



LE MAYET- -DE-MONTAGNE

La carte géologique à 1/50 000
LE MAYET-DE-MONTAGNE est recouverte par la coupure
ROANNE (N° 158)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

VICHY	LAPALISSE	CHARLIEU
MARIGNES	LE MAYET- DE MONTAGNE	ROANNE
TIERS	NOIRÉTABLE	FEURS

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

LE MAYET- -DE-MONTAGNE

XXVII-30

*Monts
de la Madeleine
et Bois Noirs*

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 8009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE.....	2
INTRODUCTION.....	2
DESCRIPTION DES TERRAINS.....	3
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	3
<i>ROCHES ÉRUPTIVES</i>	8
<i>RAPPORTS ENTRE LES DIFFÉRENTES FORMATIONS</i>	23
<i>TERTIAIRE</i>	26
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	28
TECTONIQUE.....	32
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS.....	35
<i>GÎTES ET INDICES DE MINÉRALISATION</i>	35
<i>AUTRES RESSOURCES MINÉRALES</i>	38
<i>HYDROLOGIE</i>	39
<i>EAUX MINÉRALES ET THERMALES</i>	39
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE.....	42
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	42
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	42
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	45
AUTEURS DE LA NOTICE.....	45
ANNEXE : Tableaux I à XIII	

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Partagée administrativement entre les trois départements de la Loire, de l'Allier et du Puy-de-Dôme, la feuille le Mayet-de-Montagne s'inscrit dans la partie septentrionale de la chaîne forézienne. Elle comprend :

- au Nord-Ouest, de part et d'autre du Sichon et de la Bresbre, les reliefs connus sous le nom de montagne Bourbonnaise (terme parfois exagérément étendu à l'ensemble Nord-Forez) ;
- au Sud-Ouest, le massif des Bois-Noirs dont l'altitude atteint 1287 m (puy de Montoncel) ;
- à l'Est, les monts de la Madeleine, qui culminent à 1165 m (bois de l'Assise) ;
- au Nord-Est, le chaînon de la Côte roannaise ;
- au-delà du précédent, une petite partie de la plaine de Roanne.

Les différences d'altitude créent des paysages variés. La forêt, très développée au-dessus de 700-800 m, couvre environ la moitié de la superficie. La pluviosité est plus importante, pour une même altitude, sur les versants de l'Allier. Ceux-ci, aux pentes modérées, contrastent avec les versants de la Loire, plus ravinés, en particulier la partie orientale des monts de la Madeleine (Côte roannaise).

Les formations géologiques peuvent être groupées en quatre catégories :

- *formations sédimentaires et volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes* : schistes, grès, calcaires, tufs rhyo-dacitiques, qui constituent des lambeaux entre Bois-Noirs et monts de la Madeleine (« bassin » de Ferrières, Laprugne, Saint-Just-en-Chevalet) ;
- *formations éruptives*, les unes hercyniennes, les autres antérieures : granites, microgranites en nappes et filons. Ces roches forment l'essentiel des deux principaux massifs, Bois-Noirs et Madeleine et une partie de la montagne Bourbonnaise ;
- *formations sédimentaires oligocènes* : sables et argiles du fossé de Roanne ;
- *alluvions quaternaires et formations d'altération* masquant localement les substrats.

Indices et gisements métallifères ont donné lieu à des recherches et des exploitations : amas cuprifères de Charrier (Laprugne), brèche à pechblende du Limouzat (Saint-Priest-la-Prugne), filon plombo-zincifères des environs de Saint-Just-en-Chevalet, etc. Des sources minérales jalonnent les grandes fractures ; deux d'entre elles sont exploitées : Charrier et Saint-Alban-les-Eaux.

INTRODUCTION

Le substrat du territoire couvert par la feuille le Mayet-de-Montagne a été levé, entre 1946 et 1970, par les équipes du Commissariat à l'énergie atomique (C.E.A.). La synthèse, d'après les minutes à 1/10 000, a été réalisée, en quatre coupures à 1/20 000, par L. Baras, ingénieur-géologue au C.E.A.

De la part du B.R.G.M., la feuille a, en outre, fait l'objet d'une étude des formations superficielles, de caractère méthodologique, confiée à R. Bouiller (1970-1973). Cette étude s'est faite en deux étapes :

- levé détaillé de la coupure 3-4 à 1/25 000 avec examen photogéologique ; ce levé a permis de cerner les problèmes posés par la cartographie des formations superficielles en domaine éruptif ;
- levé des trois autres coupures de la feuille, selon les mêmes principes, en recourant davantage aux données photogéologiques.

Le travail graphique en vue de l'impression à 1/50 000 a été effectué par le B.R.G.M. L'apport du C.E.A. est retouché très localement pour tenir compte, d'une

part des données nouvelles relatives aux formations superficielles, à la tectonique et à l'extension de l'Oligocène en Côte roannaise, et, d'autre part, des connaissances acquises sur le Paléozoïque métamorphique et les âges absolus des faciès granitiques.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PALÉOZOÏQUE

Le Paléozoïque est constitué de formations volcano-sédimentaires et sédimentaires. Ces formations peuvent être rassemblées en quatre étages. Ce sont, de bas en haut :

— des tufs andésitiques déposés par un volcanisme à caractère basique, probablement au Dévonien supérieur. Ces tufs sont associés à des calcaires et schistes non fossilifères ; l'ensemble constitue l'*étage du complexe andésitique* (d6v), puis une sédimentation du type flysh succède aux roches volcaniques basiques, avec principalement :

— des schistes azoïques (d6) formant avec les grès, les poudingues à galets de microgranites, de laves diverses, l'*étage schisto-gréseux* ;

— des poudingues à galets calcaires, des calcaires avec ou sans fossiles associés à des grès et schistes (h2). Ces formations, souvent marines, appartiennent à la partie supérieure du Viséen moyen. L'ensemble porte le nom d'*étage des poudingues et calcaires* ;

— enfin, des tufs dacitiques (vh2) précédant localement et en certains endroits seulement l'émission des tufs rhyolitiques (ph2). Ces tufs, émis par un volcanisme acide, viennent après le dépôt des poudingues et calcaires. Tous les tufs, coulées de laves sont rassemblés dans l'*étage des tufs anthracifères* daté du Viséen supérieur.

Ces quatre étages-repères (étages du complexe andésitique, schisto-gréseux, des poudingues et calcaires, des tufs anthracifères) se retrouvent rarement d'une manière complète dans les lambeaux de terrains volcano-sédimentaires du Primaire de la présente feuille. Par ailleurs, à l'intérieur de chaque étage ainsi dénommé, la nature des roches qui le constituent peut varier largement d'un lambeau à un autre. D'une manière générale, ces lambeaux portent le nom de localités où ils affleurent ; ce sont les lambeaux du bassin de l'Ardoisière, du bassin de Ferrières-sur-Sichon, de Saint-Clément, de Laprugne, de Saint-Nicolas-des-Biefs, du plateau d'Urfé, de Renaison.

Le tableau I synthétise les travaux traitant du volcano-sédimentaire et du sédimentaire paléozoïques, situés sur le territoire de cette feuille.

d6v. Étage du complexe andésitique volcano-sédimentaire. Dans le bassin de Ferrières-sur-Sichon, la formation la plus ancienne du volcano-sédimentaire semble être représentée par des schistes satinés et noduleux. C'est une roche tendre de couleur verdâtre et d'aspect lustré, localisée entre Massonnet et Matichard (aux environs de $x = 705,5$ et $y = 111,0$). Au microscope, les schistes satinés sont composés essentiellement de phyllites : biotite et chlorite (métamorphisme de contact) mêlées à du quartz et un peu de plagioclases altérés. Sur ces schistes satinés repose le complexe andésitique qui comprend notamment les andésites ultrabasiques (à 70 % d'olivine), les tufs andésitiques à amphiboles ou à grenats calciques ($x = 701,2$ et $y = 106,5$) et, accessoirement, quelques microdiorites (Est du rocher Saint-Vincent) et lamprophyres extrêmement riches en amphiboles (bois Mazieux).

L'andésite est constituée de phénocristaux de plagioclases, de hornblende verte, d'olivine et d'une pâte formée de chlorite, de biotite secondaire (en agrégats), de microlites de plagioclases et de quartz finement cristallisé. Les plagioclases peuvent être de l'andésine (46 % d'anorthite) ou du labrador (55 % d'anorthite).

Les tufs sont mieux représentés dans cet étage. En lame mince, on observe des fragments de plagioclases (labrador ou andésine) légèrement altérés, des cristaux

d'amphibole (hornblende verte ou oxyhornblende), quelques augites brunâtres. Ces phénocristaux sont légèrement corrodés par du quartz. La mésostase est de même nature que les phénocristaux.

Des formations analogues mais moins complètes que celles de Ferrières-sur-Sichon ont été retrouvées dans le lambeau de Saint-Clément, avec, de bas en haut :

- les schistes clairs et lités ($x = 706,2$ et $y = 109,3$), considérés comme l'équivalent des schistes satinés et noduleux de Massonnet-Matichard ;
- les andésites à hornblende ;
- les tufs avec ou sans grenats.

