux, exceptionnel dans le type leucogranitique, est ici plus fréquent. Les myrmékites sont également plus fréquentes. Monazite, apatite et zircon sont communs mais en faible quantité.

γ^1 . **Leucogranite à gros grain riche en muscovite.** Ce type occupe toute la partie centrale. Il présente un grain de 5 à 7 mm. Il est à muscovite seule dans la région de Vologne-Montagne ; ailleurs, la biotite parfois verte, est présente

en faible quantité. La muscovite primaire abondante se développe en larges feuilletés parfois centimétriques. La biotite, souvent associée à la muscovite, est très discrète. Les gros grains de quartz sont le plus souvent très aplatis. Les feldspaths sont représentés par un plagioclase acide (An 8-12) et par de l'orthose faiblement perthitique dans lequel les taches d'albite témoignent du phénomène d'albitisation, classique dans les leucogranites (Lameyre, 1966 ; Ranchin, 1971). La tourmaline est fréquente ; elle est parfois accompagnée par des petits grains de grenat almandin et occasionnellement par des petits cubes de fluorine. Les minéraux accessoires peu abondants, sont représentés par de l'apatite, du zircon et de la monazite. De l'uraninite et de l'autunite ont également été signalées (Le Van Tiet, 1976).

γ^1 (1). **Bordure aplitique à muscovite, tourmaline et grenat.** Cette roche aplitique de couleur très claire, borde le massif à son extrémité nord-ouest et sur toute sa bordure nord. Elle s'apparente donc aux « aplites frangeantes » classiquement décrites en bordure des leucogranites intrusifs (Lameyre, 1966).

Sur un fond blanchâtre se détachent des quartz globuleux, parfois translucides, et des muscovites losangiques. La pâte est constituée par de l'albite jamais zonée et par du feldspath potassique finement perthitique. La biotite, exceptionnelle, est toujours chloritisée. Les agrégats de tourmaline millimétriques constellent fréquemment cette aplitite. L'étude microscopique révèle la présence sporadique de petits grenats almandin. Les accessoires rares sont représentés par apatite et zircon.

Ces trois faciès traduisent la différenciation magmatique qui a affecté le massif. Le leucogranite alumineux de l'Hermitage, par sa nature et son caractère syn-cisaillement, présente de nombreux points communs avec les leucogranites de la zone cisailée sud-armoricaine. Il pourrait ainsi représenter une des extrémités de cette ceinture leucogranitique au-delà du Sillon Houiller.

Une datation inédite réalisée récemment à Clermont-Ferrand par C. Pin donne à ce massif un âge de l'ordre de 325 Ma qui est compatible avec les relations observées sur le terrain.

Complexe granito-migmatitique du Velay-Forez

Cet énorme complexe de plus de 100 km de diamètre (Dupraz, 1983) n'apparaît que dans l'angle sud-est de la feuille où il est représenté par un granite monzonitique à biotite et par un leucogranite à grain fin riche en muscovite.

γ^{3M} . **Granite monzonitique à biotite.** Ce granite d'anatexie à biotite affleure largement sur les feuilles voisines Montbrison et Ambert. Il se caractérise essentiellement par des plagioclases automorphes en « grains de riz », des mégacristaux de feldspath potassique trapus et tronçonnés, une grande richesse en enclaves de schistes cristallins, souvent de grande taille, de nature et de forme variées, et par la présence de loupes surmicacées (Didier, 1964). La teinte rouille des affleurements altérés, constitue également une caractéristique.

γ^1 . **Leucogranite à grain fin à muscovite.** Ces quelques pointements intrusifs dans le granite porphyroïde à biotite péri-Forez constituent l'extrémité occidentale de massifs plus étendus sur la feuille Montbrison. Ces granites passent progressivement au granite d'anatexie à biotite ou le recoupent brutalement en d'autres points.

Les plagioclases abondants sont représentés par de l'albite automorphe (An 0-10). L'orthose également automorphe, plus rare, est presque toujours pœcilitique. Le quartz est interstitiel alors que la muscovite primaire présente de belles sections automorphes.

Plateau d'Urfé

Série de l'Aix (Viséen inférieur ?)

La série de l'Aix comprend le « complexe andésitique » ou « cornes vertes » des anciens auteurs (Michel-Lévy, 1908 ; Jung et Vachias, 1937 ; Jung *et al.*, 1939 ; Tourlonias, 1965 ; Di Nota, 1970). Elle est formée d'une alternance de roches sédimentaires — conglomérats, schistes, grés, calcaires — et de volcanites — basaltes, andésites, spilites.

$h_{2a}\beta\alpha$. **Laves et tufs spilitiques, basaltiques ou andésitiques.** Le volcanisme de la série de l'Aix est essentiellement « basique », de type basalte-andésite parfois spilitiques. Le gisement semble être principalement sous forme de coulées laviques à tufacées.

Macroscopiquement, la roche est toujours massive, verte à noire, porphyrique avec 30 à 50 % de phénocristaux millimétriques de plagioclase et parfois de pyroxène et/ou d'amphibole.

Les cristaux automorphes de plagioclase représentent 70 à 100 % de la phase porphyrique. Ils montrent fréquemment une zonation oscillatoire, et sont plus ou moins envahis par de la séricite et de la chlorite. Leur composition est An 85 à An 45 dans les faciès non spilitiques.

Deux types d'amphiboles monocliniques sont présents. Les plus courantes, représentent jusqu'à 30 % des phénocristaux et, atteignant des tailles centimétriques, sont des amphiboles vertes de type hornblende actinolitique et magnésio-hornblende (selon la classification de B.E. Leake, 1978). Plus rarement on trouve des amphiboles brunes, toujours peu abondantes et associées aux amphiboles vertes, du type pargasite ferrifère et magnésio-hastingsite riche en TiO_2 .

Le clinopyroxène forme des grains incolores, automorphes, souvent en agrégats (gloméroporphyrés). Il est peu abondant (10 % des phénocristaux au maximum) et coexiste parfois avec l'amphibole. Souvent zoné, sa composition est celle d'augite ou de salite.

Quelques xénocristaux de quartz sont parfois présents.

Les phases porphyriques comportent en inclusion des oxydes ferro-titanés (titano-magnétite).

La mésostase, très finement cristallisée, est composée de plagioclase, chlorite, oxydes, sulfures et parfois amphibole verte, épidote, clinozoïsite et quartz. La texture de la roche varie de celle d'un tuf à une lave. La structure est souvent amygdalaire, à vacuoles millimétriques remplies de chlorite, épidote et parfois quartz, calcite, actinote, sphène.

Une spilitisation affecte localement ces faciès, et se traduit par le développement d'une paragenèse à albite, épidote, chlorite principalement.

● **Caractéristiques calco-alkalines des volcanites.** Les volcanites de la série de l'Aix montrent les caractéristiques géochimiques (tabl. 6) attribuées aux séries calco-alkalines des domaines orogéniques, ainsi que cela apparaît dans le diagramme triangulaire $Al_2O_3/Fe_2O_3/MgO$ pris en exemple (fig. 4) ; les caractéristiques minéralogiques sont également semblables à celles des volcanites calco-alkalines (Leistel et Bébien, 1982) : abondance des phénocristaux, prédominance du plagioclase, présence d'amphibole, titano-magnétite précoce.

h_{2a}C. **Calcaire cristallin azoïque.** Quatre formations calcaires, de faible extension, sont connues sur la feuille Noirétable, à la faveur d'anciennes carrières exploitées pour la chaux. Elles affleurent au sein des volcanites basiques.

– Chez Durelle (x = 722,425 ; y = 98,40) : quelques bancs calcaires ont été exploités. Ils sont de puissance métrique, intercalés avec des volcanites (analyse 6, tabl. 6). Il s'agit de calcaire massif et de calcaire feuilleté remaniant des petits éléments de volcanite.

– Le Mas Mollet (x = 717,35 ; y = 96,60) : affleure au sein de volcanites (analyse 19, tabl. 6).

– Grézolette (x = 725,85 ; y = 95,55) : plus important que le précédent, il a été exploité en petites carrières. Il représente probablement le pendant, décalé par faille, du calcaire du Petit Servaux se trouvant sur l'autre rive de l'Aix (feuille Feurs, x = 726,30 ; y = 95,30). Le calcaire apparaît ici comme une formation massive, d'épaisseur décamétrique, localement parcourue par des filonnets de lave pouvant s'épanouir en poches aux formes globuleuses, et même former des figures de mélange (mictite). Le calcaire est gris à blanc, massif ou à débit en plaquettes. Au microscope, les cristaux de calcite, de taille inférieure à 1/4 mm, sont polygonisés, indiquant une recristallisation du calcaire. Les zones de mictite sont marquées par un développement d'épidote et parfois de grossulaire (pyrénéite, visible au microscope seulement), qui traduisent également un effet de métamorphisme de contact de la lave sur le calcaire.

– Grézolles (x = 724,90 ; y = 97,15 ; en bordure de la D26 et en contrebas).

Il s'agit là des formations calcaires les plus spectaculaires de la série de l'Aix, mais il n'est pas rare de trouver des traces calcaires au sein des volcanites. Les relations observées entre ces deux faciès montrent que la sédimentation calcaire et les épanchements volcaniques sont pénécemporains.

Malheureusement ces calcaires n'ont pas encore pu être datés (ce qui aurait permis d'attribuer un âge à la série de l'Aix).

h2a. **Conglomérat** (affleurement type $x = 724,00$; $y = 97,50$). Il est formé de galets millimétriques à centimétriques de quartzite et de pélite, plus ou moins jointifs, dans une matrice pélitique. Il forme des niveaux métriques à décamétriques, récurrents au sein des formations schisto-gréseuses, et subordonnés.

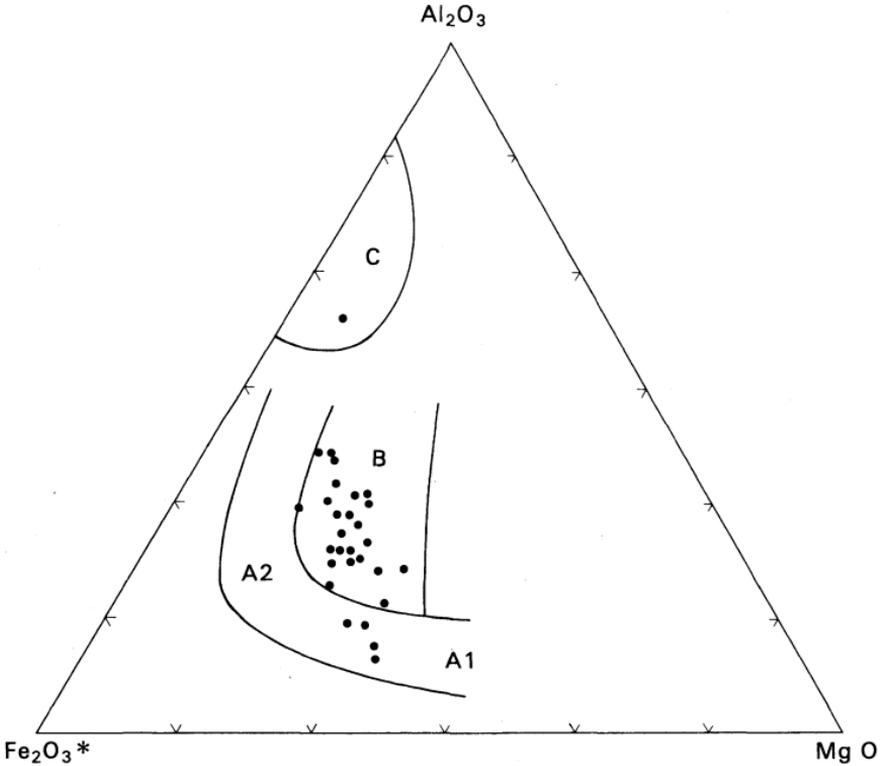


Fig. 4 - Volcanites de la série de l'Aix dans le diagramme $Al_2O_3/Fe_2O_3^*$ (total)/MgO (M. Besson et M. Fonteilles, 1974; aires de répartition d'après J. Bébien et *al.*, 1980). A : Tholéitique; B : Calco-alcalin; C : Albitophyres - ortho-albitophyres

h2a. **Pélites et grès**. Ils sont visibles à la faveur de la coupe le long de la D1, entre Grézolles et Juré ($x = 723,20$; $y = 98,20$).

Pélites et grès sont de couleur grise, et forment des alternances de bancs décimétriques à métriques. Ils sont parfois affectés par des plis d'amplitude métrique (par ex. feuille Feurs $x = 728,00$; $y = 98,95$).

La polarité de ces formations peut être établie par une étude fine au microscope de microcritères de polarité non visibles à l'œil nu (figures de

charge, d'arrachement, stratifications obliques, granoclasement ... ; Leistel, 1982). Elle a ainsi été établie comme normale le long de la vallée de l'Aix, au niveau de Servaux.

Pélites et grès sont formés de grains ($\leq 1/10^{\circ}$ mm) de quartz et de paillettes de séricite marquant le litage. On peut également rencontrer des lits riches en débris de plantes, sous la forme de tiges brunâtres de longueur centimétrique. Cependant aucun fossile n'a jusqu'à présent été trouvé qui aurait permis un calage stratigraphique.

La puissance totale de ces formations périto-gréseuses apparaît comme étant supérieure ou égale à une centaine de mètres. Dans le secteur de Saint-Martin-la-Sauveté elles sont intercalées avec les volcanites basiques, et vers le Nord, le long de la vallée de l'Aix, elles sont en position topographique inférieure à celle des volcanites. Si localement elles semblent recouvertes par les volcanites ($x = 722,20$; $y = 97,30$; région de Saint-Marcel-d'Urfé) il est également envisageable qu'elles combient une paléotopographie marquée par les volcanites.

Métamorphisme de la Série de l'Aix

L'existence d'un métamorphisme de contact au sein de la série de l'Aix est connue depuis longtemps, c'est ce qui lui a valu son appellation originelle de « cornes vertes ». Son extension n'est pas généralisée à l'ensemble de la série et ne concerne principalement que trois secteurs, d'orientation moyenne N 60° E. Ce sont, du Sud vers le Nord, les secteurs de Saint-Martin-la-Sauveté, du Moulin du Gué et de Saint-Marcel-d'Urfé. Une bonne coupe permet d'observer les différents faciès de la série de l'Aix cornéifiés le long de la D38 entre Servaux et le Moulin Nigon (feuille Feurs).

● **Volcanites** : le métamorphisme de contact entraîne une destruction de la texture originelle et se manifeste essentiellement par un grand développement d'actinote-trémolite en fines aiguilles. La biotite, en petits amas, est plus rarement présente (Château d'Urfé, $x = 718,40$; $y = 97,50$).

● **Faciès sédimentaires** : le principal indice de métamorphisme de contact est une biotitisation, parfois très intense. Citons quelques faciès particuliers (observables sur la coupe de la D38) :

– schistes tachetés ($x = 726,25$; $y = 94,40$) : on peut reconnaître là les alternances schistes et grès, les niveaux schisteux montrant un grand développement de taches claires millimétriques, plus ou moins anastomosées. Il s'agit d'amas de micas blancs provenant de l'altération d'andalousite (exceptionnellement observable) dans une matrice sombre à biotite, chlorite ;

– métapélite ($x = 726,65$; $y = 94,10$) : il s'agit de faciès de même nature que les précédents, mais à granulométrie très fine. Macroscopiquement la roche apparaît massive, très compacte, à cassure esquilleuse, de couleur noire avec des nuances brun violacé. Les microséquences de ce faciès sont encore visibles au microscope (Leistel, 1982) ;

– conglomérat ($x = 726,35$; $y = 94,30$) : dans ce faciès cornéifié, macroscopiquement les galets de quartz et de quartzite blancs se détachent sur un fond noir formé de galets pélitiques (reconnaissables au microscope) et de matrice.