Le lambeau de Saint-Clément semble être un fragment oriental du bassin de Ferrières-sur-Sichon, que la grande faille du Forez aurait décalé d'une dizaine de kilomètres vers le Nord. Les schistes satinés et lités sur lesquels repose le complexe du Dévonien supérieur sont localisés uniquement dans le bassin de Ferrières-sur-Sichon et le lambeau de Saint-Clément, mais les andésites et les tufs andésitiques sont plus ou moins complets dans les autres lambeaux du Mayet-de-Montagne. Ils sont associés parfois à des cornes^(*) à diopside et à grenats (Renaion) ou à des grauwackes^(**) (Laprugne) ou encore à des lentilles de calcaires (Saint-Just-en-Chevalet). Le complexe du Dévonien comprend, dans le bassin de l'Ardoisière (aux environs de Morand), des andésites et des trachytes albitiques avec intercalations de phanites.

d6. **Étage schisto-gréseux.** Il est constitué essentiellement de schistes noirs ardoisiers (d6) et comporte quelques niveaux de poudingues et de grès. Il vient immédiatement après le complexe andésitique par l'intermédiaire d'une formation de schistes noirs ou tachetés. Les andésites sont ainsi prises en sandwich entre deux niveaux de schistes satinés et ardoisiers, d'âges différents (Ferrières-sur-Sichon et Saint-Clément). Les schistes noirs de l'étage schisto-gréseux sont en général très fissiles et contiennent souvent des alternances fines de grès plus clair donnant dans ce cas un litage très net à la roche. Au microscope, les schistes présentent un fond granoblastique fin, avec biotites et séricités abondantes, mais quartz rare. Sur ce fond se détachent des cristaux de feldspath et de biotite. L'aspect tacheté de certains schistes est dû au métamorphisme de contact qui a provoqué une concentration des biotites recristallisées et réorientées en certains endroits privilégiés de la roche métamorphisée. Les minéraux ferro-magnésiens forment des agrégats sombres et confèrent ainsi à la roche schisto-gréseuse plus claire un aspect tacheté caractéristique (Est de Potin, Nord-Est de Moulin-Neuf). Au sommet de cette série de schistes et de grès, apparaissent les premiers niveaux conglomératiques et les lentilles calcaires de cet étage.

Le faciès-type *culm* a été reconnu dans l'étage schisto-gréseux où les schistes noirs se fondent progressivement dans les grauwackes et poudingues (h2) du Viséen moyen.

Au Nord de Laprugne, les schistes noirs deviennent argileux, alors qu'à Saint-Just-en-Chevalet ils passent à de véritables schistes gréseux feldspathiques.

Dans cet étage schisto-gréseux, on observe des quartzites métamorphisés ou non (Saint-Just-en-Chevalet) et des cornéennes (Ferrières-sur-Sichon, Laprugne). C'est au contact des granites que les schistes ont été transformés, par un métamorphisme assez prononcé, en de véritables cornéennes. Celles-ci ont une structure équante, un aspect compact, une teinte plus sombre, une cassure conchoïdale.

(*) Cornes : roches qui dérivent soit de la formation volcanique, soit de la formation sédimentaire et dont la structure originelle a disparu ou est difficilement reconnaissable. Ici, il s'agit d'un ancien matériel calcaireux qui aurait été transformé ($\approx 10\%$ CaO) par le métamorphisme de contact.

(**) Grauwackes (sens pyroclastique) : roches où les éléments détritiques communs (quartz + feldspath) sont mélangés à des débris volcaniques essentiellement feldspathiques. Dans le cas cité, la juxtaposition des débris feldspathiques très altérés forme des lits gréseux de couleur plus claire alternant avec d'autres de nature schisteuse très riches en biotite de couleur sombre. La roche prend l'aspect d'un litage très net.

h2. Calcaire, schistes et grès, poudingues de l'étage des grauwackes et poudingues.
Au-dessus de l'étage schisto-gréseux du bassin de Ferrières-sur-Sichon, on voit apparaître des bancs de poudingues et parfois des calcaires récifaux. L'ensemble est surmonté par une formation détritique de grès arkosiques et de quartzites. A Cheval-Rigon, le passage de cet étage aux tufs rhyolitiques du Viséen supérieur se fait par un niveau de grès-quartzites sombres. Ces mêmes grès, très silicifiés, peuvent se transformer à proximité des granites en de véritables quartzites (Pajean).

Les calcaires, dans cet étage, se présentent sous forme de lentilles interstratifiées au milieu des formations détritiques. Normalement, ils sont riches en articles d'Encrines (grotte des Fées), mais deviennent cristallins, blancs et légèrement lités quand ils ont subi un métamorphisme de contact. Les lits sombres, constitués de matières organiques, pourraient correspondre à d'anciens restes de fossiles repris dans le métamorphisme.

Les poudingues très fréquents peuvent se trouver en intercalations avec les grès (bois Boudet), avec les schistes (grotte des Fées) ou contiennent parfois des galets de calcaire, de quartz et de schiste ; ils se rencontrent en général sous forme d'une roche dure à pâte siliceuse.

A Laprugne, l'étage est peu représentatif et comprend des grès quartzeux (ou quartzites), des grauwackes (peu) et quelques rares poudingues contenant quelquefois de petites plages de matière charbonneuse (M. Picot, 1954).

ϕh2. Tufs dacitiques. — ϕh2. Tufs rhyolitiques. Ils sont groupés avec les autres produits du volcanisme acide (brèches d'explosion, trachytes, coulées de laves) dans l'étage des tufs anthracifères. Dans le bassin de Ferrières-sur-Sichon, les tufs rhyolitiques assez homogènes, à texture équante sont pauvres en orthose, mais riches en paillettes de biotite. Ils ont généralement une couleur sombre. Au microscope, on observe des phénocristaux de quartz globulaire, de plagioclases (32 à 35 % d'anorthite), des lamelles de biotite subautomorphe, souvent chloritisée et parfois flexueuse. La mésostase est une pâte de nature quartzo-feldspathique plus ou moins dévitrifiée renfermant quelques amphiboles. Les tufs rhyolitiques sont souvent métamorphisés au contact des granites ou microgranites qui leur sont postérieurs.

Les tufs dacitiques, en principe, ne renferment pas d'orthose. On les rencontre fréquemment à Saint-Just-en-Chevalet (forêt de Cremeaux), à côté des tufs rhyolitiques, ces derniers étant comparables à ceux de Ferrières-sur-Sichon.

Une dacite a été décrite par Picot (1954) au Nord du hameau de la Côte (lambeau de Laprugne). Les phénocristaux sont des plagioclases, fracturés ou non, et de la chlorite ; la pâte est composée de microlites de plagioclases, de biotite chloritisée et d'un peu de quartz finement cristallisé. Le ciment de la brèche d'explosion des Essarts a la composition chimique d'une dacite (Bernard Griffiths, 1965). Ce même auteur a signalé, aux environs de Saint-Just-en-Chevalet, un faciès sombre où les phénocristaux (plagioclases, orthose, biotite, apatite) tous altérés, aux contours irréguliers et anguleux, sont enrobés par une mésostase contenant un mélange d'éléments ferro-magnésiens et de produits feldspathiques. Par ses caractères pétrographiques et sa composition chimique, cette roche sombre est nommée tuf trachytique.

A Renaison, les rares tufs trachytiques sont associés à des coulées de laves.

Métamorphisme de contact. Une majeure partie des formations volcano-sédimentaires et sédimentaires ont subi un métamorphisme de contact traduisant :

- une recristallisation des minéraux, notamment des biotites ;
- la néoformation de minéraux tels que : biotite, calcite, actinote ;
- la réorientation ou la redistribution de certains minéraux : biotite en trames discontinues ou en agrégats.

L'agent métamorphisant est toujours une roche grenue ou microgrenue, postérieure aux complexes volcano-sédimentaires. Si le métamorphisme de contact est couramment observé dans les schistes et tufs, les points de contact entre les deux formations de nature et d'âge différents sont rares ; néanmoins, il faut citer :

— le contact entre tufs rhyolitiques et granite rattaché au granite du Mayet-de-Montagne, au Sud des ruines de Château-Montgilbert ($x = 699,4$ et $y = 116,0$). Le tuf métamorphisé au contact du granite subit des modifications minéralogiques telles que :

- déformations mécaniques des cristaux de biotite,
- recristallisation des biotites regroupées en agrégats ;

— le contact entre apophyses de microgranites de la Madeleine et schistes viséens ($x = 718,5$ et $y = 116,4$) dans lesquels on note un léger métamorphisme de contact (Soba Djallo, 1964) ;

— le contact entre microgranite porphyrique et schistes viséens au poteau E.D.F. 1216, au Nord-Est de Saint-Just-en-Chevalet, qui subissent un léger métamorphisme de contact (Bernard Griffiths, 1965) ;

— le contact entre microgranite porphyrique de Saint-Just-en-Chevalet et tufs anthracifères ; le microgranite ne subit aucune modification (Bernard Griffiths, 1965).

Évolution géochimique et stratigraphie. Le tableau II résume les principales compositions chimiques des formations volcano-sédimentaires et sédimentaires du Mayet-de-Montagne.

Les résultats de quelques analyses en traces sont donnés à titre documentaire. On remarque que, comparativement aux granites et microgranites de la région, les roches volcano-sédimentaires et sédimentaires ont des teneurs en traces très faibles, excepté les tufs anthracifères (cf. tableau III).

Les analyses chimiques montrent que les tufs andésitiques dévoniens sont riches en CaO et, à un degré moindre, en Na₂O. Ils correspondent à des émissions volcaniques de nature basique appartenant au cycle calco-sodique (Jung et coll., 1939). Par ailleurs, les tufs andésitiques de l'Ardoisière sont relativement plus potassiques et moins sodiques que ceux situés dans le bassin de Ferrières-sur-Sichon. Ces deux bassins sont probablement à rapporter à deux cycles éruptifs distincts.

Enracinés dans le domaine des roches basiques, ces tufs présentent une tendance évolutive subparallèle à l'ordonnée (fig. 1), régie par le jeu de K₂O. Cette tendance s'apparente à celle définie par les séries calco-alkalines des zones orogéniques.

Le complexe andésitique est recouvert par les schistes de l'étage schisto-gréseux dont il est, en certains endroits, séparé par un poudingue de base.

La transgression marine du Viséen moyen favorise la sédimentation subsidente de poudingues et de calcaires associés aux grauwackes souvent fossilifères. Les schistes, grès et calcaires occupent le domaine sédimentaire (shales) dans le diagramme des alcalins (Al, Na, K), aire distincte de celle des formations volcaniques. Les schistes et grès héritent ainsi du caractère légèrement alcalin des tufs andésitiques sur lesquels ils reposent.

Au Viséen supérieur, des phénomènes d'éruption explosive ont donné des tufs dacitiques et rhyolitiques groupés dans l'étage des tufs anthracifères. Ces derniers appartiennent au cycle calco-sodi-potassique d'un volcanisme acide (Jung et coll., 1939).

Entre les tufs andésitiques et anthracifères existe un hiatus magmatique (fig. 1) qui s'expliquerait en premier lieu par un hiatus chronologique entre émissions andésitiques dévoniennes et rhyolitiques viséennes. Les magmatismes auxquels ils se rapportent relèvent de deux cycles orogéniques différents au cours desquels les processus de différenciation ont été relativement peu intenses, fournissant des vulcanites tantôt uniquement basiques, tantôt uniquement acides.

Bien que la tendance évolutive générale des vulcanites corresponde à un magmatisme calco-alkalin lié aux séquences orogéniques, aucun argument précis ne permet d'avancer que le magmatisme rhyolitique dérive directement du magma andésitique plus ancien par un processus de différenciation. Séparés dans le temps, les deux magmatismes peuvent aussi bien procéder d'émissions tantôt subcrustale, tantôt crustale.

-□..... Tuf andésitique, Ardoisière
- - + - - Tuf andésitique, Ferrières
- Δ - Δ - Schistes gréseux
- · - O - Tuf anthracifère

Séries spilitiques

Domaine igné

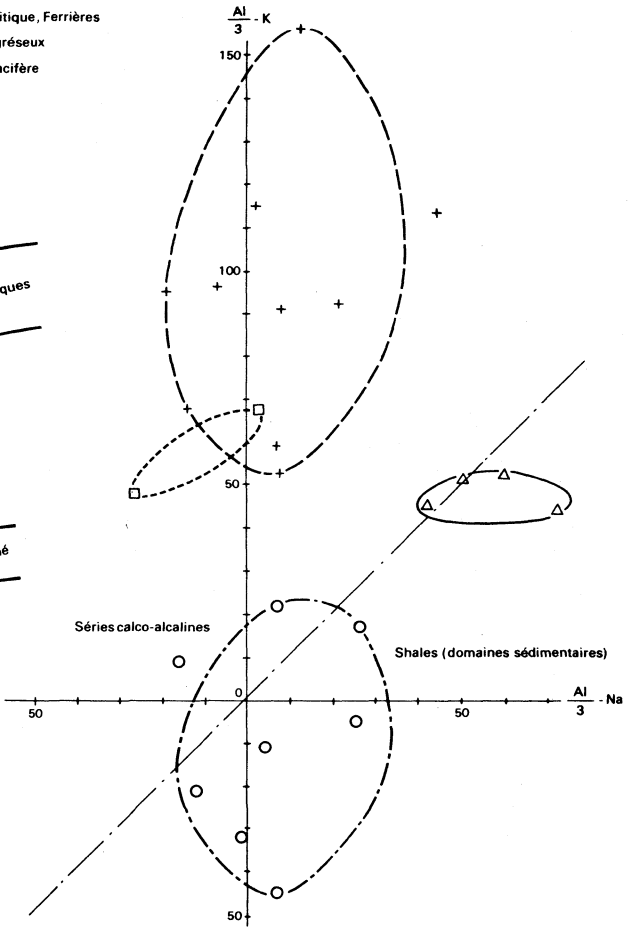


Fig. 1 - Domaines des principales formations volcano-sédimentaires
(Al, Na, en millièmes grammes dans 100 g de roche broyée)

Par ailleurs, l'émission de tufs rhyolitiques, issus d'un magmatisme acide appartenant au cycle complexe calco-sodi-potassique défini par J. Jung et coll. (1939), n'exclut pas l'hypothèse d'une hybridation sialique du matériel primitif, qui rappellerait celle donnant naissance aux faciès volcaniques des Vosges (Gagny, 1968, et Stussi, 1970).

L'âge viséen a été attribué avec certitude aux tufs anthracifères par plusieurs mesures géochronologiques (carrière des Malavaux, près Cusset, feuille Vichy). Ces mesures indiquent :

328 ± 3 MA — biotite chloritisée à 50 % (Roques et coll., 1963)

318 ± 15 MA — zircon sain (Kosztolanyi, 1970, non publié)

325 ± 5 MA — roche totale (Roques et coll., 1971)

321 ± 13 MA — ? (Cantagrel, cité par Roques et coll., 1971).

ROCHES ÉRUPTIVES

Généralités — Chronologie

Les roches éruptives rencontrées dans le territoire de la feuille le Mayet-de-Montagne font partie des principales formations granitiques de la montagne Bourbonnaise, dont la mise en place aurait été favorisée par les grands mouvements orogéniques.

La première granitisation s'est manifestée à la phase sarde et aboutit à la formation du granite calédonien dont les rapports isotopiques de la roche totale (échantillon prélevé à Château-Gaillard) donne un âge absolu de 506 ± 18 MA (Cantagrel et coll., 1970). Cette formation calédonienne comprend également le granite de Saint-Julien-la-Vêtre (520 MA, Vialette, 1973) auquel sont rattachés les lambeaux de Chausseterre ($x = 712$ et $y = 101,5$) et des Salles (feuille Noirétable).

Du Dévonien supérieur au Viséen supérieur, on assiste à l'édification des assises volcano-sédimentaires et sédimentaires (cf. Paléozoïque) interrompue toutefois aux phases sudète I et sudète II, par la montée des massifs granitiques.

Durant le Viséen, se mettent en place les granites des Bois-Noirs (Lachaux, Bois-Noirs, Madeleine) datés à 337 MA selon Vialette (1973). Ces granites métamorphisent le Viséen inférieur et subissent une recristallisation cataclastique au voisinage des granites du Mayet (Faure, cité par Kurtbas, 1972). Cette seconde granitisation se poursuit vraisemblablement jusqu'au Viséen supérieur ; la présence de grandes fractures dans les granites des Bois-Noirs favorise l'émission de tufs rhyolitiques dont l'âge est de 325 ± 5 MA (Vialette, 1973).

La phase sudète II a mis en place, à la faveur d'une tectonique importante au Post-Viséen supérieur, le granite du Mayet-de-Montagne, dont la montée a provoqué la mylonitisation et la recristallisation des formations de bordure. Le granite porphyroïde du Mayet-de-Montagne comporte aussi, dans sa partie méridionale, des compagnons tardifs équi-granulaires, qui lui sont génétiquement liés (Didier, 1964). Un faciès non porphyroïde, rattaché au granite du Mayet, métamorphose les tufs anthracifères du Viséen supérieur à Château-Montgilbert. Son âge est autunien inférieur : 272 ± 8 MA et indique l'origine crustale du granite équi-granulaire (Vialette, 1973).

Dans le périmètre de cette feuille, on remarque une abondance de microgranites classés principalement en porphyres granitoïdes ou granophyres, microgranites porphyriques, microgranites aphanitiques (ou porphyres quartzifères filoniens), dont la position spatiale est différente. En effet, les microgranites porphyriques seraient venus en deux temps :

— les premiers probablement au Dévonien supérieur (357 MA selon Vialette, 1973) ont été recoupés et métamorphisés par le granite des Bois-Noirs dans la mine du Limouzat (Faure, 1968) ;

— les autres, beaucoup plus répandus, ont un âge post-viséen, car ils métamorphosent les tufs du Viséen supérieur et servent, en général, de couverture aux granites sous-jacents.

A cette seconde catégorie de microgranites sont associés fréquemment les granophyres qui seraient de même nature que la roche prélevée à Thiers et datée à 325 ± 18 MA (Cantagrel et coll., 1972). Quant aux microgranites aphanitiques, très souvent en gisements filoniens, ils sont les plus récents des formations précédentes. Ils peuvent être comparés à ceux de Châtel-Montagne (feuille Lapalisse) auxquels Vialette (1965) a donné un âge absolu de 270 MA. La mise en place de ces filons de porphyres quartzifères semble être favorisée par une tectonique cassante (après l'orogénèse hercynienne) et s'échelonne au-delà du Permien et, dans ce cas, ils sont parfois imprégnés de fluorite, de baryte, de galène.

Le tableau IV résume les principales successions des roches plutoniques et volcaniques connues dans la montagne Bourbonnaise.

Roches éruptives calédoniennes

$\rho\gamma_b^{3M}$. **Granite monzonitique porphyroïde à biotite.** Ce granite porphyroïde, affleurant au Sud du territoire de la feuille ($x = 711$ à 712 et $y = 101$ à 102) appartient au massif de Chausseterre (3,500 km de diamètre environ).

Sa structure porphyroïde passe parfois à celle d'un granite à grain fin vers la bordure septentrionale. On peut retrouver par ailleurs une différenciation syénitique de ce granite (aux environs de $x = 711,9$ et $y = 100,6$, à droite de la route allant de Chausseterre à la Brosse, feuille Noirétable) légèrement cataclasé avec le quartz (devenant minéral accessoire) uniquement inclus dans le feldspath potassique très poecilitique. Chimiquement, ce caractère syénitique se traduit par un enrichissement du potassium de la roche.