L'hypothèse de l'existence d'un métamorphisme régional schistes verts, évoquée par M. Hocquellet (1979), semble devoir être rejetée. Elle est infirmée par l'existence de faciès remarquablement frais, notamment au sein des volcanites. Dans ces dernières, les associations à chlorite, épidote et actinote peuvent être attribuées soit à un phénomène de spilitisation, soit au métamorphisme de contact. Nous relient ce dernier à l'existence de coupes granitiques sous-jacentes non affleurantes (voir ci-dessous).

● **Les faciès déformés du Moulin du Gué.** A l'Ouest de Grézolles affleure une bande fortement déformée, d'environ 2 km de long sur 500 m de large, orientée N 60° E à N 70° E avec un pendage moyen de 30° S. Dans cette zone on peut reconnaître deux faciès.

Un conglomérat ($x = 722,65$; $y = 96,80$) que nous rattachons au conglomérat de la série de l'Aix. Les galets de quartz sont fortement étirés, marquant la foliation. Postérieurement à la déformation, un métamorphisme de contact s'est surimposé, marqué par une biotitisation intense dans la matrice et en veines recoupant les structures de la roche.

En semelle de cette bande affleurent localement des schistes à muscovite, grenat et biotite ($x = 723,80$; $y = 97,10$), également déformés et métamorphisés, déjà signalés par M. Hocquellet (1979). L'aspect satiné de ces schistes, totalement différent de ce qui est connu dans la région, pose le problème de leur lien avec la série de l'Aix. Des faciès satinés comparables sont connus par ailleurs, dans le Roannais et dans le Beaujolais, où ils sont dénommés « série satinée » et intégrés à la série de la Brévenne (Godinot, 1980 ; Bertaux et Rubiello, 1981 ; Sider et Ohnenstetter, 1986). Nous pourrions donc être ici en présence d'un témoin de substratum de la série de l'Aix. Cette caractérisation reste cependant hypothétique. Enfin, l'interprétation de cette zone de déformation peut s'intégrer dans un schéma géodynamique régional (voir ci-dessous).

Problème de l'âge de la série de l'Aix

Aucune datation n'a pu jusqu'à présent être effectuée sur cette série, aucun fossile n'a été trouvé dans les faciès sédimentaires et les recherches de conodontes dans les calcaires se sont révélées infructueuses. Les faits de terrain nous montrent que cette série est antérieure aux calcaires datés du Viséen moyen (V2b, Mamet, 1968) et à la série des Tufs anthracifères du Viséen supérieur. D'autre part, elle n'a pas subi la structuration majeure, ni le métamorphisme régional, qui s'observent plus à l'Est dans la série de la Brévenne et qui sont attribués à la phase fini-dévonienne (phase bretonne). Pour la feuille Noirétable, on peut envisager l'existence d'un substratum qui serait représenté par des « schistes satinés » semblables à ceux décrits dans la série de la Brévenne.

Jusqu'à présent la série de l'Aix était rapportée au Dévonien supérieur - Viséen inférieur, par comparaison avec les séries du Morvan et de la Brévenne (Jung *et al.*, 1939). Les analogies qui étaient faites doivent cependant être révisées.

Dans le Morvan, la série d'âge dévonien supérieur – viséen inférieur comporte tous les termes allant des basaltes aux kératophyres. La série de l'Aix ne présente par contre que des termes « basiques » ($\text{SiO}_2 < 58\%$). Les termes basiques des deux séries ont cependant des caractéristiques calco-alcalines comparables.

Quant à l'analogie faite avec la série de la Brévenne, elle doit être abandonnée. Celle-ci présente essentiellement des caractéristiques tholéïtiques (Piboule, 1982 ; Sider et Ohnenstetter, 1986) et une structuration que l'on ne retrouve pas pour la série de l'Aix.

C'est en développant de tels critères que la série de l'Aix a été proposée comme essentiellement d'âge viséen inférieur.

Structure de la série de l'Aix

La structure interne des volcanites est très rarement visible sur le terrain, bien qu'au microscope elles montrent fréquemment de belles fluidalités. A l'affleurement elles forment un ensemble d'axe moyen N 60° E. Vers l'Est, suivant cet axe, le niveau structural à l'affleurement est de plus en plus élevé, et les volcanites n'affleurent plus que sporadiquement (feuilles Feurs et Roanne).

La stratification des schistes et grès est toujours bien visible. Au Sud, en bordure du granophyre de Boën, les pendages sont relativement constants à N 55° E-65° S. Vers le Nord, l'organisation est moins nette, une orientation moyenne E-W à pendage Sud semblant se dégager.

Série d'Oddes (Viséen moyen)

h2b. **Calcaire noir fossilifère.** Ces calcaires sont très différents de ceux interstratifiés dans les volcanites de la série de l'Aix. Il s'agit de calcaires noirs fossilifères identiques à celui de Saint-Julien-d'Oddes (feuille Feurs, $x = 729,60$; $y = 95,15$), daté du V2b (étage intermédiaire du Viséen moyen) par B. Mamet (1968), et qui apparaissent recouverts et remaniés par les faciès conglomératiques et bréchiques de la série des Tufs anthracifères. Ils affleurent à la faveur d'anciennes carrières d'exploitation de la chaux.

– La Bombarde ($x = 714,50$; $y = 100,60$)

– Champoly ($x = 715,00$; $y = 97,00$) : plusieurs carrières existent qui ont été récemment réouvertes pour l'empierrage de l'autoroute. On peut voir dans certaines carrières (selon l'évolution des travaux) des brèches d'explosion semblables à la brèche des Essarts décrite par J. Bernard-Griffiths (1965). Elles sont à matrice tufacée (type tuf de Crémeaux) et remanient le calcaire qu'elles recourent et des faciès de la série de l'Aix.

– Cuchant ($x = 725,60$; $y = 101,25$).

– Saint-Thurin (à mi-pente entre la Roche et le lac) : ce calcaire décrit par J. Bernard-Griffiths (1965) n'a pas été retrouvé.

Ces calcaires relativement sporadiques semblent être les seuls témoins d'âge viséen moyen. Ils pourraient représenter les restes d'une plate-forme

carbonatée telle que celle définie dans la région de Régnay (feuille Roanne, Bertaux et Rubiello, 1981). Leurs relations avec les autres séries sont parfois délicates à établir. Leur démantèlement sous forme d'olistostromes a été proposé (Gagny *et al.*, 1989) et peut s'intégrer dans la dynamique des bassins sédimentaires au Viséen moyen (Gagny *et al.*, 1989 ; Sider *et al.*, 1986).

Série des Tufs anthracifères (Viséen supérieur)

Cette série prend toute son extension vers l'Est, notamment sur la feuille Roanne où elle a été bien étudiée (Echavarri, 1966 ; Blanc, 1968 ; Bertaux *et al.*, 1978 ; Bertaux et Rubiello, 1981 ; Gagny *et al.*, 1988, 1989). Sur la feuille Noirétable un seul faciès de cette série est présent.

h2ctf. **Tuf conglomératique à pyroxène de Crémeaux.** Macroscopiquement la roche est massive, noire, à phénocristaux millimétriques de feldspath blanc et à nombreux galets centimétriques à pluricentimétriques de pélite, et plus rarement de calcaire blanc recristallisé. Phénocristaux et enclaves marquent nettement une fluidalité planaire.

Au microscope on reconnaît des phénocristaux d'orthose, de plagioclase An30, de clinopyroxène abondant, de biotite chloritisée peu abondante et plus rarement de quartz.

Affleurements-types : La Méliora, sur la D 61 allant de Luré à Crémeaux sortie nord-ouest de Saint-Thurin, sur la N 89, au lieu-dit Les Guérimbeaux (x=719,10 ; y = 92,30), tuf conglomératique à galets calcaires.

Il faut noter sur la feuille Noirétable l'absence du conglomérat de base tel qu'il a été défini plus à l'Est sur la feuille Roanne. Ce conglomérat n'apparaît que dans la région de Souternon (feuille Feurs).

Le tuf de Crémeaux repose en discordance sur les faciès sédimentaires et volcaniques de la série de l'Aix, et sur les calcaires du Viséen moyen.

Hypovolcanisme carbonifère

γ . **Granophyre de Boën-sur-Lignon.** Ce faciès, tout d'abord dénommé « porphyre granitoïde » par M.L. Gruner (1857) et O. Vachias (1938), est appelé granophyre depuis les travaux de A. Yama N'Kounga (1973). Il affleure dans la partie nord-est de la feuille Noirétable, et se prolonge sur la feuille Feurs. Il forme dans sa partie sud un massif d'environ 100 km², et passe vers le Nord à un ensemble de lames de puissance hectométrique.

La roche est grise à rose, plus ou moins porphyroïde avec environ 45 % de phénocristaux, de quartz (10 %), de feldspath potassique (5 %), de plagioclase (20 %) et de biotite (10 %). Le plagioclase est généralement An30, parfois zoné et pouvant atteindre An55 au cœur. La biotite est presque toujours chloritisée. Les minéraux accessoires sont apatite, zircon et plus rarement allanite. La matrice, parfois très abondante (jusqu'à 60 %), est micropegmatitique (ou granophyrique), formée d'une association symplectique de

quartz, albite et orthose. Cette texture particulière est classiquement interprétée comme témoignant d'un refroidissement relativement rapide d'un magma granitique hypovolcanique (Bard, 1980). Localement le granophyre montre des variations de taille du grain et il acquiert un aspect granitique. C'est ainsi qu'il passe progressivement, au cœur du massif, au granite de Cezay (à l'Est de Ailleux). Le chimisme de ces deux faciès est d'ailleurs tout à fait comparable, marquant une composition granitique (tabl. 6) riche en K_2O .

Plusieurs coupes permettent d'observer de bons affleurements en continu de granophyre type : le long de la D 26, au Sud de Saint-Martin-la-Sauveté, et sur la N 89 jusqu'à Boën-sur-Lignon. Un faciès à cordiérite a été décrit par A. Yama N'Kounga (1973), en dehors de la feuille Noirétable, dans la grande carrière de Boën-sur-Lignon ($x = 730,15$; $y = 83,50$, feuille Feurs).

Dans la région de Saint-Martin-la-Sauveté le granophyre montre des indices de métamorphisme de contact plus ou moins importants : une recristallisation en bordure des phénocristaux de biotite se manifeste tout d'abord, et peut aller jusqu'à une recristallisation complète et un développement de petites biotites dans la matrice ou en veines. Ce métamorphisme de contact se retrouve également dans les formations encaissantes de la série de l'Aix (voir ci-dessus). L'origine de ce métamorphisme, non attribuable au granophyre, est à rechercher dans l'existence de granite non affleurant (voir ci-dessous).

L'appartenance du granophyre à la lignée des Tufs anthracifères et sa parenté avec le granite de Cezay ont été établies (Vachias, 1938 ; Yama N'Kounga, 1973). Plus récemment (Leistel et Gagny, 1984), une argumentation basée sur des données de pétrologie structurale, de géochimie et de minéralogie nous ont permis notamment de préciser ces liens : le granophyre est l'équivalent hypovolcanique de l'ignimbrite rhyolitique appelée « tuf Picard », définie sur la feuille Roanne (Rubiello, 1981 ; Gagny *et al.*, 1989), et qui appartient au sommet de la série des Tufs anthracifères du Viséen supérieur. Le granophyre est ainsi calé chronologiquement. Ceci est confirmé par des arguments de terrain : au lieu-dit Les Guérimbeaux ($x = 719,10$; $y = 92,30$) le granophyre est en contact intrusif avec un tuf conglomératique à galets calcaires marquant la base de la série des Tufs anthracifères.

L'étude de pétrologie structurale du granophyre de Boën-sur-Lignon et du granite de Cezay (fig. 5) nous a montré que leur mise en place se fait essentiellement dans une structure en caisson d'axe $N 50^\circ E$ à $N 70^\circ E$, à cœur de granite de Cezay (fig. 6). En allant vers le Nord, ce caisson se dilacère en une succession de lames parallèles, puis il est relayé par une mise en place dans un couloir de fracturation à $N 115^\circ E$. Cette structure de semi-profondeur est liée à la structure superficielle appelée « gouttière ignimbritique » par Cl. Gagny *et al.*, (1989), dans laquelle se met en place le tuf Picard. L'ensemble forme une fosse volcano-tectonique d'importance crustale (Leistel et Gagny, 1984) qui s'intègre dans un schéma tectono-magmatique évolutif du Viséen supérieur de l'ensemble du faisceau hercynien de la Loire (Sider *et al.*, 1986).

Des prolongements ou des répétitions de cette fosse volcano-tectonique peuvent être envisagés pour des faciès granophyriques ou granitiques comparables au granophyre de Boën-sur-Lignon : granophyre de Pont Tarentaix (région de Thiers ; Valizadeh, 1969), granites à biotite à tendance microgrenue de la région de Beaujeu, Cluny, etc.

γ^B . **Granite à grain fin du Moulin Barbeau.** Ce type de granite affleure, en filons métriques à décamétriques, dans les deux secteurs de Juré et de Saint-Martin-la-Sauveté. Le faciès-type a été défini dans la carrière du Moulin Barbeau ($x = 719,70$; $y = 99,30$; fig. 7).

Macroscopiquement la roche est claire, finement grenue, parfois porphyrique. Au microscope, la texture est équigranulaire (taille des cristaux inférieure à 1 mm). Une matrice micropegmatitique peut se développer. Les cristaux sont du quartz, du feldspath potassique perthitique, de l'albite et de la biotite. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et le rutile.

Dans le granite du secteur de Juré, les feldspaths montrent une altération à séricite-calcite ou sont pseudomorphosés par des oxydes et des hydroxydes de fer ; les biotites sont fréquemment chloritisées et des veinules à quartz-chlorite-muscovite recoupent la roche. Dans le granite du secteur de Saint-Martin-la-Sauveté, de la muscovite secondaire apparaît dans la matrice, et une biotitisation peut se manifester en veinules ou par recristallisation des phénocristaux de biotite.

Le chimisme de ces granites (tabl. 6) est caractérisé par un taux élevé en SiO_2 et de faibles teneurs en Al_2O_3 , CaO , MgO et TiO_2 . Ceci les rend comparables aux termes évolués des lignées de type granite rouge, telle celle de l'ensemble Mayet—Arfeuilles—Droiturier (Leistel, 1983).

Signalons que des anomalies et indices à Sn-W sont liés à ces manifestations granitiques (voir ci-dessous).

Ces granites sont postérieurs au granophyre de Boën qu'ils recoupent, et sont recoupés par des filons de microgranite porphyrique (faciès évolué, analyse 36, tabl. 6). Leur âge est donc probablement carbonifère supérieur proche de celui des granites rouges cités.

$\mu\gamma^D$. **Microgranite porphyrique (Viséen supérieur à post-Viséen).** Il affleure en faisceaux peu denses de filons d'orientation subméridienne à $\text{N } 140^\circ \text{ E}$. La roche est de couleur variable rose à noire. La structure est microgrenue porphyrique, à phénocristaux millimétriques à centimétriques de feldspath potassique, plagioclase (environ An 30), quartz, biotite plus ou moins chloritisée.