Le granite porphyroïde Chausseterre (*s.str.*), peu ou pas orienté, de couleur grise, fait partie du granite calédonien de Château-Gaillard (feuille Thiers). Il est facilement reconnaissable à la Brosse ($x = 711,5$ et $y = 101,5$) avec ses principaux constituants :

- quartz xénomorphe,
- feldspath sodi-potassique blanc (porphyroblastes de microcline de taille variable, 1 à 5 cm). Ce feldspath, poecilitique, contient parfois de véritables îlots polycristallins de biotite, chlorite et plagioclase,
- plagioclase automorphe ou sub-automorphe régulièrement zoné ($An = 30$) et séricitisé ; il englobe parfois la biotite, la chlorite et l'épidote,
- biotite en prismes rassemblés fréquemment en agrégats, toute chloritisée.

Les minéraux accessoires du granite sont nombreux (0,3 % du poids total) et représentés par : apatite, monazite, zircon, allanite et épidote.

Analyse chimique

SiO ₂	68,50
Al ₂ O ₃	14,35
Fe ₂ O ₃	0,80
FeO	1,65
MnO	0,05
MgO	2,20
CaO	2,20
Na ₂ O	3,10
K ₂ O	4,80
TiO ₂	0,45
P ₂ O ₅	0,20
H ₂ O ⁺	0,70
H ₂ O ⁻	0,15
Total	99,25
Orth	
Σ Feld	0,45
100 An	
An + Ab	29,50

(la Brosse, au niveau de la première maison, en venant de Chausseterre). Analyste : Couturié, 1968, Clermont-Ferrand n° 4211.

Dans la classification de Streckeisen (1967), le granite de Chausseterre (*s.str.*) occupe le domaine des granites, mais se rapproche de la monzonite. Selon les paramètres C.I.P.W.-Lacroix, il est défini comme un granite monzonitique.

Par ses caractères chimico-minéralogiques et sa différenciation par endroits syénitique, le granite de Chausseterre est rattaché au granite de Saint-Julien-la-Vêtre (Camil, 1968).

Ce dernier, porphyroïde ou non, résultant souvent de l'assimilation des anciennes roches métamorphiques basiques, peut être interprété comme l'équivalent du granite calédonien de Château-Gaillard (Kurtbas, 1972).

Les mesures géochronologiques apportent des arguments supplémentaires pour le rattachement du massif de Chausseterre au granite calédonien de Château-Gaillard, dont les minéraux subissent un rajeunissement :

Granite de Chausseterre (<i>s. str.</i>)	306 ± 4 MA (Camil, 1968)
Granite de Château-Gaillard (<i>str.</i>), roche totale	506 ± 18 MA (Cantagrel et coll., 1970)
Granite de Château-Gaillard	
• biotite	
• feldspath potassique	
• plagioclases	
.....	312 ± 18 MA (Cantagrel et coll., 1970)
Saint-Julien-la-Vêtre (<i>s. str.</i>), biotite	313 ± 9 MA (Roques et coll., 1963)
Saint-Julien-la-Vêtre (<i>s. str.</i>), biotite	325-328,5 MA (Sonnet, 1973)
Granite de Château-Gaillard, roche totale ...	520 MA (Viallette, 1973).

Le strontium des biotites a été mobilisé par le « crypto-métamorphisme ». Seuls les minéraux subissent un rajeunissement hercynien. La roche totale de l'ancien granite ne montre aucune trace de métamorphisme (Roques et coll., 1971).

Roches éruptives hercyniennes

Faciès grenus

γ^{2-3} . Granite, gros grain, riche en quartz et pauvre en biotite, tendance alcaline (type Bois-Noirs). Il constitue le faciès granitique le plus développé dans le cadre de la feuille le Mayet-de-Montagne. D'une manière générale, c'est un granite leucocrate équi-granulaire à gros grain (taille centimétrique). Localement, il peut être marqué par une orientation cataclastique (Saint-Priest-la-Prugne) ou subir quelques différenciations syénitiques (Sud-Ouest de Palladuc). Les principaux constituants du granite sont :

- le quartz automorphe,
- le feldspath sodi-potassique (microcline et/ou orthose) perthitique, abondant et toujours blanc,
- le plagioclase sub-automorphe acide (An = 10-18) zoné et séricitisé.
- la biotite peu abondante (inférieure à 7 % du volume total) en paillettes isolées, légèrement chloritisées,
- la muscovite rare et connaissant une occurrence sporadique.

Les minéraux accessoires reconnus sont : zircon, monazite, sphène, allanite, épidote, uraninite, thorite.

Selon les auteurs, le granite des Bois-Noirs (*s.l.*) peut porter différents noms :

- granite de Lachaux (*s.str.*), qui représente le faciès à deux micas (biotite dominante par rapport à muscovite), à l'Ouest de la faille de Sichon,
- granite des Bois-Noirs (*s.str.*) qui affleure dans le secteur des Bois-Noirs, Saint-Priest-la-Prugne, le Mallot, secteur compris entre les deux failles du Forez et du Sichon,
- granite de la Madeleine, situé à l'Est de la faille du Forez ; il est pourvu de cordiérite.

Ces quelques variétés du granite des Bois-Noirs peuvent être observées facilement aux environs de Saint-Victor-Montvianeix (x = 698,5 et y = 105), au col de la Charme (x = 708 et y = 103,2) et vers les Noës (x = 716 et y = 116).

Analyse chimique

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O'	H ₂ O"	P.F.	Tot.	Orth Σ Feld	100 An An + Ab
1	73,80	14,00	0,60	1,00	0,05	1,40	1,35	2,85	4,60	0,20	0,10	0,65	0,10	n.d.	100,7	0,47	26,1
2	73,80	13,80	0,70	0,70	0,05	1,55	0,80	3,25	5,00	0,20	0,05	0,60	0,00	n.d.	100,3	0,49	12,9
3	74,40	12,80	1,72		0,05	0,49	0,49	3,05	5,37	trac.	n.d.	n.d.	n.d.	1,41	99,78	0,52	8,9

1 = Palladuc : croisement des routes départementales D 114 et D 43, Sud-Ouest de Dassaud. Analyste Couturié, Clermont-Ferrand, n° 4119, 1967.

2 = Goutte de l'Enfer : D 51, 3,400 km au Nord d'Arconsat. Analyste Sérage, Clermont-Ferrand, n° 4077, 1967.

3 = Madeleine : x = 715,95, y = 116,00, les Noës. Analyste ENSG, CRPG, Nancy, n° 12968 FOR 196, 1968.

Dans la classification de Streckeisen (1967), ces trois échantillons, représentatifs du granite des Bois-Noirs, appartiennent au domaine des granites, mais ont des affinités monzonitiques.

Age. Le granite des Bois-Noirs métamorphose les formations du Viséen inférieur et subit une recristallisation cataclastique au voisinage des granites post-viséens du Mayet-de-Montagne ; il est donc viséen. Cet âge a été confirmé par plusieurs mesures géochronologiques, à savoir :

Mine de Charrier (Madeleine)	Lépidomélanes	324 ± 16 MA	Picot (1954)
Les Biefs (Madeleine)	Biotite	321 ± 8 MA	Roques et coll. (1963)
Goutte de l'Enfer (Bois-Noirs)	Zircon	341 MA	Kosztolanyi (1971)
Cascade de Bout (Bois-Noirs)	Zircon	341 ± 15 MA	Kosztolanyi (1971)
Saint-Priest-la-Prugne (Bois-Noirs)	Zircon	348 MA	Kosztolanyi (1971)
Saint-Priest-la-Prugne (Bois-Noirs)	Biotite	de 325 à 340 MA	Sonet (1973)
Bois-Noirs, Lachaux,	} Roche }	337 MA	Violette (1973)
Madeleine			

Par ailleurs, les isochrones de la roche totale et de la biotite ont donné le même âge de 337 MA, ce qui indique, selon Vialette, 1973, que le massif des Bois-Noirs s'est refroidi très rapidement.

Plissements et mylonitisations. Dans le massif des Bois-Noirs, on trouve à Saint-Priest-la-Prugne, les Laurents, les Arbandis, Puyberaud, des faciès de granites et de microgranites orientés et parfois mylonitisés. Certains échantillons cataclasés ont l'apparence d'un gneiss à biotite bien lité, mais ne sont en réalité que des mylonites de granite, recristallisées sous l'effet du métamorphisme de contact (Jung et coll., 1939).

Selon Camil (1968), le granite des Bois-Noirs, mis en place en cours d'orogénèse hercynienne, a subi des efforts tectoniques qui l'ont écrasé partiellement, surtout dans ses zones de bordure. La mylonitisation serait liée aux mouvements « syngranitiques » en raison de la présence de l'actinote (normalement absente dans le granite des Bois-Noirs), localisée dans les faciès écrasés.

Ces mylonites auraient, par la suite, subi un métamorphisme de contact exercé à la faveur d'une nouvelle granitisation post-viséenne (granite du Mayet-de-Montagne). Le métamorphisme de contact se traduit sur le faciès écrasé des Bois-Noirs, par une réorientation des biotites et une recristallisation du quartz et des micas. L'orthose et le quartz cataclasés forment parfois des plages étirées qui ressemblent à des « yeux » de gneiss. Quelques cassures sont cimentées par les mêmes minéraux que ceux constituant la roche. Ceux-ci sont finement broyés et accompagnés dans certains cas de quelques amphiboles (du groupe de l'actinote).

A côté des mylonites, on observe certains faciès orientés du granite des Bois-Noirs, abritant des minéraux qui, cassés, tordus et recristallisés par cataclase et métamorphisme, apparaissent toutefois peu altérés.