La mise en place du microgranite débute au Viséen supérieur, contemporanément aux volcanites (Bertaux et Gagny, 1978), et se poursuit durant le Carbonifère, certaines manifestations recoupant les granites rouges namuro-westphaliens. Ceci s'accompagne d'une évolution chimique et minéralogique, depuis des faciès à pyroxène et biotite, jusqu'à des termes plus acides à biotite seule (Gagny *et al.*, 1989).

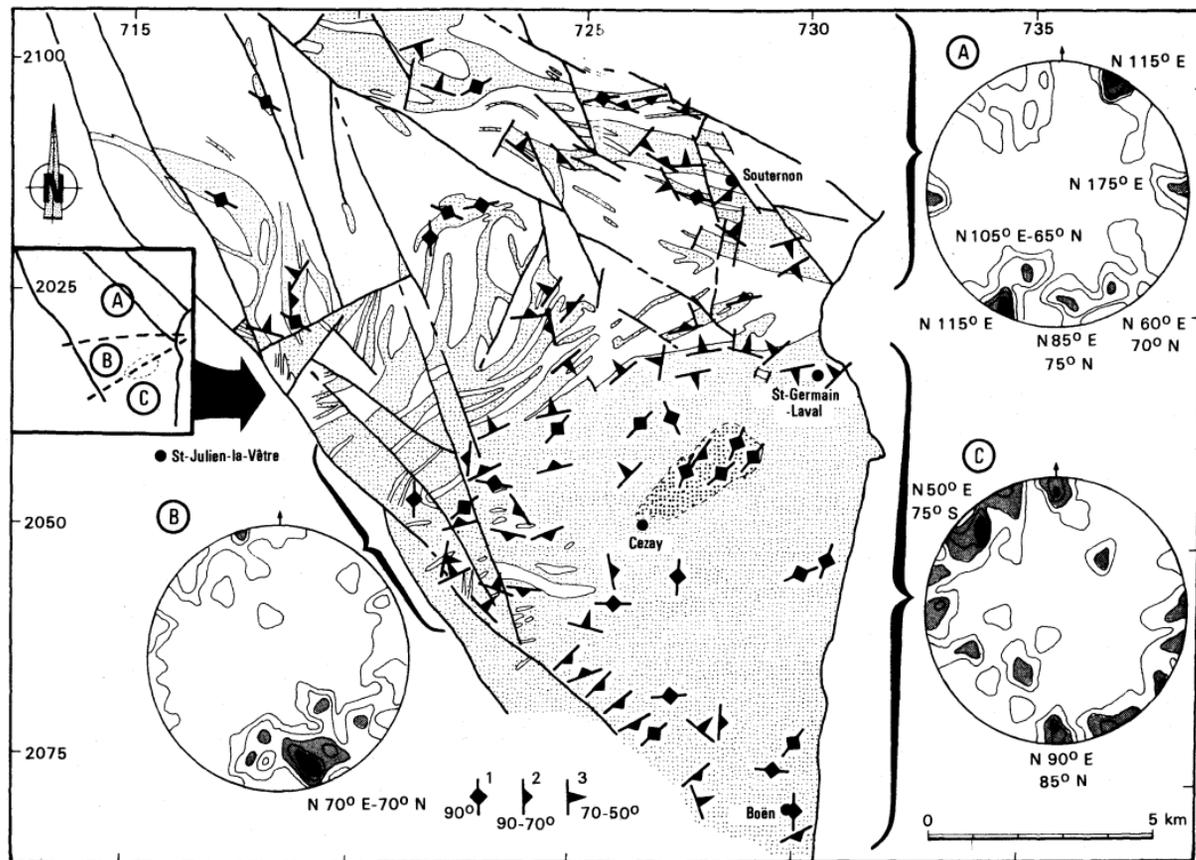


Fig. 5 - Carte de pétrologie structurale du granophyre de Boën et stéréogrammes des pôles de plan de fluidités planaires magmatiques et imbriquées réalisées par zones (voir le cartouche)

Les plans de fluidités planaires soulignent la mise en caisson dans les zones (B) et (C) et la forme des lames de granophyre dans la zone (A). Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, grille de Kalsbeek. A : 38 mesures (11,8 - 9,2 - 6,6 - 3,9 - 1,3%); B : 56 mesures (8 - 6,2 - 4,5 - 2,7 - 0,9%); C : 46 mesures (7,6 - 5,4 - 3,3 - 1,1%); fluidités planaires : 1 - verticales; 2 - pendage de 70 à 90°; 3 - pendage de 50 à 70°. (d'après J.M. Leistel et Cl. Gagny, 1984)

L'organisation régionale en faisceaux de filons orientés témoigne de la dynamique tectonique régnant à partir du Viséen supérieur.

$\mu\gamma^1$. **Microalaskite porphyrique (post-Viséen)**. Tout d'abord appelé microgranite filonien par J. Bertaux et M.F. Rubiello (1981), ce faciès a été dénommé microalaskite porphyrique par Cl. Gagny *et al.*, (1989), terme levant toute ambiguïté.

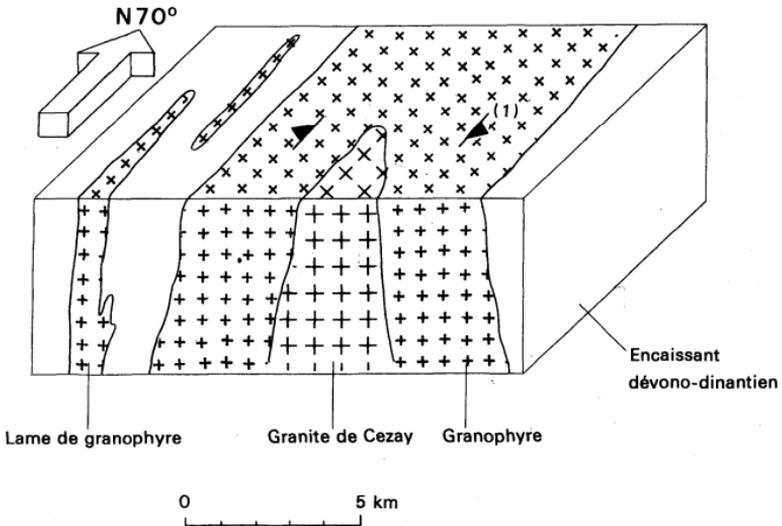


Fig. 6 - Schéma de la structure en caisson du granophyre (zones (B) et (C) de la fig. 2). Le granite de Cezay marque l'axe de cette structure, les fluidalités planaires magmatiques (1) sont parallèles aux parois du caisson (d'après J.-M. Leistel et Cl. Gagny, 1984)

La roche est rose, microgrenue porphyrique ou non. Quand les faciès porphyriques sont frais seuls les cristaux de quartz millimétriques, globulaires, sont visibles. L'altération révèle parfois les phénocristaux de feldspath (orthose et albite), qui autrement se confondent avec la matrice. Les ferromagnésiens sont rares, voire absents, ceci permettant de distinguer ce faciès du microgranite.

La microalaskite affleure en faisceaux filoniens orientés N 120° E (affleurement-type sur la D 86, Est de Juré entre la Mine et Chez Durelle), et parfois en petits massifs (tel le piton sur lequel est bâti Saint-Germain-Laval, feuille Feurs).

L'âge de ce faciès n'est pas connu ; il est postérieur au microgranite porphyrique qu'il recoupe, pouvant emprunter les mêmes structures.

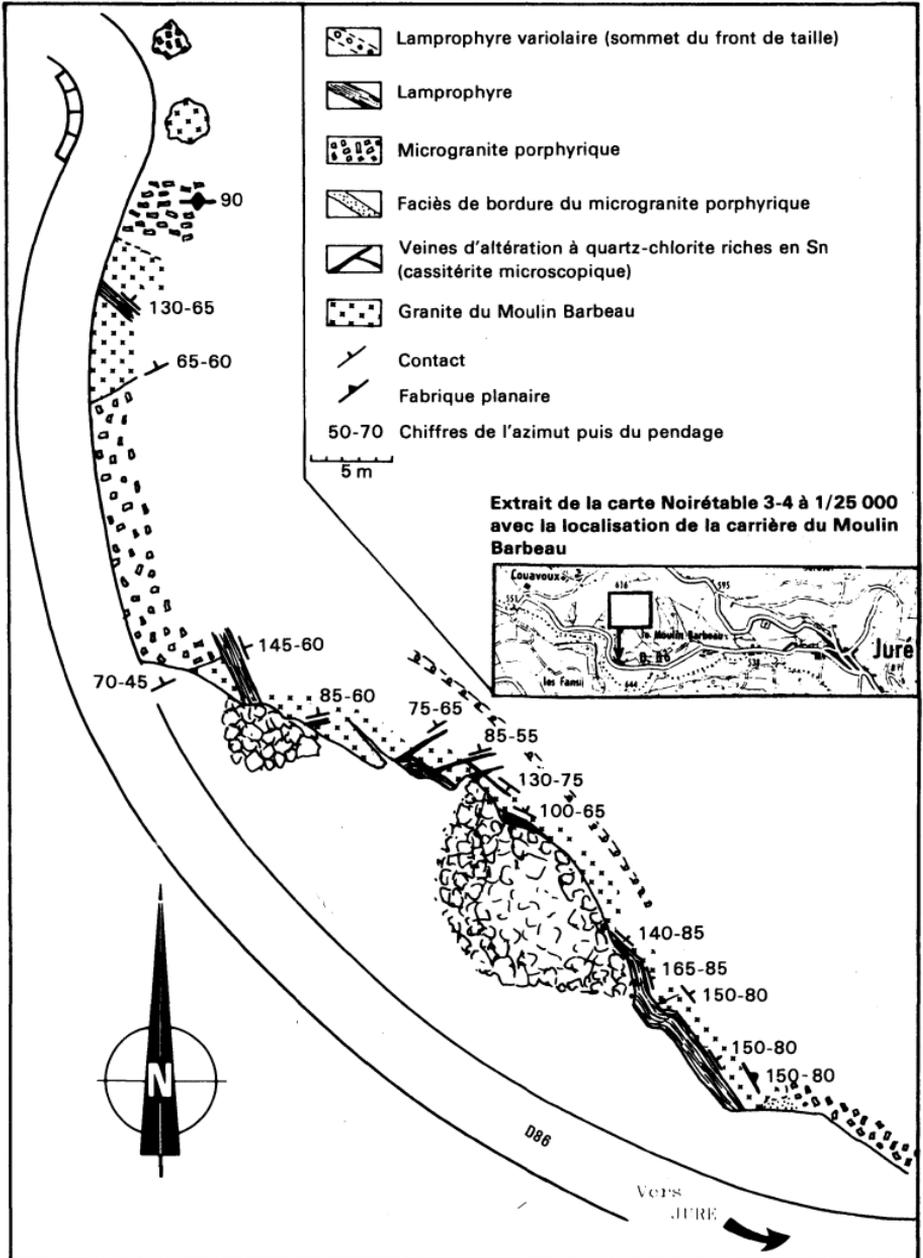


Fig. 7 - Plan géologique détaillé de la carrière du Moulin Barbeau

v. **Lamprophyres.** Ces filons, d'une puissance pluricentimétrique à métrique, semblent relativement abondants, dans la mesure où leur grande altérabilité rend leur observation difficile.

Il s'agit d'une roche sombre, parfois vacuolaire, à petits phénocristaux de ferro-magnésiens et/ou de plagioclase. Il s'agit généralement de spessartite ou de kersantite (analyses 39 et 40, tabl. 7). Affleurement-type : carrière du Moulin Barbeau ($x = 719,70$; $y = 99,30$; fig. 7).

Leur âge n'est pas connu ; ils sont postérieurs à tous les autres faciès paléozoïques, qu'ils recourent.

Signalons que les lamprophyres de la région de Thiers (Puy-de-Dôme), probablement équivalents, ont été étudiés par M. Valizadeh (1969).

Livradois

γ^3 . **Granite à biotite.** Ce granite appelé localement granite d'Augerolles par G. Ranchin (1959) n'affleure que sur une très faible superficie dans l'angle sud-ouest de la feuille. Il représente un faciès du grand massif de granite porphyroïde de Saint-Dier (Lapadu-Hargues, 1957) qui affleure plus largement sur les feuilles voisines Thiers, Issoire ou Ambert. Le grain qui grossit régulièrement de la bordure vers l'intérieur du massif et la présence d'associations micropegmatitiques indiquent que le granite d'Augerolles représente bien la bordure du massif de Saint-Dier.

Ce granite gris, équigranulaire, à structure équante contient des enclaves microgrenues sombres. Quelques mégacristaux de feldspath potassique apparaissent sporadiquement. Le plagioclase automorphe et zoné (An 40-20) y forme des cristaux plus petits. La cordiérite est remplacée par des agrégats de muscovite-séricite. La biotite, abondante et bien développée, est riche en inclusions de zircons.

La datation du granite de Saint-Dier (Saint-Joanis, 1975) par la méthode Rb-Sr sur roche totale donne un âge de 327 ± 26 Ma, soit Viséen supérieur.

FILONS

Q. **Filons de quartz.** Ces filons sont localisés dans la moitié ouest de la feuille et plus particulièrement à proximité de la faille de Thiers. Le plus remarquable d'entre eux est celui de La Chamba qu'il est possible de suivre dans le paysage sur plus de deux kilomètres.

Ces filons sont constitués par une brèche à fragments anguleux de quartz blanchâtres, de toutes tailles isolés dans un ciment siliceux rouge ou noir. Ces filons sont dans la majorité des cas stériles.

Les autres filons qui sont liés aux différents massifs, sont de taille réduite et n'ont pas été cartographiés.

TERTIAIRE

Oligocène ou Miocène

RCg. **Formations détritiques oligocènes.** Ces formations n'occupent qu'une surface de quelques kilomètres carrés dans l'angle sud-ouest de la feuille. Elles sont tectoniquement isolées du horst forézien par la faille de Thiers et du Livradois par un autre accident.

Comme dans le reste du golfe de Courpière qui s'étend plus à l'Ouest sur la feuille Thiers, ces formations détritiques, généralement meubles, sont représentées par des sables plus ou moins argileux, recouverts de façon presque constante par une couverture peu épaisse (1 mètre) de colluvions et d'éluvions.

β^1 . **Basanite à nodules d'olivine.** Les deux pointements volcaniques du Chira-Gros et de la Chavanne situés dans la région de Palogneux, et le pointement de Lavelle (Sud de La Sauveté), représentent l'extrémité nord-ouest du système volcanique de la région de Montbrison. Ce volcanisme a été étudié par J. Hernandez (1971) et daté du Miocène par H. Bellon et J. Hernandez (1979).

Dans ces deux appareils de forme elliptique et à surface tabulaire, la prismation subverticale semble indiquer un remplissage cratérique (de belles orgues volcaniques sont visibles au sommet de la Chavanne). La périphérie de ces appareils, est presque totalement masquée par les éboulis.

A l'œil nu, ces laves mélanocrates contiennent des phénocristaux d'olivine et de pyroxène. Les nodules d'olivine de quelques centimètres de diamètre, sont également fréquents. Au microscope, elles sont assez différentes l'une de l'autre. Celle de Chira-Gros bourrée d'olivine et de clinopyroxène ayant un caractère cumulatif, alors que celle de la Chavanne apparaît comme un basalte à olivine beaucoup plus normal.

β^1 a. **Basanite à analcime.** Le pointement de Lavelle ($x = 724,60$; $y = 92,90$) est constitué de basanite à analcime non prismé, contenant de nombreuses enclaves de l'encaissant et des nodules de périclase (Hernandez, 1971).

FORMATIONS SUPERFICIELLES—QUATERNAIRE

C. **Colluvions : sables et blocailles.** Dans les environs de Celles-sur-Durolle, la désagrégation des roches essentiellement granitiques mais aussi métamorphiques, a conduit à la formation de dépôts argilo-sableux à blocs de roches grossièrement lités. L'épaisseur de ces dépôts n'a pas pu être déterminée.

Les formations d'altération sans remaniement des roches granitiques (arènes granitiques) n'ont pas été représentées afin d'éviter une surcharge trop importante de la feuille.

Fz. **Alluvions récentes.** Les alluvions récentes s'associent étroitement aux lits mineurs des cours d'eau. Les vallées restant étroites, le contenu alluvial

est réduit et constitué essentiellement de matériaux, sables, arènes et graviers provenant du démantèlement des reliefs avoisinants.

TECTONIQUE

Principales phases de déformation

La tectonique du horst du Forez est due principalement aux mouvements orogéniques hercyniens et alpins, les structures plus anciennes ayant été oblitérées par l'intense activité magmatique carbonifère. La plupart des structures hercyniennes sont elles-mêmes réactivées par la tectonique alpine. Sur la feuille Noirétable, il est possible de distinguer nettement trois périodes de déformation qui diffèrent par leur âge et par leur style (fig. 8) :

— période hercynienne : la zone de cisaillement ductile de l'Hermitage, orientée N 120° E, est synchrone de la mise en place du leucogranite de l'Hermitage. Les zones de cisaillement ductile liées à des émissions leucogranitiques de ce type, sont fréquentes dans la chaîne hercynienne où le cisaillement sud-armoricain en constitue un excellent exemple ;

— période tardi-hercynienne : les grandes dislocations orientées N 160° E qui découpent la Montagne bourbonnaise en compartiments (faille de Thiers, faille du Sichon et faille du Forez) font partie des grands décrochements tardi-hercyniens qui ont affectés le Sud-Ouest de l'Europe (Arthaud et Matte, 1975) ;

— période alpine : l'intense fracturation subméridienne, accompagnée du rejeu des fractures antérieures constituent une conséquence de l'orogénèse alpine qui est responsable de l'effondrement des Limagnes et de la surrection des horsts.

La zone de cisaillement ductile de l'Hermitage

Une zone de cisaillement ductile d'âge hercynien résultant d'une déformation rotationnelle de type cisaillement simple, affecte l'ensemble du leucogranite de l'Hermitage, la bordure nord de la ceinture granitique forézienne et également le massif de Saint-Julien-la-Vêtre sur une centaine de mètres d'épaisseur.

L'intensité de cette déformation augmente progressivement du Sud vers le Nord. Elle se traduit par :

- l'apparition de plans de schistosité S associés à des plans de cisaillement C de plus en plus pénétratifs et en réseau de plus en plus dense ;
- la diminution de l'angle θ entre ces deux types de structures ;
- la réduction du grain dans l'ensemble de la roche. Dans les stades les plus évolués, cette diminution du grain s'intensifie. Localement, l'angle θ atteint 5 degrés, C et S étant pratiquement confondus.

Les études microtexturales permettent de définir trois stades de déformation :

- le premier (protomylonite) se caractérise par une extinction roulante de tous les minéraux, un début de granulation du quartz, une fracturation des feldspaths et une torsion des phyllosilicates (kink-bands) ;

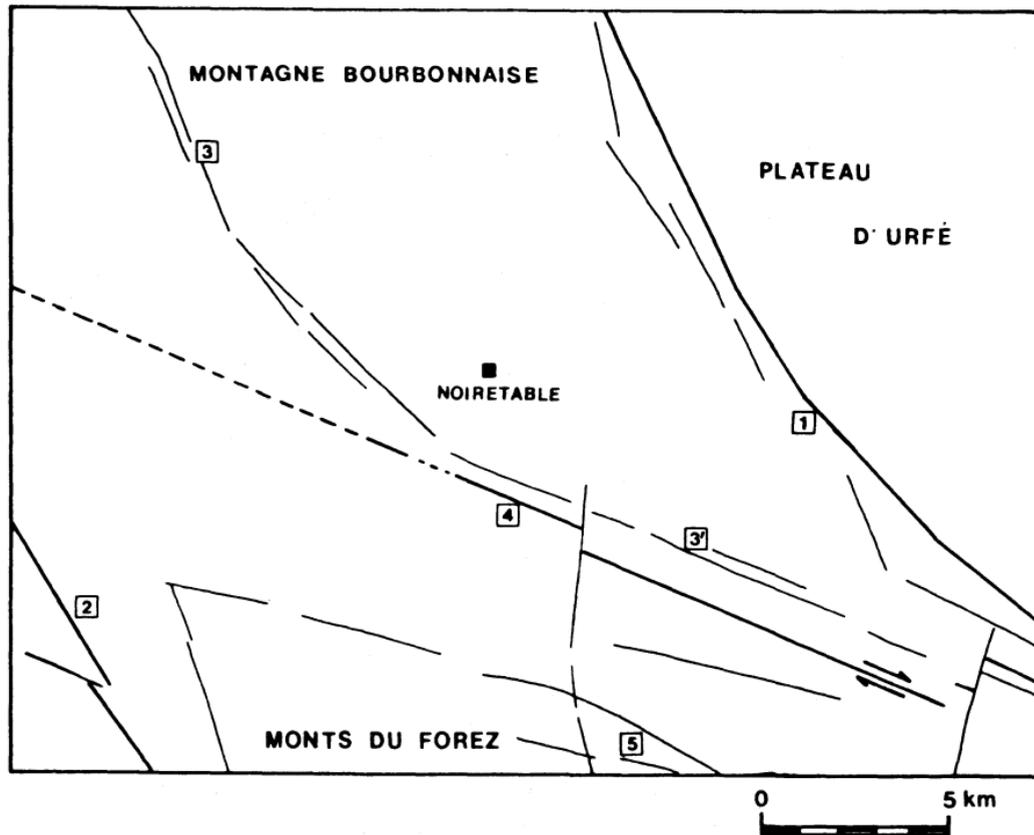


Fig. 8
Principales dislocations
de la feuille Noiretable

- 1 Faille du Forez (ou faille de Besbre)
- 2 Faille de Thiers
- 3 Faille du Sichon
- 3' Prolongement oriental de la faille du Sichon
- 4 Cisaillement ductile de l'Hermitage
- 5 Faisceau de Chalmazel

— le stade le plus couramment observé (mylonite) montre une intensification des processus précédents. La granulation s'accroît. Les cristaux de quartz, fortement allongés, présentent de nombreux sous-joints. Les feldspaths se fragmentent, deviennent ovoïdes et s'entourent d'ombres de pression dans lesquelles cristallisent quartz, albite et microcline. Les phyllosilicates « en poissons » sont effilochés à leurs extrémités ;
— enfin, le stade ultime (ultramylonite) se traduit par une forte réduction du grain et une recristallisation intense à l'abri des fragments de feldspath qui subsistent.

Dans les trois stades décrits, la biotite qui reste stable, traduit les conditions du faciès amphibolite.

L'ensemble des observations macroscopiques et microscopiques rappellent celles de D. Berthe *et al.* (1979) pour le cisaillement sud-armoricain.

Les plans C subverticaux, porteurs de linéations proches de l'horizontale, et les structures décelables à toutes les échelles indiquent un mouvement transcurrent dextre pour cette zone de cisaillement ductile orientée N 120° E. Cet accident qui se prolonge au delà de la Grande Limagne jusqu'au Sillon Houiller (Barbarin et Belin, 1982) semble prolonger une des branches du cisaillement sud-armoricain et représenter ainsi une importante suture crustale. Dans le Forez septentrional, il sépare deux provinces magmatiques qui diffèrent par leur origine, leur nature et leur mise en place : la Montagne bourbonnaise au Nord et les monts du Forez au Sud.

Cette zone de déformation ductile ressort peu en photogéologie, alors que des déformations postérieures plus cassantes comme la faille du Sichon située au Nord et de même direction, est bien visible sur les photographies aériennes.

Les décrochements tardi-hercyniens

La période tardi-hercynienne (entre 310 et 270 Ma), fut marquée par une fracturation généralisée, indépendante de la tectogenèse varisque proprement dite (Arthaud et Matte, 1975). De nombreux décrochements dont ceux de la Montagne bourbonnaise (fig. 8) sont apparus. Ils sont responsables du décalage tangentiel des différents massifs granitiques, et également des lambeaux dévono-dinantiens (Ferrières-Ardoisière).

Ces accidents cassants ont rejoué au Tertiaire aussi la part de l'Hercynien dans leur formation n'est elle pas toujours bien connue.

La tectonique alpine

Elle est particulièrement importante dans le horst du Forez qui est haché par une quantité impressionnante de fractures. D'orientation méridienne ou sub-méridienne, ces cassures alpines constituent des réseaux denses aux abords des anciens décrochements tardi-hercyniens qui ont été largement réutilisés. Le schéma proposé par M. Cuney (1974), illustre le déplacement relatif (« en touches de piano ») des différents compartiments de la Mon-

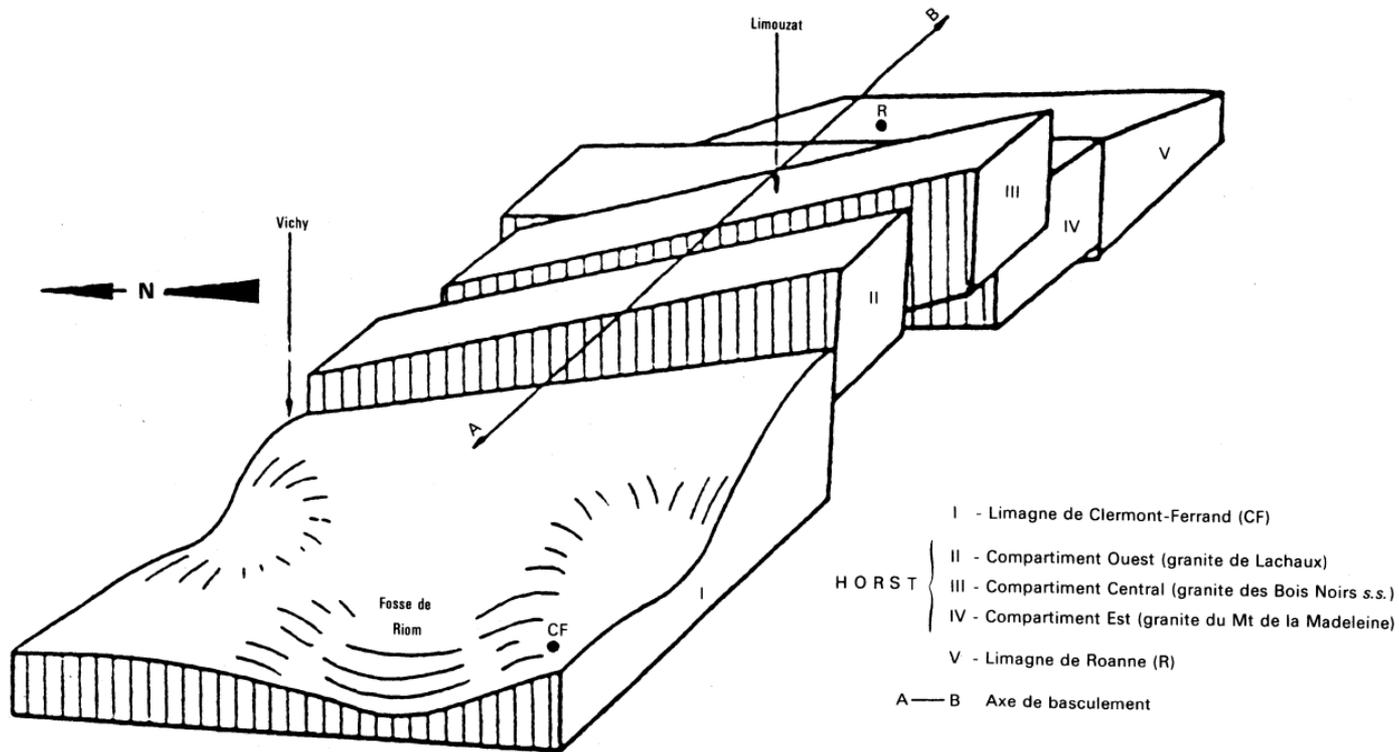


Fig. 9 - Schéma structural de la Montagne Bourbonnaise
 (sans la couverture sédimentaire, M. Cuney, 1974)

tagne bourbonnaise (fig. 9), prédécoupés par les décrochements tardi-hercyniens. Cette tectonique alpine est également responsable de la subsidence des Limagnes pendant tout l'Oligocène.

Étude photogéologique de la fracturation

L'étude photogéologique de la fracturation réalisée par M. Jeambrun a permis d'établir une statistique de l'orientation des fractures d'où ressort assez nettement l'existence de quatre familles de failles (fig. 10) :

— une première, d'orientation méridienne ou subméridienne, est largement dominante. Elle est très nette sur la moitié est de la feuille et plus discrète sur l'autre moitié. Elle correspond à la tectonique alpine ;

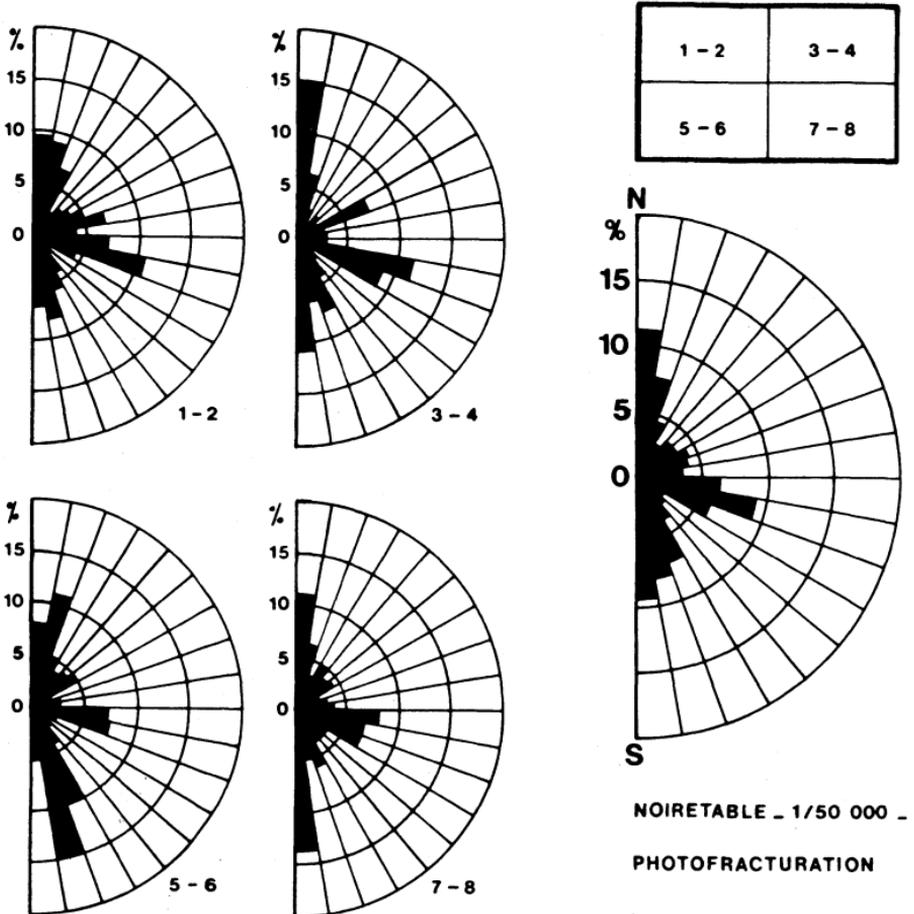


Fig. 10 - Diagramme de répartition directionnelle des fractures décelées lors de l'étude photogéologique de la feuille Noiretable

— une deuxième, d'orientation N 160° E, est bien représentée sur la moitié ouest. Elle correspond aux dislocations de Thiers et du Sichon. La dislocation du Forez sur la moitié est de la feuille appartient également à cette famille. Ces fractures N 160° E proviennent du rejeu et de l'intensification des fractures le long des directions tardi-hercyniennes. Cela est particulièrement net sur le quart sud-ouest de la feuille ;

— une famille d'orientation N 100°-110° E apparaît aussi de façon homogène sur toute la feuille. Il s'agit vraisemblablement d'anciennes structures hercyniennes réactivées d'abord par les décrochements tardi-hercyniens (extrémité orientale de la faille du Sichon), puis probablement par la tectonique alpine ;

— des fractures d'orientation N 50°-80° E apparaissent également. Ces cassures de direction varisque, sont réparties de façon discrète sur l'ensemble de la feuille. Elles correspondent aux nombreux accidents beaucoup plus développés et souvent décrochants qui hachent toute la bordure orientale du Massif central et qui bordent parfois des bassins houillers comme ceux de Saint-Étienne ou de Blanzly.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE - RESSOURCES EN EAU

A l'exception de la pointe orientale d'un petit bassin d'effondrement tertiaire (Aubusson-d'Auvergne, angle sud-ouest) le domaine de cette carte est constitué des terrains granitiques et métamorphiques des monts du Forez au Sud et de la Montagne bourbonnaise au Nord et des séries primaires volcano-sédimentaires du plateau d'Urfé.