Dans les microgranites porphyriques orientés, on distingue deux types de quartz, l'un en plage, issu de la recristallisation des phénocristaux de quartz (les autres phénocristaux sont constitués de plagioclase (An = 32) cassé, de microcline recristallisé et de biotite fraîche), l'autre, en très petits grains associés à la chlorite donnant à la pâte une texture aplitique.

Analyses chimiques. Des analyses chimiques ont été effectuées sur les mylonites, les microgranites et granites prélevés à la mine du Limouzat, loin des minéralisations uranifères (région de Saint-Priest-la-Prugne).

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Lieu de prélev.	Pétrogr.	Réf.	Obs.
1	80,0	9,50	0,49	0,01	0,39	0	0,34	4,3	0	2,36	97,39	x = 707,2 y = 108	mylonite	SF 44	- 123 m
2	76,3	11,7	1,04	0,04	0,10	0,64	3,78	4,62	0	0,63	98,85	id.	mylonite	F015	- 40 m
3	76,3	11,15	1,27	0,02	1,54	0,34	2,30	5,42	0,11	2,23	99,68	id.	mylonite	SF48	- 116 m
4	72,2	12,45	2,24	0,03	0,79	1,89	2,83	5,82	0,19	0,43	98,87	id.	mylonite	F034	- 40 m
5	70,6	15,0	2,54	0,05	1,03	1,28	3,11	5,04	0,35	1,20	100,2	x = 708,1 y = 108,0	microgr. cataclasé	317	surface
6	71,7	12,85	2,08	0,03	0,74	1,43	3,21	5,88	0,15	1,10	99,17	x = 707,2 y = 108	id.	FO35	- 40 m
7	70,19	14,61	2,38	0,05	0,94	1,23	3,04	5,44	0,33	1,27	99,48	id.	granite cataclasé	F04	- 40 m
8	71,9	13,30	2,51	0,05	0,81	0,98	3,05	5,22	0,29	1,50	99,91	id.	granite orienté	F07	- 40 m
9	72,7	13,00	2,16	0,04	0,98	0,98	3,39	5,06	0,19	1,71	100,21	id.	id.	F020	- 40 m

Analyste :

ESNG - CRPG Nancy, 1968, série FOR n° 5

ESNG - CRPG Nancy, 1969, série FO n° 2, 4, 6, 7, 8 et 9

ESNG - CRPG Nancy, 1970, série SF n° 1 et 3.

Comparativement aux granites sains des Bois-Noirs, les faciès orientés (mylonites exceptées) connaissent une augmentation des éléments ferro-magnésiens et carbonatés et une diminution de silice.

$p\gamma_{ba}^3$. Granite porphyroïde à biotite (type Mayet-de-Montagne). Le granite du Mayet-de-Montagne occupe principalement la partie nord-ouest du territoire de la feuille et comporte un faciès équivalent aux alentours de la Guillermie. Cette unité

granitique est séparée, au niveau de Ferrières-sur-Sichon et Laprugne, par les formations volcano-sédimentaires et autres granitoïdes.

Le granite du Mayet-de-Montagne est porphyroïde à structure équante. Les porphyroblastes de feldspath rose, dont la taille moyenne varie entre 3 et 5 cm, mais atteint parfois jusqu'à 10 cm, se trouvent parsemés sur le fond gris à grain moyen ou fin (cristaux millimétriques et centimétriques).

Il est calco-potassique. Le quartz, automorphe ou xénomorphe, est souvent rassemblé en globules formés par la juxtaposition de plusieurs individus. Le feldspath sodi-potassique (orthose et/ou microcline) perthitique présente quelquefois le caractère zoné (zonage rythmique). Le plagioclase (An = 20-28) automorphe est également zoné. La biotite abondante (> 10 % du poids total), peu chloritisée, se rencontre fréquemment sous forme de grandes paillettes isolées et accessoirement en agrégats de petits prismes ; elle peut être associée ou non à des minéraux accessoires (sphène, apatite, zircon, monazite, calcite). L'amphibole irrégulière (0,5 à 2 %) est une hornblende verte polychroïque du vert-jaune au vert bouteille. Les minéraux accessoires, nombreux et variés, sont :

- le sphène, automorphe à section losangique,
- le zircon solitaire ou associé à la monazite, à l'apatite,
- la monazite contenant en moyenne 7 % de thorium,
- l'apatite en prisme court,
- l'allanite automorphe, souvent métamictite, altérée, zonée et maclée (macule de l'épidote),
- l'épidote nombreuse dans les diclases, mais rare dans le granite sain,
- la thorite entourée d'une gangue ferrugineuse,
- l'uraninite riche en thorium (5 à 7 % de Th),
- la pyrite rare,
- la hornblende verte.

Les mêmes caractéristiques structurales et minéralogiques se retrouvent dans le granite affleurant aux alentours de la Guillermie, sauf quelques détails pétrographiques mineurs (biotite très chloritisée, phénocristaux feldspathiques blancs).

Analyse chimique

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Orth Σ Feld	100 An An + Ab
1	67,10	15,00	3,40	0,07	1,72	2,32	3,11	5,13	0,61	1,30	99,76	0,44	30,3
2	71,50	14,20	2,61	0,05	1,13	1,58	3,35	4,19	0,39	1,43	100,43	0,41	21,7
3	70,60	14,60	2,27	0,05	1,38	1,73	3,55	4,20	0,34	1,22	99,94	0,40	22,3

1 – Mayet-de-Montagne : x = 700,35, y = 119,90. Analyste ENSG – CRPG, Nancy, n° 702418 FOR, 1970

2 – Guillermie : x = 700,95, y = 110,45. Analyste ENSG – CRPG, Nancy, n° 7025188 FOR, 1970

3 – Lavoine : x = 706,0, y = 110,0. Analyste ENSG – CRPG, Nancy, n° 129 FOR, 1968.

L'étude chimico-minéralogique de ces échantillons les place tous dans l'aire des granites selon la classification de Streckeisen (1967) ; cependant, l'échantillon prélevé au Mayet-de-Montagne a un caractère moins quartzifère mais plus monzonitique que ceux pris aux alentours de la Guillermie et de Lavoine.

$\mathcal{A}p\gamma_{ba}^3$. Granite porphyroïde à biotite, altéré. Le granite porphyroïde du Mayet-de-Montagne semble être sensible aux divers phénomènes d'altération qui se sont produits dans la région.

Le granite altéré (altération météorique) peut être observé dans les petites carrières (environ x = 698,0, y = 119,8) exploitées pour l'utilisation familiale en bordure de route. Des sondages, effectués par le Commissariat à l'énergie atomique aux Sapins (x = 102,8 ; y = 117,7), ont montré que l'altération endogène du granite du Mayet peut être affectée, en profondeur, par un broyage tectonique. Enfin, le même granite

porphyroïde, lorsqu'il plonge vers le Nord, sous la couverture tertiaire (feuille Lalapisse), subit une altération profonde.

Le granite du Mayet, à divers stades d'altérations (météorique, profonde ou due à la tectonique) montre :

- un départ de sodium, de calcium et de magnésium,
- une diminution selon les cas, de potassium, d'aluminium et probablement de silicium,
- une arrivée des ions OH⁻ entraînant des pertes au feu croissantes,
- une oxydation partielle du fer.

Le granite du Mayet-de-Montagne qui métamorphose à la fois les tufs anthracifères du Viséen supérieur et le granite des Bois-Noirs (*s.str.*) est considéré comme post-viséen. Des mesures isotopiques le placent plutôt à la limite entre le Viséen et le Namurien.

- Ferrières-sur-Sichon :	biotite	314 ± 13 MA	Vialette, 1962
- Ferrières-sur-Sichon :	roche totale	338 ± 44 MA	Vialette, 1962
- Guillermie :	biotite	336 ± 6 MA	Roques et coll., 1963
- Mayet-de-Montagne :	zircon	318 ± 15 MA	Kosztolanyi, 1971
- Mayet-de-Montagne (<i>s.l.</i>)		de 310 à 315 MA	Vialette, 1973

Granite type Mayet-de-Montagne, faciès non porphyroïde. La structure porphyroïde du granite du Mayet-de-Montagne n'est pas constante. Vers la bordure sud du massif (aux environs du Mallot), le granite a une granulométrie homogène de taille moyenne (inférieure ou égale au centimètre), une couleur rose pâle. Ce sont des différenciations pétrographiques fréquemment rencontrées dans les faciès de bordure du Mayet-de-Montagne.

Le granite porphyroïde du Mayet n'est pas en contact direct avec les tufs du Viséen supérieur qu'il métamorphose. Il l'est, par contre, souvent par l'intermédiaire de ce faciès non porphyroïde. Orcel et coll. (1939) puis Faure (1967) ont décrit, à Château-Montgilbert, un faciès équigranulaire, à grain moyen, non porphyroïde de couleur rose, très pauvre en mica. Une cataclase très légère et locale, avec fissures cimentées par un réseau de quartz, affecte certains constituants du granite. Le contact entre ce granite et les tufs rhyolitiques se fait sans transition ni zone altérée. Le métamorphisme de contact a provoqué dans les tufs, d'une part la recristallisation des micas qui se rassemblent en agrégats polycristallins totalement chloritisés, et d'autre part le développement de réseaux cataclastiques, imbriqués dans les quartz et feldspaths.

Le granite de Château-Montgilbert a été daté à 272 ± 8 MA par Vialette, 1973 ; il est donc autunien inférieur.

Analyse chimique

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Orth	100 An	N°	Localisa.
												Σ Feld	An + Ab	anal.	
1	72,10	14,20	1,97	0,04	tr.	0,64	3,60	5,48	0,15	1,18	99,36	0,51	10,6	243	x : 697,6 y : 117,7
2	74,70	12,40	1,83	0,03	0,34	0,24	3,26	5,04	0,10	1,06	99,00	0,51	3,80	343	x : 699,9 y : 117
3	76,30	12,20	1,34	0,01	tr.	0,25	3,37	4,96	tr.	0,85	99,28	0,50	4,70	344	x : 699,6 y : 116,2

Analyste : ENSG—CRPG, Nancy, série FOR, 1968.

Par rapport au granite porphyroïde du Mayet-de-Montagne, le faciès équigranulaire enregistre une augmentation de SiO₂, augmentation qui est compensée par une diminution des éléments ferro-magnésiens et de calcium.

Éléments en traces des principaux granites du territoire couvert par la feuille le Mayet. Des gisements d'uranium (Lachaux et Saint-Priest-la-Prugne) et de nombreux indices métallifères ont été découverts dans la région. Il est intéressant d'évaluer les teneurs des éléments en traces qui se trouvent dans les roches granitiques saines. Cependant,

ces éléments-traces connaissent de larges variations de teneurs entre les différents échantillons d'un même granite (tableau n° V).

Il est à remarquer toutefois que l'uranium et le thorium, très abondants (10 et 30 p.p.m.) par rapport à leur clarké respectif (3 et 12 p.p.m.) semblent constituer une des caractéristiques du granite des Bois-Noirs, avec un niveau élevé en radio-éléments.

Faciès microgrenus

Dans cette rubrique, nous intégrons les microgranites porphyriques en nappe, les microgranites à augite de Saint-Just-en-Chevalet et un faciès particulier à Laprugne, comportant des microsénites et microdiorites.

Les microgranites porphyriques à augite appartiennent aux microgranites porphyriques II (ou porphyres granitoïdes) qui viennent généralement après la mise en place des granites viséens et post-viséens. Ils ne subissent pas, par conséquent, de modifications dues au métamorphisme de contact des granites, sauf dans certains cas où ils sont recoupés à leur tour par des filons de porphyres à quartz (liés à la tectonique cassante de la fin de l'orogénèse hercynienne).

$\rho\mu\gamma^3$. **Microgranites porphyriques en nappe.** Ils affleurent abondamment dans la partie orientale de la feuille (Arcon, Cremeaux), mais plus discrètement et souvent associés à d'autres faciès recristallisés ($\gamma\mu^f$) aux alentours de la Guillermie-Lavoine.

Ils ont été décrits sous le nom de microgranites en nappe par Poughon et Moreau (1955) qui leur attribuent le rôle de couverture des granites hercyniens sous-jacents. Ce rôle n'a pas été confirmé par les travaux du laboratoire de géologie et de minéralogie de Clermont-Ferrand. En effet, par leurs études sur les formations géologiques du Massif Central, Soba Djallo (1964), Bernard-Griffiths (1965) et Camil (1968) voient les microgranites porphyriques passer progressivement aux granophyres (appelés aussi porphyres granitoïdes par Vachias, 1938) qui, à leur tour, passeraient de la même manière aux granites.

La structure du microgranite en nappe (Arcon) est nettement porphyrique. On y distingue, comme dans la majeure partie des microgranites de la montagne Bourbonnaise, deux temps de cristallisation bien séparés :

— 1er temps concernant la cristallisation de microcline, plagioclase et biotite (phénocristaux) ;

— 2ème temps intéressant les micropegmatites (mésostase).

D'une manière générale, le microgranite porphyrique contient de 40 à 45 % de phénocristaux et de 55 à 66 % de pâte (ou mésostase) microgrenue ou micropegmatitique. Celle-ci est composée de fragments de quartz, d'andésine, de plagioclase, de biotite, c'est-à-dire des mêmes éléments que les phénocristaux, mais finement cristallisés ou cassés. Quelquefois, le faciès aplitique apparaît, lorsque le quartz domine, en fins cristaux. Parmi les phénocristaux, on distingue :

— quartz automorphes, bipyramidés, souvent corrodés en doigts de gants,

— feldspath potassique (orthose ou sanidine) automorphe ou sub-automorphe, poëcilitique, relativement frais, de couleur blanche ou jaunâtre,

— plagioclase (andésine An = 38) automorphe, fortement séricitisé,

— biotites en lamelles automorphes très chloritisées, abritant le zircon, l'apatite, l'allanite et l'épidote.

Il est à remarquer que, très fréquemment, les phénocristaux de quartz et de feldspaths sont frangés de micropegmatites occupant toute la pâte microgrenue.

Analyse chimique

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O'	H ₂ O''	P.F.	Total	100 An	
																Σ Feld	An + Ab
1	68,6	14,45	0,65	1,95	0,05	1,75	1,65	3,20	5,20	0,85	0,10	1,25	0,25		99,95	0,46	23,1
2	69,4	14,70	2,43	0,04	1,04	1,53	3,17	5,40	0,36					0,83	98,90	0,40	22,6
3	69,5	13,70	3,33	0,07	1,66	1,52	3,28	4,80	0,29					2,12	100,27	0,45	21,3
4	70,95	14,65	0,50	1,60	0,05	1,30	1,35	2,95	5,00	0,35	0,15	0,70	0,15		99,70	0,48	21,1
5	66,0	16,05	0,85	2,10	0,05	1,80	2,25	3,10	5,10	0,40	0,15	1,70	0		99,95	0,45	29,8

1 - Haut-de-Montuisset : x = 721,1, y = 113,1. Analyste Pignide, Clermont, n° 2204, 1963

2 - x = 714,1 ; y = 110,6. Analyste ENSG-CRPG, Nancy, n° 129 FOR 329, 1968

3 - x = 722,0 ; y = 102,0. Analyste ENSG-CRPG, Nancy, n° 129 FOR 165, 1968

4 - route D 201 à 1,200 km Sud-Ouest du col de la Plantade. Analyste Couturié, Clermont, n° 4121, 1967.

5 - carrière sur D 201, croisement de D 201 et N 89. Analyste Sérange, Clermont, n° 4091, 1967.

Les paramètres C.I.P.W.-Lacroix les placent dans la catégorie des microgranites monzonitiques. Selon la classification de Streickeisen, les microgranites porphyriques en nappes occupent une position identique (3b des roches hypabyssales ou subvolcaniques).

Ces microgranites sont postérieurs aux formations granitiques qu'ils recouvrent. Leur âge est sans doute post-viséen (Jung et coll., 1939). Cet argument a été repris par Soba Djallo, 1964. Cet auteur a observé le microgranite porphyrique pénétrer en apophyse dans un lambeau de schiste viséen qui subit le métamorphisme de contact.

Par ailleurs, Picot (1954) a montré, dans la région de Saint-Priest-la-Prugne-Charrier, que les microgranites porphyriques orientés ou non se sont mis en place après le granite (Bois-Noirs, Madeleine), dont ils constituent sans doute le cortège (sous forme de filon ou de laccolite). Le même auteur a observé des filons de porphyres à quartz (tectonique cassante alpine) retraverser les microgranites et granites précédents.

$\mu\gamma^{\rho x}$. **Microgranites à augite de Saint-Just-en-Chevalet.** C'est un faciès particulier des microgranites en nappe ; il se localise dans le pays d'Urfé (Saint-Just-en-Chevalet). Jung et coll. (1939) l'ont décrit sous le nom de microgranite lamprophyrique à pyroxène.

Bernard-Griffiths (1965) a repris cette étude en détail, faisant apparaître deux faciès distincts :

- le microgranite porphyrique à augite limité aux alentours de Saint-Just-en-Chevalet,

- le microgranite porphyrique en nappe, à biotite seule.

Ces deux faciès passent en continuité l'un à l'autre. Cependant, à cause de la densité très variable du pyroxène, le microgranite porphyrique à augite seule comporte des limites peu précises. Dans l'ensemble, c'est une roche microgrenue sombre, constituée de 60 % de phénocristaux et 40 % de pâte. Au microscope, on observe dans la pâte : le quartz en petits grains, à contour irrégulier et à extinction roulante ; le plagioclase abondant (groupe d'andésine) ; le feldspath enveloppant parfois l'augite ; la biotite souvent chloritisée, associée à l'apatite ; l'épidote. La pâte contient une grande quantité de micropegmatite de plagioclase. Les phénocristaux se composent essentiellement de plagioclase (An = 30 à 35) rectangulaire, altéré et séricitisé, un peu d'orthose parfois cassé, du quartz rare.

Analyse chimique

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O'	H ₂ O"	P.F.	Total	Orth	100 an
																Σ Feld	An + Ab
1	62,60	16,10	1,3	2,8	0,1	3,4	3,1	1,7	5,1	0,6	0,5	1,2	0,2		98,7	0,57	52,0
2	58,00	16,00	2,15	3,25	0,1	4,1	4,05	3,50	6,6	0,7	0,3	1,3	0,05		100,1	0,42	48,8
3	64,10	14,80	4,29		0,1	2,46	2,86	2,86	6,45	0,54	n.d.			1,44	99,9	0,50	36,6
4	62,80	15,00	4,27		0,08	2,89	2,50	2,65	6,23	0,78				1,84	99,04	0,51	34,2

1 – Saint-Just-en-Chevalet. Analyste Fournet, 1938, citée par Jung et coll. (1939)

2 – Terrain surmontant château d'eau à 500 m de Saint-Just-en-Chevalet. Analyste Orliac, Clermont n° 2430, 1964

3 – $x = 718,2$; $y = 103,9$. Analyste ENSG–CRPG Nancy, n° 129 FOR 164, 1968

4 – $x = 715,8$; $y = 102,1$. Analyste ENSG–CRPG Nancy, n° 129 FOR 326, 1968.

Les résultats d'analyse chimique montrent qu'il s'agit de microgranites monzonitiques ou micromonzonites.