Les eaux de surface se séparent selon une ligne de partage qui traverse la région en son centre selon une direction méridienne passant au Sud par la Montagnette (1 382 m point culminant), le Pic Pelé (1 348 m), Noirétable (730 m) au centre, le Bois Saint-Thomas (962 m) et le Moere (1 180 m) au Nord : vers l'Ouest, drainées par la Durolle, elles vont rejoindre l'Allier et vers l'Est la Loire par l'Aix et par l'Anzon.

Il n'existe ici aucune plaine alluviale importante : les vallées sont étroites, les alluvions peu épaisses et de perméabilité généralement médiocre. A l'Hôpital-sous-Rochefort, les alluvions de l'Auzon fournissent un débit de 0,5 m³/heure. A ce faible potentiel s'ajoute l'inconvénient d'une extrême vulnérabilité d'une nappe alimentée directement par la rivière.

Toutes les roches du socle ont à peu près le même comportement hydrogéologique. Elles sont imperméables par nature et compactes en profondeur. Leur partie superficielle, par contre, est abondamment fissurée ce qui facilite la pénétration des eaux pluviales qui provoquent l'altération et la désagrégation de la roche. Une arène se constitue, surmontant une zone altérée en gore, puis la roche saine. Le complexe arène-gore, dont l'épaisseur varie de quelques décimètres jusqu'à plus de 10 mètres dans les zones fracturées, possède une perméabilité qui n'est pas négligeable : il emmagasine les précipitations, est le siège des circulations sous-cutanées qui, à la

faveur d'irrégularités topographiques ou lithologiques, émergent en de nombreuses sources à faible débit (0,5 à 2 m³/h en moyenne). Celles-ci donnent naissance à des ruisseaux qui peuvent être captés.

La multiplication de ces captages permet d'assurer les besoins locaux d'un habitat dispersé en petites agglomérations. Ainsi Noirétable (environ 2 000 habitants) et les communes rassemblées dans le syndicat de la Vêtre sont alimentées grâce à 5 captages fournissant un débit cumulé de 400 000 m³/an (43 m³/heure) ; Sail-sous-Couzan, commune située immédiatement à l'Est sur la feuille Feurs, trouve ici, par 8 captages, un approvisionnement de 350 000 m³/an (soit en moyenne 5 m³/h par captage). Cette ressource, entretenue par une pluviométrie assez moyenne (1 200 mm/an à Noirétable) mais bien répartie sur l'année, est malheureusement mal protégée des risques de pollution.

RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

Étain - Tungstène

L'existence de zones anormales en géochimie-sol a été établie par la SNEA-P : une anomalie Sn dans le secteur de Juré, des anomalies W dans le secteur de Saint-Martin-la-Sauveté. Ces anomalies sont liées à des minéralisations microscopiques dans des veines d'altération hydrothermale, de puissance centimétrique, développées dans les granites type Moulin Barbeau et dans leur encaissant immédiat (Leistel, 1983).

Dans le secteur de Juré, les veines sont à quartz-chlorite, centrées sur un plan de fracture avec de très fins placages d'azurite et de malachite. Au microscope, l'altération se traduit par l'abondance de chlorite, et une séricitisation des feldspaths. De la cassitérite, de l'hématite et de rares grains de scheelite sont présents (visibles uniquement au microscope). Ces veines présentent de fortes teneurs en Sn (analyse 30, tabl. 7). Affleurement-type : carrière du Moulin Barbeau (fig. 7).

Dans le secteur de Saint-Martin-la-Sauveté, les veines sont à quartz-séricite, de type greisen. La minéralisation s'y exprime essentiellement sous forme de chalcopryrite à nombreuses inclusions de sphalérite, et de pyrite rare, hématite, goëthite, wolframite, scheelite et exceptionnellement fluorite. Affleurements-types : indice de Dubost ($x = 724,85$; $y = 94,65$) ; indice du Pont de la Boucarie ($x = 722,85$; $y = 92,25$)

Autres indices

Plusieurs filons, de puissance décimétrique à métrique, à quartz-barytine-fluorite sont connus, pouvant présenter des minéralisations en galène, pyrite, chalcopryrite, chalcosite, blende ± pyromorphite-céruosite-cuivre gris-malachite-azurite. Ces minéralisations ont pu être exploitées anciennement, les haldes étant encore fréquemment visibles :

– Contenson ($x = 717,10$; $y = 100,75$) ;

- Le Poyet ($x = 716,60$; $y = 97,15$) ;
- Grézolette-Dubost ($x = 725,20$; $y = 94,70$ à $x = 724,90$; $y = 95,10$).

Des indices à arsenic ont également été signalés dans la région de Saint-Thurin, minéralisés en mispickel, pyrite, chalcopyrite.

Les caractères principaux des divers gîtes minéraux reconnus sur le territoire de la feuille Noirétable sont rassemblés dans le tableau 8, en fin de notice.

Calcaire

Les calcaires de la série de l'Aix et ceux d'âge viséen moyen ont été exploités pour la chaux (Grézolette, Chez Durelle, La Bombarde, Champoly, Grézolles, Le Mas, Cuchant - voir les coordonnées dans les descriptions).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera dans le **guide géologique régional : Massif central** (Peterlongo, De Goer de Hervé, 1978 ; Masson éd.) et plus particulièrement à *l'itinéraire n° 10*, quelques descriptions des granites de la région.

Un guide des affleurements-types pour une excursion géologique au Pays d'Urfé a été rédigé en 1984 par J.M. Leistel (annexe à sa thèse, p. 282 à 296).

BIBLIOGRAPHIE

ARTHAUD F., MATTE P. (1975) — Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25 : 139-171.

BARBARIN B. (1982) — La faille de l'Hermitage (Nord-Forez) : Importante zone de cisaillement ductile hercynienne. 9^e R.A.S.T. Paris, Soc. géol. Fr. éd., p. 26.

BARBARIN B. (1983) — Les granites carbonifères du Forez Septentrional (Massif central français). Typologie et relations entre les différents massifs. Thèse de 3^e cycle, Clermont II, 177 p.

BARBARIN B., BELIN J.M. (1982) — Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien « Saint-Gervais-l'Hermitage » (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294 : 1377-1380.

BARD J.P. (1980) — Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Éd. Masson, 192 p.

BEAUFILS G. (1966) — Étude géologique du versant occidental du Haut Forez central (Puy-de-Dôme). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 148 p.

BÉBIEN J., GAGNY C. (1979) — Quelques coulées à pillow-lavas de la forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (Dévono-viséen inférieur des Vosges méridionales). 104^e Congrès national des Sociétés savantes, Bordeaux, Sciences, fasc. III, p. 149-159.

BÉBIEN J., GAGNY C. (1980) — Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. 26^e Congrès géologique international, Paris, Colloque C7 Géologie de la France, thème 4, p. 99-136.

BÉBIEN J., GAGNY C., ROCCIG. (1980) — La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. 26^e Congrès géologique international, Paris, Colloque C6, p. 213-225.

BELIN J.M. (1983) — Le massif de Saint-Gervais-d'Auvergne (Massif central français). Évolution d'un ensemble granitique composite. Thèse de 3^e cycle, Clermont II, 151 p.

BELLON H., HERNANDEZ J. (1979) — Chronologie du volcanisme dans le Forez (Massif central français). Place dans l'activité magmatique tertiaire de France. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 175-179.

BERNARD-GRIFFITHS J. (1965) — Étude des terrains primaires et des microgranites dans la région de St-Just-en-Chevalet (Loire). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 56 p.

BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L. (1971) — Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in Western Massif central français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61 : 199-212.

BERTAUX J. (1982) — Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. Minéral.*, 105, p 212-222.

BERTAUX J., GAGNY C. (1978) — Apport de la pétrologie structurale à l'étude de filons de microgranite intrusifs dans les tufs anthracifères (Viséen de la région de Roanne, Loire). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), T.XX, n° 6, p. 883-887.

BERTAUX J., GAGNY C., RUBIELLO M.F. (1978) — Note préliminaire sur l'organisation des formations volcaniques et volcano-sédimentaires du Paléozoïque de la feuille de Roanne au 1/50 000. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 289-292.

BERTAUX J., RUBIELLO M.F. (1981) — Cartographie de la feuille géologique de Roanne à 1/50 000. Pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme viséen supérieur. Essai de synthèse régionale. Thèse 3^e cycle, Nancy, 313 p.

BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZOP. (1979) — Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the south Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1 : 31-42.

BESSON M., FONTEILLES M. (1974) — Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitique et calco-alkaline. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 97, p. 445-449.

BLANCA. (1968) — Étude pétrographique des tufs antracifères et des roches associées de la région de Roanne. Thèse 3^e cycle, Paris, 120 p.

BOIRAT J.M. (1979) — Synthèse sur la répartition des gîtes de fluorine et de barytine dans le massif centre à l'est du sillon houiller. Rapp. BRGM, SGN/GMX/GIT n° 601.

BOYER C. (1965) — Structures plissées et successions granitiques dans les terrains métamorphiques des Monts du Forez (Puy-de-Dôme). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, VII : 172-176.

BURNOLL. (1974) — Géochimie du béryllium et types de concentration dans les leucogranites du massif central français. *Mém. BRGM*, n° 85.

CAEN-VACHETTE M., COUTURIE J.P., DIDIER J. (1982) — Ages radiométriques des granites anatectique et tardimigmatitique du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294 : 135-138.

CAMIL J. (1968) — Étude géologique du versant sud des Bois Noirs (Loire-Allier-Puy-de-Dôme). Thèse de 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 64 p.

CANTAGREL J.M., VALIZADEH M.V., VIALETTE Y. (1970) — Age des granites, granophyres et kersantites de la région de Thiers (Puy-de-Dôme) dans le Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 270 : 600-603.

CARROUÉ J.P. (1959) — Anciens travaux de la concession pour plomb argentifère de Saint-Martin-La-Sauveté (Loire) et des gîtes de cuivre voisins (Vollre-Ville et Aubusson). Rapp. BRGM R 4026.

CHENEVOY M., RAVIER J. (1971) — Caractères généraux des métamorphismes du Massif central. In : Symposium J. Jung : Géologie géomorph. et structure profonde du Massif central français. Plein-Air Service éd., Clermont-Ferrand, 109-132.

CLAVAUD B., RATSIMBA G. (1972) — Versant oriental des Monts du Forez. Granites et formations associées (Massif central). Thèse de 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 274 p.

COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C., CONIL R., LYS M. (1978) — Stratigraphie du Viséen des Vosges méridionales et datations obtenues par l'étude de plusieurs niveaux à microfaunes et algues. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 31, 2, p. 77-93.

CUNEY M. (1974) — Le gisement uranifère des Bois Noirs - Limouzat (Massif central, France). Relations entre minéraux et fluides. Thèse de 3^e cycle, Nancy I, 174 p.

DIDIER J. (1964) — Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif central français. *Ann. Fac. Sci.*, Clermont-Ferrand, n° 23, 254 p.

DIDIER J., LAMEYRE J. (1980) — Les granitoïdes du Massif central. In évolutions géologiques de la France, 26° C.G.I. Paris, coll. C 7. *Mém. BRGM*, 107 : 63-70.

DIDIER J., PEYREL J.Y. (1980) — Structure laccolitique et âge carbonifère terminal du granite du Mayet de Montagne (M.C.F.). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 291 : 797-800.

DI NOTAR. (1970) — Étude comparée des lambeaux dévono-dinantiens de la Montagne Bourbonnaise dans le Nord-Est du Massif central français. Thèse 3° cycle, Clermont-Ferrand, 114 p.

DUPRAZ J. (1983) — Évolution du complexe anatectique du Velay et genèse de la cordiérite (M.C.F.). Thèse de 3° cycle, Clermont II, 176 p.

ECHAVARRI A. (1966) — Étude pétrographique des tufs anthracifères et des roches associées au Sud de la région de Roanne (Loire). Thèse 3° cycle, Paris, 164 p.

ÉTIENNE R. (1970) — Les Monts du Forez. Le rôle de l'érosion différentielle et de la tectonique dans l'édification du relief. Thèse de 3° cycle, Fac. Lettres, Clermont-Ferrand.

ETLICHER B. (1983) — Structure du socle et morphogenèse dans les Monts du Forez. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24 : 75-85.

FAURE J. (1968) — Le gisement uranifère des Bois Noirs (Loire). Le piège structural. *Sc. de la Terre*, Nancy, XIII : 233-256.

GAGNY C., BOUILLER R., KERRIEN Y. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille ROANNE (672) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 81 p. Carte géologique par GAGNY C., BERTAUX J., RUBIELLO M.F., BOUILLER R. (1988).

GAGNY C., SIDER H., GODINOT A. (1981) — Mise en évidence d'une tectonique tangentielle sudète dans les formations paléozoïques du Beaujolais méridional (Nord-Est du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 293, série II, p. 1007-1010.

GAGNY C., ICART J.C., GODINOT A., SIDER H. (1982) — Tectonique tangentielle en tant que métallotecte dans les formations paléozoïques du Beaujolais méridional (NE du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, série II, p. 329-332.

GLANGEAUD P. (1910) — Notes sur les Monts du Forez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XX, 126 : 1-8.