Étant donné que les microgranites porphyriques à augite de Saint-Just-en-Chevalet métamorphisent les formations des tufs anthracifères d'âge viséen supérieur, leur âge est post-viséen supérieur (Bernard-Griffiths, 1965).

μσ. Microsénite (Laprugne). Elle apparaît sous forme de pointements en bordure des microgranites en nappe (bois de la Madeleine aux environs de $x = 713$, $y = 112$). Sa structure est porphyrique.

Au microscope, on observe le feldspath potassique non quadrillé, non perthitique très abondant comparativement au plagioclase souvent zoné et séricitisé ; ce sont des phénocristaux qui flottent sur une pâte composée de paillettes enchevêtrées très abondantes, de biotites associées à la chlorite et l'amphibole.

Aux environs de Saint-Just-en-Chevalet, la microsénite est associée au microgranite porphyrique à augite, mais elle est très difficile à représenter sur la carte. On y observe un peu de quartz dans la pâte formée d'une trame de petits microlites de plagioclases associés à l'augite qui est complètement séricitisée. Elle est donc légèrement quartzifère par rapport à la syénite normale.

Analyse chimique

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Orth	100 An
												Σ Feld	An + Ab
1	61,0	16,5	4,59	0,1	3,07	2,73	2,29	6,2	0,86	2,33	99,67	0,53	41,3
2	68,6	15,6	3,02	0,06	0,89	1,53	3,46	5,94	0,37	0,89	100,36	0,49	21,1

Analyste ENSG–CRPG Nancy :

1 – $x = 714,5$; $y = 104,0$; n° 129 FOR 382, 1968

2 – $x = 714,1$; $y = 112,0$; n° 129 FOR 322, 1968.

La classification de Streick Eisen place ces roches dans le domaine des microsénites quartzifères.

Éléments en traces. Le tableau n° VI indique quelques analyses des éléments en traces effectuées sur les microgranites porphyriques de la région. Ces teneurs sont citées à titre indicatif.

Age des microgranites porphyriques. Nous avons vu que les microgranites porphyriques (en nappe, à augite) sont postérieurs aux tufs anthracifères post-viséens et antérieurs aux filons de porphyres quartzifères mis en place probablement au Permien (tectonique cassante à la fin de l'orogénèse hercynienne).

Faciès recristallisés

On utilise la dénomination « faciès recristallisés » pour désigner un ou plusieurs

types de roches dont certains minéraux constitutifs ont subi des modifications après leur formation, modifications telles que la recristallisation, la réorientation, la transformation ou destruction. Entrent dans les faciès recristallisés les granites, microgranites et granites à grain fin.

Des phénomènes de métamorphisme varié sont généralement à l'origine de ces modifications.

Les biotites, quartz, feldspaths, calcites recristallisés sont liés au *métamorphisme de contact* qui provoque des changements à l'échelle minéralogique de la roche totale (microgranites orientés, schistes tachetés, calcaires cristallins).

La mobilisation de certains éléments préférentiels de minéraux constitutifs des roches (rajeunissement par rapport à la roche totale) relève du « *crypto-métamorphisme* ». Enfin, la modification morphologique ou chimique du minéral (albitisation des feldspaths potassiques, séricitisation des plagioclases, chloritisation des biotites) est à rapporter au phénomène d'*autométamorphisme* (ou métasomatique ou deutérique) qui se produit lors de l'évolution chimico-minéralogique normale d'un granite.

Cependant, dans les faciès recristallisés considérés ici, le phénomène courant est le métamorphisme de contact où l'agent métamorphisant (la roche la plus jeune en général) enregistre moins de modifications minéralogiques (quelques corrosions de quartz) que le métamorphisé (orientation, recristallisation, apparition de minéraux néoformés).

γ. Faciès recristallisés de granites, microgranites et granites à grain fin. Dans ces faciès, les granites à grain fin sont abondamment représentés. Ils sont associés aux granites des Bois-Noirs, du Mayet-de-Montagne et sont considérés comme des différenciations locales ou des termes évolués d'une granitisation normale. Pour la commodité de l'étude, nous examinerons les faciès recristallisés dans les trois domaines du Mayet-de-Montagne, des Bois-Noirs (s.s.) et de la Madeleine (s.s.).

Domaine du Mayet-de-Montagne. Il existe deux types de microgranites : l'un ancien (près de Puybaraud), traversé en apophyses par le granite du Mayet-de-Montagne, l'autre, récent, vient après le granite porphyrique post-viséen. Le granite du Mayet-de-Montagne recoupe le microgranite ancien et le métamorphise au contact, avec une légère recristallisation du quartz et une transformation des lames de biotite en un agrégat de paillettes (Jung et coll., 1939) ; certaines enclaves de ce microgranite se retrouvent dans le granite du Mayet-de-Montagne. Le microgranite récent est porphyrique et recouvre à la fois les granites des Bois-Noirs et de la Guillermie (Mayet-de-Montagne). Il a été décrit sous le nom de microgranite porphyrique en nappe.

Le granite à grain fin, associé au faciès porphyroïde du Mayet-de-Montagne, est « mélanocrate » (Kurtbas, 1972), en raison de la présence d'une importante proportion de minéraux ferro-magnésiens (biotite chloritisée, hornblende verte). Au microscope, on observe de fins cristaux de quartz disposés en mosaïque, de l'orthose peu perthitique, du plagioclase ($An = 20$ à 35) séricitisé et fortement zoné, de la biotite très chloritisée, de l'amphibole peu fréquente. Le granite à grain fin peut être interprété comme correspondant au terme final (ultime) du cycle évolutif du Mayet-de-Montagne, période où une baisse de température favoriserait la silicification de certains minéraux, ainsi que la transformation deutérique (ou autométamorphique) de ces derniers, telles que chloritisation des biotites, albitisation ou perthitisation des feldspaths, corrosion et séricitisation des plagioclases. Le granite à grain fin affleure préférentiellement en bordure du massif granitique du Mayet, à proximité du faciès non porphyroïde (cf. granite de Château-Montgilbert), soit en filons, soit sous forme de petits massifs.

Domaine des Bois-Noirs (s.s.). Le granite porphyroïde du Mayet-de-Montagne métamorphise les microgranites anciens, les tufs anthracifères (par l'intermédiaire d'un faciès non porphyroïde) et également le granite des Bois-Noirs (Faure, cité par Kurtbas,

1972) où l'on observe les biotites recristallisées. Il semble qu'il existe, comme dans le domaine du Mayet, deux venues microgranitiques porphyriques, l'une antérieure à la mise en place du massif des Bois-Noirs, l'autre postérieure et associée au granite viséen. En effet, Faure (1968) a mis en évidence dans la mine du Limouzat, le métamorphisme de contact entre le granite des Bois-Noirs et le microgranite porphyrique. Ce dernier est marqué non seulement par la recristallisation de ses biotites, mais enregistre aussi une silicification et une déformation au niveau de la roche totale. L'âge attribué au microgranite métamorphisé est de 357 M.A. (Viallette, 1973). Par ailleurs, Camil (1968) a observé à Pré-Neuf, domaine des Bois-Noirs (aux environs de $x = 703$ et $y = 109$), un microgranite pourvu de deux types de biotite, dont l'un a subi le phénomène de recristallisation.

Par ailleurs, dans les zones plissées et mylonitisées de Saint-Priest-la-Prugne, on retrouve le microgranite ancien orienté et cataclaté.

Les granites à grain fin sont du type « clair » à deux micas (biotite dominante) ou à muscovite secondaire. Ils sont fréquemment associés aux granites équigranulaires des Bois-Noirs, à l'intérieur desquels ils se présentent comme des différenciations locales. Mais, on peut les observer également en filons ou en corps lenticulaires à contact franc (Sud de le Thuel) ou diffus avec le granite encaissant.

Au microscope, le quartz se montre abondant, xénomorphe ou sub-automorphe ; la biotite en grande quantité, chloritisée, avec muscovite interstratifiée ; le microcline, perthitique, parfois muscovitisé ; l'oligoclase séricitisé ($An = 8$ à 15). La roche peut être mouchetée de cordiérite (Sud-Ouest de Pitelet) qui s'altère souvent en séricite. En général, la muscovite a une présence discrète et ne se révèle souvent qu'au microscope ; cependant, elle est visible à l'œil nu au Sud de le Thuel et devient prépondérante dans les granites à grain fin à muscovite rencontrés en sondages profonds. Dans ce dernier cas, la muscovite est en épitaxie sur le feldspath et semble d'origine deutérique. Cette évolution très poussée (apparition fréquente de muscovite) soulignerait la tendance géochimique du granite à biotite des Bois-Noirs à se modifier en granite à deux micas.

Selon Camil (1968), il existerait une venue de granites aplitiques antérieure à la mise en place du granite des Bois-Noirs, en particulier dans les passages progressifs entre ces deux formations (Sud de Dasgand) et dans les zones de contrainte tectonique intense (faciès mylonitisé de Saint-Priest-la-Prugne). Ces granites aplitiques sont caractérisés par un quartz automorphe et des plagioclases basiques ($An = 32$). Cet auteur considère les granites aplitiques comme la croûte superficielle figée du magma granitique, reprise ultérieurement sous forme d'enclaves, par ce dernier en voie de refroidissement. Les plagioclases basiques ($An = 32$) du premier temps de consolidation du massif granitique, les conditions strictes d'une cristallisation automorphe du quartz et surtout le fait que le granite des Bois-Noirs renferme des masses de roches aplitiques, témoigneraient de l'antériorité des granites aplitiques par rapport aux autres faciès mylonitisés. Suivant les gisements, les granites aplitiques ont plus ou moins subi l'effet de la granitisation postérieure, qui semble se traduire par une augmentation du diamètre des cristaux (rééquilibrage granulométrique) et/ou une acidification de plagioclases.