GLANGEAUD P. (1910) — Architecture de la partie centrale des Monts du Forez. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 150 : 804-806.

GLANGEAUD P. (1910) – Les formations archéennes, l'ancienne couverture et les plissements des Monts du Forez. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 150 : 942-944.

GLANGEAUD P. (1910) – Les phénomènes glaciaires dans les Monts du Forez. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 150 : 1085-1087.

GLANGEAUD P. (1910) – La bordure occidentale du bassin de Montbrison, la surrection Oligocène et la cuirasse du Forez. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 151 : 904-906.

GLANGEAUD P. (1911) – La région volcanique du Forez et ses roches. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 152 : 160-162.

GLANGEAUD P. (1914) – Les mylonites du Forez. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 7 : 59-60.

GODINOTA. (1980) – Étude des formations anté viséen supérieur du Beaujolais méridional. Carte Amplepuis 1/50 000. D.E.A., Nancy.

GOURGAUD A. (1973) – Les granites et migmatites du Forez au sud de Montbrison (M.C.F.). Thèse de 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 196 p.

GRUNER L. (1857) – Description géologique et minéralogique du département de la Loire. Imprimerie Impériale, Paris, 778 p.

HERNANDEZ J. (1971) – Le volcanisme tertiaire des Monts du Forez et de la plaine de Montbrison. Thèse 3^e cycle, 2 t., univ. Paris VI, 274 p.

HERNANDEZ J., BELLON H. (1979) – Chronologie du volcanisme en Forez. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 21 : 175-177.

HOCQUELLET M. (1979) – Les filons BPGC de St-Martin-la-Sauveté (Loire) et leur anomalie géochimique en indium. Thèse doc. ing., Lyon, 260 p.

JUNG J. (1939) – Révision de la feuille de Montbrison au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XL (199) : 127-130.

JUNG J. (1946) – Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins (mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France). Imprimerie Nationale, Paris, 372 p.

JUNG J., VACHIAS O. (1937) – Sur la nature volcanique du complexe dit des « Cornes vertes » dans le Forez et la Montagne Bourbonnaise. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 78, p. 81-83.

JUNG J., VACHIAS O., CHICHERY M. (1939) – Contribution à l'étude stratigraphique, magmatique et tectonique de la Montagne Bourbonnaise. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 38, nouvelle série, t. XVI, fasc. 4, p. 1-28.

KORNPORST J. *et al.* (1980) – Le métamorphisme en France. In évolutions géologiques de la France, 26^e C.G.I. Paris, Coll. C 7. *Mém. BRGM*, 107, p. 161-189.

KURTBASK. (1972) – Les granites de la Montagne Bourbonnaise (M.C.F.). Leur évolution pétrographique et géochimique. Thèse d'État, Nancy I, 241 p.

LAMEYRE J. (1966) – Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Ann. Fac. Sci.*, Clermont-Ferrand, n° 29, 263 p.

LAPADU-HARGUES P. (1957) – Le massif granitique de Saint-Dier (Puy-de-Dôme). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 252, 81-94.

LEAKE B.E. (1978) – Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, V. 63 p. 1023-1052.

LEISTEL J.M. (1982) – Critères de polarité dans une série schisto-pélique du Dévonien supérieur - Viséen inférieur du Plateau d'Urfé (Nord-Est du Massif central français). 9^e Réuni. ann. Sc. Terre, Paris, p. 372.

LEISTEL J.M. (1983) – Rôle des granites rouges namuro-westphaliens dans la genèse des indices à Sn-W de la région de Saint-Germain-Laval (Montagne Bourbonnaise, NE du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, série II, p. 1595-1598.

LEISTEL J.M. (1984) – Homogénéité du mode d'expression des minéralisations à Sn-W de la Montagne Bourbonnaise (NE du Massif central français). L'exemple du gîte stannifère de Charrier. 10^e Réunion. ann. Sc. Terre Bordeaux, p. 354.

LEISTEL J.M. (1984) – Évolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le Nord-Est du Massif central français. Le fossé volcano-tectonique de la Loire – Plateau d'Urfé, Montagne bourbonnaise. Cartes Noirétable et Feurs à 1/50 000^e. Thèse, Nancy, 306 p., 123 fig. et annexes.

LEISTEL J.M., BÉBIEN J. (1982) – Caractéristiques minéralogiques calco-alcalines des volcanites basiques rapportées au Dévonien supérieur - Viséen inférieur de la Montagne Bourbonnaise (NE du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, série II, p. 985-988.

LEISTEL J.M., GAGNY C. (1984) : Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, V. 25, fasc. 1, p. 19-31.

LE VAN TIET M. (1975) – Géochimie de l'uranium et du thorium dans les granitoïdes et formations associées de la Montagne Bourbonnaise (M.C.F.). Liaisons possibles avec les minéralisations uranifères des Bois-Noirs. Thèse d'État, Nancy. 2 tomes, 372 p.

LE VERRIER U. (1890) – Notes sur les formations géologiques du Forez et du Roannais. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, II (15) : 187-254.

MAMET B (1968) — Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. *Bull. BRGM*, 2^e série, sect. I, n^o 2, p. 57-62.

MICHEL-LEVY Alb. (1908) — Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XVIII, p. 193-490.

PETERLONGO J.M., DE GOER de HERVÉ A. (1978) — Massif central, Limousin, Velay. Guides géologiques régionaux, 2^e éd., Masson, Paris, 224 p.

PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M. (1982) — Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif central français. *N. Jb. Miner, Abh.*, 143, 3, p. 279-308.

PICOT M. (1954) — Le gisement cupro-stannifère de Charrier (Allier) Cadre géologique et minéralisation D.G.P., Clermont-Ferrand, 90 p.

POUGHON A., MOREAU M. (1955) — Étude géologique du Nord du Forez. Colloque sur la géologie et la minéralogie du Massif central français. Clermont-Ferrand, fasc. 2 : 133-147.

RANCHIN G. (1959) — Étude géologique de la partie nord des Monts du Forez. D.G.P. Clermont-Ferrand, 98 p.

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

ROQUES M., SANSELME H., VIALETTE Y. (1963) — Étude géochronologique par la méthode au strontium des granites de la Montagne Bourbonnaise, du Forez et du Livradois. C.R. 88^e congr. Soc. Savantes, Clermont-Ferrand. II : 245-261.

SAINFELD P. (1946) — Minéralogie de la Montagne Bourbonnaise et des Monts du Forez. *Rev. Sci. Nat. d'Auvergne*, XII : 56-63.

SAINT-JOANIS (1975) — Étude géologique du socle cristallin du Bas Livradois (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 145 p.

SIDER H., LEISTEL J.M., GAGNY C. (1986) — Réflexion sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. Soc. géol. fr.*, t. II, n^o 4, p. 637-644.

SIDER H., OHNENSTETTER M. (1986) — Field and petrological evidences for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the northeastern Massif central, France. *Geol. Rundschau*, 75, p. 421-443.

TOURLONIAS D. (1965) — Les cornes vertes de la Montagne Bourbonnaise, Massif central français. D.E.S., Clermont-Ferrand, 54 p.

VACHIAS O (1938) — Le porphyre granitoïde du Pays d'Urfé. D.E.S., Clermont-Ferrand, 53 p.

VALIZADEH H. (1969) – Étude pétrographique des granites, microgranites et lamprophyres de la région de Thiers (Puy-de-Dôme). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 129 p.

VIALETTE Y. (1962) – Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif central français. *Ann. Fac. Sci.*, Clermont-Ferrand, n° 6, 88 p.

VIALETTE Y. (1973) – Age des granites du Massif central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XV : 260-270.

YAMA N'KOUNGA A. (1973) – Granites, granophyres et rhyolites de la région de Boën-sur-Lignon (Loire), Massif central français. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 138 p.

ZERECHQUIA. (1967) – Contribution à l'étude pétrographique, géochimique et radio-géologique de la partie centrale du massif du Forez. Région de Noirétable (Loire et Puy-de-Dôme). Thèse de 3^e cycle, Nancy, 118 p.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Montbrison* (n° 167) :

1^{re} édition (1889) par U. LE VERRIER

2^e édition (1941) par J. JUNG, P. BOUT, O. VACHIAS et R. PECOIL.

Cartes géologiques à 1/50 000

Feuille *Maringues* (1980), par M. JEAMBRUN, P. DADET, L. CLOZIER, R. FLEURY, D. GIOT.

Feuille *Le Mayet-de-Montagne* (1978), par L. BARAS, M. LE VAN TIET, M. JEAMBRUN et R. BOUILLER.

Feuille *Thiers* (1976), par M. JEAMBRUN, D. GIOT, R. BOUILLER.

Feuille *Montbrison* (1974), par P. DUCLOS, M. LORENCHET de MONTJAMONT, R. DHELLEMMES, J. HERNANDEZ, J.M. PETERLONGO, F. LAUZAC.

Feuille *Amplepuis* (1988), par H. SIDER, C. GAGNY, R. MOUTERDE, J.L. BAREL, A. GUYOU, Y. KERRIEN, R. FLEURY.

Feuille *Roanne* (1988), par C. GAGNY, J. BERTHAUX, M.F. RUBIELLO, R. BOUILLER.

Feuille *Feurs* (1989), par C. GAGNY, J.M. LEISTEL, H. SIDER, R. BOUILLER.

Carte géologique à 1/50 000 de la Montagne bourbonnaise par L. BARAS (1968) - Division Minière du Forez (CEA) - Document inédit.

Carte géologique à 1/200 000 du Nord-Est du Massif central par H. SANSELME (1964) - Division Minière du Forez (C.E.A.).

Carte tectonique de la France à 1/1 000 000. Coordination : J.C. CHIRON - Mém. du BRGM n° 110 (1980).

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

Feuille *Lyon* (1979) : Coordination J. MÉLOUX.

Carte des ressources minérales du Massif central à 1/1 000 000 (1979)
par A. EMBERGER et J.J. PÉRICHAUD.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- pour le département de la Loire au Service géologique régional Rhône-Alpes, 29, bd du 11 novembre, 69604, Villeurbanne - Croix-Luizet cedex ;
- pour le département du Puy-de-Dôme au Service géologique régional Auvergne, 63174, Aubière cedex ;
- ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Autres lieux d'information :

- Clermont-Ferrand, institut de Géologie et de Minéralogie, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex.
- Lyon, université Claude Bernard, départ. de Géologie, 43, boulevard du 11 novembre, 69622 Villeurbanne cedex.
- Université de Nancy, laboratoire Pétrologie structurale et Métallogénie, B.P. 239, 54506 Vandœuvre cedex.
- Société géologique de France, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.
- Muséum d'Histoire naturelle, laboratoire de Pétrographie, 61, rue Buffon, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

La participation des auteurs à la rédaction (1984) de cette notice est la suivante :

- présentation, conditions d'établissement de la carte, historique des travaux géologiques antérieurs, formations granitoïdes, tectonique : J. DIDIER, B. BARBARIN ;
- histoire géologique : J. DIDIER, B. BARBARIN, Cl. GAGNY, J.M. LEISTEL ;
- formations sédimentaires, volcaniques, plutoniques, ressources minérales du plateau d'Urfé : J.M. LEISTEL, Cl. GAGNY ;
- hydrogéologie : Y. KERRIEN.

ANNEXES

Tableau 1 - Dénominations des différents types de la partie occidentale du massif « Bois Noirs - Monts de la Madeleine ».

Auteurs	Compartiment Occidental			Compartiment Central		
	B.N. Sud	B.N. Centre	B.N. grain fin	B.N. Sud	B.N. Centre	B.N. grain fin
K. Kurtbas (1972)	B.N. Sud	B.N. Centre	B.N. grain fin	B.N. Sud	B.N. Centre	B.N. grain fin
J. Camil (1968)	Palladuc		Arconçat	Noirétable	Goutte d'Enfer	Cervièrès
M. Roques et al. (1963)	Granite de Lachaux			Granite des Bois Noirs		

Tableau 2 - Différentes appellations du granite à deux micas péri-Forez.

Auteurs	Dénominations	Localités-types
G. Ranchin, 1959	Gr. d'anatexie fondamental	Les Mines La Chamba
H. Labernadière, 1961	Granulite blanche (granulite rose)	St-Martin-des-Olmes La Visseyre La Moronie
G. Beaufils, 1966	Gr. à 2 micas à grain grossier	La Salesse Rochers Pavés
G. Ratsimba, 1972	Gr. à 2 micas à grain grossier	Chalmazel Champcolomb

Tableau 3 - Différentes appellations du granite porphyroïde péri-Forez.

Auteurs	Dénominations	Localités-types
G. Ranchin, 1969	Gr. porphyroïde Gr. équigranulaire Gr. équigranulaire	La Chambonie La Renaudie Jeansagnère
H. Labernadière, 1961	Gr. porphyroïde	Bunangues
G. Beaufils, 1966	Gr. porphyroïde Gr. porphyroïde	Baraduc Vertolaye
G. Ratsimba, 1972	Gr. porphyroïde	Diminasse

Tableau 4 - Principales caractéristiques des massifs granitiques de La Montagne bourbonnaise et des monts du Forez.

Massifs granitiques	Pétrographie			Type pétro.	Caract. chimique	Minéraux essentiels	Enclaves	Type zircon	Origine	Déform.	Mise en place	Structure du massif	Âge	Particularités	
	Teinte	Grain	Texture												
MONTAGNE BOURBONNAISE	Mayet de Montagne	rouge sombre	fin à moyen	isogran. à porph.	monzo-granite	calco-alcalin	Bt+Amph ± Px	Diorit. Micro-grenues cl.	4C	hybride (type M)	nulle	intrusive	laccolite	297 Ma	Famille des granites rouges du N.E. du MCF
	Bois Noirs - Monts de La Madeleine	claire	fin à grossier	isogran.	monzo-granite	calco-alcalin	Bt	Diorit. Microgr. claires	4C	hybride (type M)	nulle	intrusive (subvolcanique)	diapir	346 Ma	Potentialité métallogénique
	Saint-Julien-la-Vêtre	claire à sombre	moyen	porph.	monzo-granite	calco-alcalin	Bt ± Amph.	Diorit. Gneiss	4C	hybride (type M)	Magma-tique	intrusive	laccolite	340 Ma	Granite à « dents de cheval »
	Thiers	assez sombre	micro-grenue	isogran. à porph.	monzo-granite	calco-alcalin	Bt	Dioriti.	4C	hybride (type M)	nulle	intrus. (subvolcanique)	laccolite	336 Ma	Texture granophyr. Chevelu filonien développé (lamprophyres)
	Pays d'Urfe (Argentières)	grise	micro-grenue	isogran.	monzo-granite	alumi-neux	Bt ± Cd (± Ms)	Dioritiqu. Restites	3	crustale (type C)	nulle	idem	idem	?	Développement spectaculaire de la micropegmatique graphique
MONTS DU FOREZ	Hermitage	claire	fin à grossier	isogran.	leuco-granite	hyper-alumi-neux	Ms + Bt	Encais. Migmat.	1	crustale (type C-S)	magma-tiq. et cisail-lante	intrusiv. syntec-tonique	diapir	325 Ma	Évol. Deutéritique Chevelu filonien dense
	Gr. porphy. péri-Forez	sombre	moyen	porphy. localem. isogran.	grano-diorite	alumi-neux	Bt ± Ms	Dioritiqu.	3	crustale (type C)	magma-tique prononc-ée	intrusive	mince laccolite	(330 à 340 Ma)	Grande richesse en Bt Myrmékites abondantes Passées dioritiques
	Gr. 2 micas péri-Forez	claire	grossier	isogran.	monzo-granite	alumi-neux	Bt + Ms	gr. p. PF Diorit. Micacées	3	crustale (type C)	magma-tique prononc-ée	intrusive	mince laccolite	(330 à 340 Ma) ?	Grande homogénéité Myrmékites abondantes

Tableau 4 - Principales caractéristiques des massifs granitiques de la Montagne bourbonnaise et des monts de Forez (suite).

Massifs granitiques		Pétrographie			Type pétro.	Caract. chimique	Minéraux essentiels	Enclaves	Type zircon	Origine	Déform.	Mise en place	Structure du massif	Âge	Particularités
		Teinte	Grain	Texture											
Mont du Forez	Gr. anatexie Velay-Forez	claire à sombre	moyen	isogran.	monzo-granite	alumineux	Bt + Cd	Abondant. Très div.	2	crustale (type C)	nulle	sub-autochtone	Dôme anatectique diairique	298 Ma	Nodules de Cd Abondance des enclaves
	Gr. tardimigm Velay-Forez	claire	fin	isogran.	leuco-granite	alumineux	Bt + Ms	Rares	-	crustale (type C)	nulle	intrus.	laccol. ou dykes	274 Ma	
	Saint-Just-en-Bas Gumières	très sombre	moyen	porphyr.	grano-diorite	Calco-alcalin	Bt+ Amph.	Diorit. Gneissi.	4C	hybride (type M)	Magma-tique prononcée	-	-	?	Grande richesse en Bt Enclaves kilométriques

Tableau 5 - Compositions chimiques des principaux granites du Forez septentrional affleurant sur la feuille de Noirétable. (Toutes les analyses ont été réalisées au laboratoire de géologie et minéralogie de Clermont-Ferrand. Analystes : Mmes F. CANTAGREL, S. COUTURE et J.SERANGE.

Massif	Bois-Noirs		Saint Julien-la-Vêtre					Hermitage			Peri-Forez			
	Gr. BNS Guérande	Gr. pyhre Noirétable	Gr. p. type St-Julien	Gr. p. clair Pont-de- Celles	Gr. p. somb. Vérines	Gr. bordure Celles/d.	Diorite Piolard	Leuco Gr. Hermitage	Gr. aplit. Roche- mulet	Gr. à 2 m. Cx Ladret	Gr. à 2 m. La Chamba	Fr. p. Bt La Chambonie	Gr. is. Bt. Jeansagn.	Gr. p. Bt+Mb St-Just- en-B.
N° analyses Année	A 1731 1980	A 1730 1980	A 1487 1980	A 1484 1980	A 1849 1980	A 4292 1969	A 3649 1982	A 2545 1981	A 2539 1981	A 2551 1981	A 1735 1980	A 1488 1980	A 1733 1980	A 1489 1980
SiO ₂	73,80	75,00	64,80	66,20	64,20	67,60	57,80	74,20	74,80	73,00	71,90	67,10	65,45	64,20
Al ₂ O ₃	12,50	12,50	16,70	16,40	15,70	16,70	17,30	14,30	14,80	14,10	14,50	16,70	16,00	16,90
Fe ₂ O ₃	0,61	1,30	1,20	0,89	0,90	1,45	1,66	0,92	0,44	1,05	0,42	0,92	0,65	0,76
FeO	0,61	1,30	2,61	2,17	2,97	2,00	4,27	0,43	0,14	0,72	1,38	2,32	3,11	3,19
MgO	0,71	0,50	1,70	1,30	2,40	2,20	5,50	0,33	0,03	0,55	0,65	1,50	2,00	2,60
CaO	1,00	1,10	2,90	2,35	2,90	2,25	5,20	0,60	0,28	1,30	1,40	2,70	2,60	3,10
Na ₂ O	3,35	3,15	3,50	3,20	3,80	2,30	2,70	3,65	5,00	3,50	3,85	3,40	3,85	3,55
K ₂ O	5,40	5,50	4,70	5,90	5,55	3,90	3,50	4,25	3,30	4,20	4,70	4,60	3,50	4,50
TiO ₂	0,35	0,30	0,70	0,55	0,90	0,45	1,00	0,10	0	0,20	0,35	0,65	0,80	0,85
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	nd	0,25	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0,04	0,03	0,06	0,04	0,05	0,05	0,10	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,07
H ₂ O ⁺	0,65	0,46	0,61	1,31	0,25	0,40	0,81	0,65	0,42	0,72	0,92	0,71	0,95	0,78
H ₂ O ⁻	0,07	0,03	0	0,04	0,06	0,25	0,09	0,15	0,16	0,05	0	0	0,12	0
TOTAL	99,64	100,23	99,48	100,35	99,58	99,80	99,93	99,63	99,41	99,44	100,11	100,65	99,09	100,50
Rb	265	260	200	190	245	—	165	270	565	205	230	160	200	180
Sr	130	135	380	305	380	—	395	155	15	380	195	690	260	530
Li	45	35	40	55	110	—	60	220	180	150	125	90	160	120
Ba	355	330	910	795	900	—	—	210	0	510	455	980	2 115	550
X	711,8	711,2	716,5	700,3	708,8	699,0	716,7	708,4	700,6	718,3	710,6	709,4	716,7	720,3
Y	92,3	92,3	91,0	97,5	89,7	94,2	93,7	87,6	90,6	82,4	84,0	84,6	82,9	82,6

Tableau 6 - Analyses chimiques nouvelles de volcanites et hypovolcanites carbonifères.

Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	54,89	55,20	51,56	57,68	55,07	34,43	56,59	56,71	48,96
Al ₂ O ₃	18,00	17,58	17,49	16,58	17,63	11,82	17,26	16,87	16,57
Fe ₂ O ₃	9,31	9,49	9,23	7,95	7,34	8,09	8,32	7,50	10,63
MnO	0,16	0,17	0,17	0,14	0,13	0,11	0,14	0,12	0,19
MgO	2,89	4,41	5,10	3,07	2,71	5,45	3,86	3,64	6,56
CaO	7,81	6,94	8,67	5,80	8,43	18,92	5,28	5,72	10,15
Na ₂ O	2,40	3,01	3,95	4,24	4,39	3,39	5,35	4,64	3,37
K ₂ O	1,44	1,21	0,81	0,61	1,07	0,15	0,76	1,55	0,74
TiO ₂	0,86	0,92	1,05	1,14	0,98	0,78	1,15	0,97	1,21
PF	1,68	1,15	1,41	2,64	2,27	16,34	0,99	1,53	1,06
Total	99,44	100,08	99,44	99,85	100,02	99,48	99,70	99,25	99,44
X	725,40	725,15	723,80	725,05	722,30	722,35	722,95	722,90	723,45
Y	95,80	96,10	96,30	97,30	98,35	98,45	99,55	99,40	100,15
Analyse	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	53,67	47,58	49,02	56,72	55,04	49,40	52,89	53,79	51,18
Al ₂ O ₃	19,02	17,60	19,71	17,89	16,65	18,19	17,98	17,23	19,47
Fe ₂ O ₃	7,98	11,56	9,75	7,71	8,89	9,51	9,27	9,19	9,49
MnO	0,15	0,19	0,17	0,15	0,16	0,16	0,17	0,14	0,12
MgO	2,48	6,45	7,21	4,13	4,34	5,86	4,24	4,82	5,43
CaO	9,35	7,60	4,69	6,37	5,54	6,47	8,02	6,13	5,96
Na ₂ O	2,69	4,14	3,41	3,66	3,44	4,40	3,61	3,23	3,40
K ₂ O	1,67	0,28	0,64	1,67	1,61	1,73	1,18	0,38	0,82
TiO ₂	1,39	1,42	1,22	0,78	1,20	0,95	0,91	0,86	1,00
PF	0,93	1,78	4,04	0,67	2,72	2,76	1,10	4,26	3,34
Total	99,33	98,60	99,86	99,75	99,59	99,43	99,37	100,03	100,21
X	722,25	721,75	725,50	720,25	727,10	726,25	719,20	724,10	723,15
Y	98,90	99,30	96,90	98,75	97,60	95,80	99,35	89,30	88,70

Tableau 6 - Analyses chimiques nouvelles de volcanites et hypovolcanites carbonifères (suite).

Analyse	19	Analyse	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	52,57	SiO ₂	68,88	68,05	68,16	67,59	68,38	69,11	69,85
Al ₂ O ₃	17,98	Al ₂ O ₃	15,11	15,28	15,11	15,00	15,61	14,87	14,88
Fe ₂ O ₃	8,84	Fe ₂ O ₃	2,71	2,79	2,73	3,08	1,20	2,69	2,96
MnO	0,16	MnO	0,06	0,07	0,07	0,08	0,03	0,05	0,05
MgO	3,72	MgO	1,33	1,33	1,41	1,48	0,34	1,22	1,21
CaO	7,81	CaO	1,21	1,88	1,61	2,13	1,62	0,55	1,91
Na ₂ O	2,99	Na ₂ O	3,20	3,41	3,03	3,26	4,52	3,57	3,38
K ₂ O	0,70	K ₂ O	4,74	4,56	4,79	4,60	5,76	4,45	4,25
TiO ₂	1,24	TiO ₂	0,42	0,49	0,46	0,51	0,18	0,42	0,42
PF	2,63	PF	1,11	0,81	1,38	1,08	1,99	1,94	0,85
Total	98,64	Total	98,77	98,67	98,75	98,81	99,63	98,87	99,76
X	717,35	Ba					745	574	592
Y	95,60	Sr					259	220	207
		Rb					80	224	246
		V					35	45	50
		X	722,75	724,40	724,25	717,40	724,50	723,90	727,20
		Y	92,25	92,30	94,80	100,35	85,80	90,00	90,35

- dosage par fluorescence X, R. Montanari, Laboratoire d'analyses de l'Université de Nancy I ; n° 1 à 16 - 20 à 23 - 27 à 29 - 36 à 40,
- dosage par quantométrie majeurs et traces, K. Govindaraju ; W par voie humide, M. Vernet. C.R.P.G. Nancy ; n° 17 à 19 - 24 à 26 - 30 à 35.
- 1 à 19 : volcanites de la série de l'Aix
- 20 à 25 : granophyre de Boën-sur-Lignon
- 26 : granite de Cezay

Ba, Sr, Rb, V en p.p.m.

Tableau 7 - Analyses chimiques nouvelles de roches intrusives carbonifères.

Analyse	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	76,01	75,84	75,54	65,06	76,73	70,18	70,29	78,68	75,18
Al ₂ O ₃	12,48	12,57	12,27	16,72	12,30	14,56	14,76	10,80	13,24
Fe ₂ O ₃	0,91	1,02	1,56	8,68	0,44	2,43	2,21	0,39	0,27
MnO	0,01	0,02	0,04	0,13	0,02	0,04	0,03	0,01	0
MgO	0,07	0,10	0,17	0,39	0,03	0,86	0,87	0,09	0
CaO	0,42	0,45	0,70	0	0,08	1,29	0,95	0	0,17
Na ₂ O	3,17	3,14	2,96	0,17	3,47	3,24	3,09	2,98	3,83
K ₂ O	5,16	5,18	4,99	4,81	4,60	5,13	4,65	4,59	4,89
TiO ₂	0,09	0,09	0,19	0,09	0,03	0,36	0,38	0,07	0,08
P ₂ O ₅	0	0	0	0,01	0	0,17	0,09	0,11	0,15
PF	0,59	0,69	0,78	3,10	1,02	1,45	1,66	1,26	1,36
Total	98,91	99,10	99,20	99,16	98,72	99,71	98,98	98,98	99,17
FeO	0,57	0,75	1,05	6,09	0,14	1,58	1,43	0,25	0,12
Li	16	27	43	102	11	40	63	18	5
Sn	5	14	9	2335	19	5	7	12	11
W				25	26,4	1,7	3,1	2,8	1,2
Ba				191	63	662	528	68	47
Sr				53	54	230	183	36	41
Rb				506	340	309	237	292	308
X	719,70	719,70	719,10	719,70	724,30	725,15	722,85	724,85	728,10
Y	99,30	99,30	98,65	99,30	92,20	92,30	92,25	94,65	94

Tableau 7 - Analyses chimiques nouvelles de roches intrusives carbonifères (suite).

Analyse	36	37	38	39(Bord)	40(Cœur)
SiO ₂	74,76	75,49	75,80	59,48	59,53
Al ₂ O ₃	13,10	13,83	13,49	14,93	14,55
Fe ₂ O ₃	1,38	0,64	0,54	4,84	4,81
MnO	0,03	0,01	0	0,13	0,12
MgO	0,08	0,11	0,08	4,19	3,76
CaO	0,46	0,23	0,24	3,65	3,79
Na ₂ O	3,11	1,88	3,04	3,20	3,42
K ₂ O	5,23	5,19	5,03	3,67	3,40
TiO ₂	0,20	0,09	0,09	0,96	0,94
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0
PF	0,89	1,79	1,10	4,49	5,03
Total	99,24	99,26	99,41	99,54	99,35
X	719,70	718,05	718,10	719,70	719,70
Y	99,30	100,20	98,55	99,30	99,30

Li, Sn, W, Ba, Sr, Rb en p.p.m.

27 à 39 : granites filoniens type Moulin Barbeau ; 30 : veine d'altération à quartz-chlorite de la carrière du Moulin Barbeau.

36 : microgranite porphyrique de la carrière du Moulin Barbeau.

37 - 38 : micro-alaskite (faciès non porphyrique).

39 - 40 : lamprophyre de la carrière du Moulin Barbeau.

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux.

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Mouchardias	1.4001	U, Cu, As	Quartz Chalcolite Autunite Pyrite Mispickel Soddyite	Filon	Granite	Indice observé autrefois dans une carrière. Gros filon de quartz minéralisé en contrebas du village.
Celles-sur-Durolle La Petite Brugière	1.4002	U, As, Pb	Quartz Fluorine Chalcolite Pyrite Mispickel Pyromorphite	Filon 60° Puissance : 1 à 2 m	Granite	Prospection CEA vers 1950. Revu par BRGM en 1971
Pradel ou Pradelle	1.4003	Cu, Pb	Chalcopryrite Galène	Dissemine	Granite	Granite écrasé, minéralisé, visible dans le hameau
Pont-de-Celles	1.4004	F	Fluorine Calcite	Filonnet	Granite	Dans une zone broyée observation de filonnets
Setol	1.4005	Pb, U	Quartz Pyromorphite Autunite	Filon N-S	Granite	Prospection CEA vers 1950
Montguerlhe	1.4006	Pb	Quartz Pyromorphite	Filon 35°	Granite	Prospection CEA vers 1950
Lobarige	1.4007	Cu	Quartz Chalcopryrite	Filon	Granite	Prospection CEA vers 1950

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Pommier	1.4008	Pb	Quartz Pyrite Galène	Filon 320°	Granite	Faible minéralisation, mais volume important
Meunier Chez Le Meunier	2.4001	U	Chalcolite Autunite	Filon	Granite	Indice CEA
Le Poyet Champoly	3.4001	Pb, Ba, Cu, F	Quartz Barytine Fluorine Galène Cérosite Pyromorphite Blende Cuivre-gris Chalcopryrite Malachite Azurite	2 filons direction 45° Puissance : 1 à 2 m reconnus sur 600 m et 130 m de haut	Microgranite Tuf andésitique	3 travers-bancs à flanc de coteau Traçages sur 3 niveaux - 3 haldes visibles. Production, 1729 à 1809, estimée entre 3 et 5 000 T. Pb
La Bombarde Le Four à Chaux	3.4002	Pb, Cu	Quartz Galène Blende Pyrite Magnétite Bornite Chalcopryrite Chalcosine Azurite Malachite Cérosite	Amas	Microgranite Schiste viséen Cipolin	2 tranchées poursuivies par 2 galeries de niveau - 1 travers- banc de 100 m. 2 carrières dont une noyée, ancienne exploitation pour chaux

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Contenson	3.4003	F, Pb, Cu	Quartz Fluorine Barytine Calcite Galène Pyrite Chalcopyrite Cuivre-gris Bournonite Blende Covelline Anglésite Bismuth-natif Cassitérite Malachite	Filon 330° Puissance 1 à 3 m Longueur reconnue : 300 à 700 m	Granite Tuf	Anciens travaux : puits et galeries Tranchées CEA en 1950. Tranchées, échantillonnage en sondages par BRGM, puis Péchiney Petite production de 1750 à 1760
Grandris	3.4004	Pb, Cu	Quartz Chalcopyrite Pyrite Galène Malachite	Filon	Microgranite Tuf	Ancienne galerie, haldes Prospection CEA, puis SNEA
Le Vernay	3.4005	Pb	Quartz Galène	Filon 340° Puissance 3 à 4 m	Tufs viséens	SNEA 1971/72, Prospection marteau
Mas - Chambret chez Pitaud	3.4006	Cu, Pb	Schiste Malachite Azurite	Amas	Microgranite Tuf, Cipolin	Observation CEA d'enclaves schisteuses minéralisées dans la carrières exploitées pour la chaux.

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Signal des carrières Mont Fiallin	3.4007	Pb, Cu	Galène Chalcopyrite Malachite Azurite	Amas	Microgranite Tuf, Cipolin	
Essarlon	3.4008	F, Ba, Pb, Cu	Quartz Fluorine Barytine Galène Chalcopyrite Pyrite Chalcosine Malachite	Filon 340° reconnu sur 200 m	Granite, microgranite Tuf rhyolitique	2 galeries anciennes, haldes Puits non retrouvés
Le Lac	3.4009	Ba	Quartz Barytine	Filon	Granite	Observation CEA dans une carrière de matériaux pour empierrement
Chomey	3.4010	F, Pb, Cu	Quartz Fluorine Barytine Galène Blende Chalcopyrite Covelline Malachite Pyromorphte	Filon Puissance 1 m	Granite Tuf rhyolitique	Filon suivi sur 200 m en direction et 24 m en hauteur (1760-70)

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Garet	4.4001	Pb, Ba, Cu	Quartz Barytine Fluorine Galène Blende Bornite Pyrite Chalcopyrite Cérusite Malachite	Filon 340° Puissance : 3 à 4 m Exploité sur 100 m de long et 50 m de haut	Schiste plus ou moins gneissique	Anciennes galeries et traçages, puits intérieur de 25 m, le tout est disparu. Production de 1751 à 1764 : 2 à 3 000 T de minéral trié
Font-Ferrière Grésolles	4.4002	Pb, Cu, Ba, F	Quartz Barytine Fluorine Calcite Galène Blende Chalcopyrite Chalcosine Pyrite Cuivre-gris Bismuth-natif Malachite	3 filons 310° à 290° Pendage 80° Puissance 1 à 3,5 m. Exploré sur 600 m de long et 150 m de haut	Microgranite au contact des tufs andésitiques	3 puits, travaux souterrains, 1 travers-bancs, muré, de 400 m. Reprise Penarroya en 1957-60. Production de 1763 à 1831 : 3 800 T de minéral trié
Durelle Juré	4.4003	Pb, Cu, Ba, F, Ag	Id. 4.4002	Filon 300° Pendage 80° Puissance 1,5 à 2 m	Microgranite Schiste, Tuf	Travaux souterrains jusque - 110 m en 1956/57, Penarroya relève le travers-bancs sur 340 m de long production 1790 à 1800 : 1 000 T de minéral trié. Ag = 0,6 à 1 kg/T/Pb

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Grezolette	4.4004	Pb, Zn, Cu	Quartz Barytine Fluorine Galène Blende Chalcopyrite Chalcosite Pyromorphite	Filon	Microgranite Tuf	Plusieurs puits et galeries production 1735 à 1770 et 1806 à 1826 = 450 T de minerai
Corent	4.4005	Pb, Zn, Cu	Quartz Barytine Galène Blende Malachite	Filon N-S Pendage 80° Puissance : 0,6 à 2,5 m	Microgranite Mylonite	3 traçages étagés à flanc de coteau, 1 puits intérieur, Travaux Penarroya en 1956/57 et BRGM en 1959-1960. Petite production en 1874/78
Chez Vial	4.4006	Ba, F, Pb	Barytine Fluorine Galène Cérusite	Filon ? volantes	Tuf andésitique	Observation CEA, confirmées par SNEA
Bouzon	4.4007	Pb, Ba	Quartz Barytine Galène	Filon	Tuf andésitique Schiste	Ancien puits dans un pré
Moulin Barbeau	4.4008	Cu, Pb	Argile Pyrite Chalcopyrite Malachite Azurite Pyromorphite	Filon 90° Pendage 60° Puissance : 0,1 à 0,3 m	Microgranite	Dans une carrière pour empierrement une zone de friction garnie d'argile

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cuchant	4.4009	Ba	Barytine Quartz	Filon 90°	Contact schiste- granite	Dans une ancienne carrière d'exploitation de barytine, un filon de quartz
Les Fontanes	4.4010	Ba	Quartz Barytine	Filon	Contact schiste- microgranite	Petit filon au parement droit d'une petite carrière, il forme contact
Rechaudon	4.4011	Ba	Barytine	Filon 290° Pendage 80°	Contact schiste- microgranite	Petit filon formant contact
Luré	4.4012	Ba, Pb	Barytine Galène	Filon ? volantes	Contact schiste- microgranite	
Combalard	4.4013	Cu, Zn	Malachite Azurite Blende	?	Microgranite, Tuf, corne andésitique	Zone de fracturation, début d'argilisation
Terge	4.4014	Ba	Quartz Barytine	Filon	Microgranite Schiste	Pas de travaux
Le Purelle Jaffreon	4.4015	Pb			Tuf andésitique	Recherche de Blumenstein, non retrouvée par SNEA (1971-72)
Aix	4.4016	Zn	Calcite Blende	Filon 300°	Cipolin	CEA, observation d'une brèche calcaire
Grandes-Chazelles	4.4017	Pb, Cu	Quartz Galène Pyrite Azurite Malachite Oxyde de fer	Filon	Microgranite	Déblais d'une vieille galerie, halde

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Mouchaud	4.4018	Cu	Quartz Malachite Azurite Oxyde de fer	Filon 330° Pendage 60°	Microgranite	Dosage SNEA : 0,35 % Cu
St-Pulgeni I	4.4019	W, Mo, Cu	Quartz Wolframite Schellite Molybdenite Bismuthinite	Stockwerk	Microgranite Porphyre granitoïde	SNEA 1972 : géochimie, tranchées 50 et 100 m. Teneur : W : 0,6 %, Bi : 0,04 %, Cu : 900 à 1 000 gr/T.
La Boucarie	4.4020	Cu	Quartz Pyrite Chalcopyrite Covelline Scheelite	Filonnet	Microgranite	Prospection SNEA 1971-72
Haut de Sert	4.4021	Pyr.	Pyrite Oxyde de fer	Amas	Schiste, cipolin Microgranite	Lentilles schisteuse dans le calcaire exploité pour la chaux
Le Mas St Thurin	4.4022	As, Cu	Quartz Mispickel Pyrite Chalcopyrite	Filons 300° Pendage 60° Puissance : 0,5 m	Microgranite Tuf	Galeries et grattages en 1923. Les travaux sont éboulés, prospection SNEA
Le Palais	4.4023	Ba	Barytine	Filon volantes	Tuf andésitique	
Les Combes	4.4024	Ba, F, Cu	Barytine Fluorine Chalcopyrite Azurite Malachite	Filon	Microgranite	CEA, une tranchée, noyée, transformée en petite mare

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
St-Pulgent II	4.4025	W	Quartz Scheelite	Filon	Granite	SNEA, géochimie, sol 50 x 50, 2 tranchées 50 et 100 m
Job	4.4026	Pb	Quartz Galène Blende Chalcopyrite	Filon	Tuf andésitique Microgranite	200 à 250 m de galeries éboulées
Dubost, Grézolette	4.4027	Pb, Zn	Quartz Barytine Fluorine Blende Chalcopyrite	Filon	Tuf andésitique Granite	Même filon que Grézolette, travaux éboulés, 3 haldes
Grandchamp	4.4028	Pb, Zn, Cu	Quartz Barytine Fluorine Galène Blende Chalcopyrite Chalcosine Mispickel Pyrite Malachite	Filon	Microgranite Tuf andésitique	Galerie rejoignant le puits de Font Ferrière, entrée cimentée, halde.
Les Rivières	4.4029	Pb, Zn	Quartz Barytine Fluorine Blende Galène	Filon	Microgranite Schiste, Tuf	Entrée de galerie, importants déblais

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Les Rivières (Suite)			Chalcopryrite Chalcosine Malachite Oxyde Fer			
Lecros de Vallore Les Caves	5.4001	Sb, As	Quartz Barytine Fluorine Calcite Stibine Pyrite Mispickel Antimonocre	Filons 90-60° Pendage 35 à 60° Puissance : 0,2 à 1 m	Granite	3 travers-bancs à flanc de coteau avec recoups en allongement.
Retru Le Retrus	5 4002	Be	Beryl Tourmaline	Disseminé	Leucogranite	Teneur moyenne, pour le massif de l'Hermitage : 24 à 26 g/T. Teneur maximale au Retrus 72 g/T.
Fouenaux	5.4003	Cu, Pb	Quartz Chalcopryrite Galène Bornite Mispickel	Filon 320° Puissance : 2 à 3 m	Anatexite	1 galerie de 30 m. Analyse de 1930 = Cu 1,08 %, Zn 1,4 %, Pb 3,10 % renfermant 105 g/T Ag.
La Pause	5.4004	Cu	Quartz Calcite Chalcopryrite Malachite	Filon 350°	Contact granite-anatexite	2 galeries superposées a flanc de coteau, à 15 m l'une au-dessus de l'autre

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Gouagoux	5.4005	Cu	Quartz Chalcopryrite Malachite	Filon 290° Puissance : 1 à 1,5 m	Granite	Petite recherche par galerie, entrée masquée, pas de halde
La Chaize	5.4006	As	Quartz Mispickel Pyrite	Filon 60°	Leucogranite	Prospection marteau
Mont Bartoux Chossière	5.4007	As	Quartz Mispickel Pyrite	Filon 60°	Leucogranite	Recherche ancienne de Ni, Co, dans les roches vertes
Pognat	5.4008	Pyr, Cu	Quartz Pyrite Malachite	Filon 300°	Anatexite	Un ancien puits de recherche pour or, dans la cour de la ferme
Fontcuberte	5.4009	Cu, Pb	Quartz Chalcopryrite Galène Mispickel	Filon 285° Pendage 80° Puissance : 0,6 m	Anatexite	En 1928, une tranchée de 20 m, une galerie de 10 m et recoupe de 6 m noyée, halde
Augerolles	5.4010	Pb	Quartz Galène Pyrite	Filon N-S	Granite Brèche	Importante zone de brèche granitique
La Grenetie	5.4011	Pyr	Pyrite	Filon	Granite	Prospection CEA
Clos Granet	5.4012	As	Quartz Mispickel	Filon ?	Granite	Éboulis siliceux
Montpellat	5.4013	Pyr	Pyrite	Filon ? 90°	Leucogranite	Simple indice

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Sugère	6.4001	Cu	Quartz Chalcopyrite Azurite	Filon 35°	Anatexte	Prospection marteau, CEA
La Gilbertie	6.4002	Pyr	Quartz Pyrite	Filon	Leucogranite	Éboulis de quartz soulignant un filon
La Barbette	6.4003	Mn	Quartz Oxyde manganèse	Filon Faille	Granite	Faille à remplissage de quartz calcédonieux, comporte au toit un passage granitique à oxyde de Mn
Les Sapeaux, la Chaise	7.4001	Be	Béryl Tourmaline	Disseminé	Pegmatite	Structure cloisonnée injectée de filons de leucogranite et de pegmatite
Le Cros, Le Crot	7.4002	U	Autinite	Filon 280°	Mylonite de leucogranite	Prospection CEA
Morand-Ouest	7.4003	U	Autinite Quartz	Filon Faille	Mylonite de leucogranite	Simple indices le long de la faille. Prospection CEA
Morand-Est	7.4004	U	Quartz Autunite	Filon Faille	Mylonite de leucogranite	
La Bacconnin	7.4005	U	Quartz Autunite Chalcolite	Filon Faille	Mylonite de leucogranite	
Soulagettes	8.4002	Cu	Quartz Pyrite Chalcopyrite Oxyde fer	Filon	Microgranite Schiste viséen	1 galerie, entrée éboulée, halde
Le Pierrier	8.4003	Pyr	Pyrite	Inconnu	Schiste viséen	1 galerie de 13 m

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Combacon	8.4004	Ba, Cu	Quartz Barytine Malachite	Filons	Mylonite de granite	Découverte CEA de 2 filons dans le compartiment ouest de la faille
Le Cros I	8.4005	Ba, Cu, F	Quartz Barytine Fluorine Chalcopryrite Pyrite Malachite	Filon 355°	Microgranite	1 galerie éboulée. Prospection CEA et SNEA
Les Duts	8.4006	Cu	Quartz Malachite Pyrite Chalcopryrite	Filon	Microgranite	Ancienne fouille dans un filon broyé largement quartzifié
La Vorgère	8.4007	U	Quartz Autunite	Filon ? Volantes	Granite	Simple indice
La Valette	8.4008	As	Mispickel	Filon Puissance : 0,2 à 0,3 m	Mylonite granitique	
Chadenat	8.4009	U	Quartz Autunite Pyrite	Filon	Granite	Observation CEA au voisinage d'une faille argileuse
Fontavin	8.4010	Pyr	Quartz Pyrite	Filon 300° Puissance : 1,5 m	Microgranite	Indice reconnu par CEA

Tableau 8 - Principaux gîtes et indices minéraux (suite).

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Haute-Panissière	8.4011	Pyr, Mn	Quartz Pyrite Oxyde Mn	Filon	Microgranite	Petit indice, vu par le CEA
Lournoux	8.4012	U	Quartz Autunite	Filon	Mylonite granitique	Un des nombreux indices le long de la faille
La Roue	8.4013	As	Quartz Mispickel	Filon	Mylonite granitique	Un des nombreux indices le long de la faille
Moizieux	8.4014	As	Quartz Mispickel	Filon 35° Pendage: 40-45°	Granite	Gros filon, puissant de 10 m, de quartz rouillé perpendiculaire à la faille
Praval	8.4015	U	Quartz Autunite	Filons	Mylonite granitique	2 filons de quartz parallèles, et perpendiculaires à la faille régionale
Le Cros II	8.4016	Ba, F	Quartz Barytine Fluorine	Filons (2) 315 et 360° Pendage: 50 et 60°	Microgranite	Prolongation éventuelle de Cros I