Domaine de la Madeleine (s.s.). Le granite de la Madeleine n'est pas métamorphisé par le granite porphyroïde post-viséen. Il renferme presque toujours des micropegmatites et passe progressivement à de véritables granophyres sur le bord du massif.

Les microgranites très abondants, non métamorphiques, sont associés au granite de la Madeleine. Les microgranites de « couverture » sont monzonitiques et métamorphisent les tufs du Viséen supérieur. Les autres microgranites, subalcalins, comprennent les granophyres et les microgranites filoniens. Ces derniers sont postérieurs aux autres formations et sont liés à la tectonique cassante (fin du cycle hercynien). Les granophyres, dont les premier et deuxième temps de cristallisation des minéraux sont peu éloignés, servent de transition entre le granite de la Madeleine et les microgranites de couverture.

Le granite à grain fin a une tendance aplitique et renferme deux micas (biotite et muscovite). Il est du type « clair ». On y voit un passage progressif du granite de la Madeleine entre le faciès à gros grain et le granite à grain fin (Soba Djallo, 1964).

Analyse chimique. Les résultats des analyses chimiques (cf. tableau n° VII) montrent que la recristallisation entraîne une augmentation de silice et une diminution de fer, magnésium, titane, calcium, des pertes au feu, ce qui a pour conséquence l'apparition, dans les faciès recristallisés, d'une importante quantité de granite à grain fin et d'aplite. *Éléments en traces.* Ils sont donnés, à titre indicatif, par le tableau n° VIII.

Associations de faciès

Au puy Snidre, dans un même gisement, peuvent affleurer plusieurs sortes de roches (granites, porphyres, microgranites, granite à grain fin, aplite), qui donnent souvent lieu à des confusions dans leur interprétation. Ainsi, dans certains cas, un granite aplitique, normalement à structure homogène, acquiert des quartz bipyramidés automorphes, connaît un développement de porphyroblastes de feldspath potassique tout en gardant, plus ou moins, sa texture originelle en mosaïque. Ce granite se trouve mélangé aux microgranites. Il est souvent difficile de préciser les limites et plus encore les rapports entre les microgranites et la roche aplitique, étant donné que pour celle-ci la texture d'origine est réduite à la fraction isogranulaire, l'autre fraction ayant acquis les caractères pétrographiques d'un microgranite (quartz automorphe et porphyroblastes feldspathiques). Cette confusion est d'autant plus accentuée qu'il existe au Snidre deux générations de microgranites porphyriques, l'une du Dévonien, ayant subi une recristallisation de la biotite ou se trouvant en enclaves dans le granite des Bois-Noirs et l'autre tardive, intacte, servant de couverture plus ou moins parfaite, laissant les granites sous-jacents apparaître sous forme de fenêtres.

Ces granites, équi-granulaires, sont porphyroïdes dans les faciès de bordure méridionale du massif et ont une tendance syénitique par endroits. Ils sont viséens et peuvent subir le métamorphisme au contact des granites plus jeunes.

Toutes ces formations connaissent par endroits des phénomènes d'écrasement (plissements ou mylonitisations) dus à la tectonique hercynienne, soit à l'échelle des minéraux, soit à l'échelle de la roche.

Devant la difficulté, voire l'impossibilité de représenter séparément sur la carte chaque type de roches, ils sont groupés sous les termes d'associations de faciès : microgranites et faciès recristallisés indifférenciés (γ_{μ}^{-f}) avec la caractéristique principale qui est la dominance des microgranites.

γ_{μ}^{-f} . **Microgranites et faciès recristallisés indifférenciés.** On trouve cette association de faciès sous forme d'un important massif culminant au puy Snidre et dans quelques zones disloquées à côté de Saint-Haon-le-Châtel.

Au puy Snidre, le microgranite porphyrique à biotite affleure abondamment. Ses phénocristaux sont : quartz plus ou moins corrodé, feldspath potassique peu perthitique, plagioclase (andésine An = 40) maclé, biotite soit en grandes paillettes « émietées » sur les bords, soit en plage de petits cristaux orientés en tous sens. Sa pâte aphanitique et quartzo-feldspathique est riche en biotite chloritisée. Cependant, l'abondance de la pâte par rapport aux phénocristaux est très variable d'un affleurement à l'autre, même souvent sur un seul affleurement. Vers le Nord, à l'approche de la Guillermie, le microgranite devient granitoïde, à tel point qu'il est confondu parfois avec le granite post-viséen pourvu de phénocristaux de feldspath blanc.

Le granite aplitique (Snidre) ayant acquis de nouveaux caractères (quartz automorphe, augmentation de la taille des minéraux) prête souvent à confusion avec le complexe formé de granite équi-granulaire (ou porphyrique) à quartz automorphe et de microgranites de couverture. Le microgranite filonien y est relativement rare.

Quelques phénomènes tectoniques (orientation de la roche, cristaux lamellaires finement engrenés de quartz, linéation de la biotite) et de métamorphisme de contact (recristallisation de biotite, de feldspath, de quartz) ont été reconnus dans les microgranites et granites.

A l'Est de Saint-Haon-le-Châtel, la confusion est fréquente en ce qui concerne le granite à tendance porphyrique et les granophyres, qui sont tous des termes de transition entre le granite équi-granulaire de la Madeleine et les microgranites porphyriques de couverture. Les phénomènes de recristallisation et de cataclase sont moins courants qu'aux Bois-Noirs.

$(\gamma)_{\mu}^f$. **Microgranites et faciès recristallisés dominants.** Cette association est représentée (bois de la Madeleine) au Nord-Ouest d'Arcon et entre Saint-Clément et Saint-Nicolas-des-Biefs.

K. Kurtbas (1972) a montré que le granite de la Madeleine comporte deux faciès : l'un équi-granulaire très abondant et l'autre porphyroïde ; ce dernier affleure en bordure du massif. Les observations du terrain montrent :

- des passages progressifs entre le granite équi-granulaire et le granite à grain fin ou aplitique, puis entre les deux granites équi-granulaire et porphyroïde, ensuite entre ces derniers et les granophyres, enfin entre les granophyres et les microgranites de couverture ;

- que les schistes et tufs viséens sont métamorphisés au contact des microgranites et granites ;

- que toutes les formations énumérées ci-dessus sont recoupées par les microgranites filoniens (porphyres quartzifères).

Le trait caractéristique du massif de la Madeleine est l'existence de liaisons étroites entre granites, microgranites, granophyres, aplites, contenant tous, mais de façon plus ou moins abondante, des micropegmatites.

Dans les zones où les limites entre les différents types de roches ne sont pas précises, ces dernières sont groupées en associations de faciès : microgranites et faciès recristallisés dominants $[(\gamma)_{\mu}^f]$, caractérisés toutefois par une présence relativement peu importante du granite des Bois-Noirs intact.

Aux bois Tombérimaux (environs $x = 715$ et $y = 114$), on voit se détacher de grands cristaux de feldspath potassique dans un granite à grain fin qui, relativement riche en biotite, renferme des enclaves microgrenues sombres plagioclasiques. La roche est composée de phénocristaux de quartz xénomorphe ou subautomorphe, de plagioclasses ($A_n = 8$ à 22) séricitisés et zonés, de feldspath perthitique et poecilitique, de biotite chloritisée, de nombreuses micropegmatites. Le granite à grain fin a une structure microgrenue à tendance porphyrique ; il est très intimement associé aux granophyres, d'une part, et passe en certains endroits, par l'augmentation numérique de ses micropegmatites, à des microgranites d'autre part. Il est très difficile de préciser, dans certains cas, les limites des termes de passage de granites à grain fin aux granophyres.

$(\mu\gamma)\gamma^3-p$. **Granite à gros grain et granite porphyroïde dominants.** Cette association de faciès est représentée à l'Est de Saint-Rirand ($x = 719$; $y = 121$).

Ces caractéristiques tiennent compte de la présence concomitante des granites équi-granulaire de la Madeleine et porphyroïde d'Arfeuille. Ce dernier, considéré comme un faciès local du granite du Mayet-de-Montagne, est post-viséen.

Analyses chimiques des éléments majeurs et en traces. Elles sont données à titre indicatif du fait de la nature complexe des roches des faciès associés (cf. tableau n° IX et X).

Filons

Dans le domaine du Mayet-de-Montagne, on rencontre principalement des filons :

- de lamprophyre,
- d'aplite ou de granite à deux micas,
- de rhyolite,
- de microgranite porphyrique ou aphanitique,
- de quartz rarement stérile mais imprégné de baryte, de fluorite, de galène et,

moins fréquemment, des filons de pegmatite, de calcite (ou carbonates divers), de porphyrite, de microdiorite, de basalte, d'andésite, de baryte, d'opale.

Ces filons recoupent, chaque fois qu'ils les rencontrent, les formations volcano-sédimentaires et granitiques. Ils sont donc postérieurs au plus jeune granite connu (granite non porphyroïde de Montgilbert, daté à 272 ± 8 MA). Suivant la stratigraphie de la région, les principaux filons s'organisent comme suit :

— les plus anciens semblent être les *lamprophyres*, dont la variété kersantite (à biotite et plagioclase dominants) peut être comparée à celle de Thiers datée à 316 ± 20 MA (Cantagrel et coll., 1970) ;

— les *aplites* et les *granites à deux micas*, qui représentent souvent la phase finale d'une évolution granitique (ou parfois les différenciations d'un granite), devraient être postérieurs aux granites auxquels ils sont associés (des Bois-Noirs 337 MA, à Château-Montgilbert 270 MA) ;

— les *rhyolites* sous forme de filons ou coulées pourraient avoir été émises immédiatement ou avec beaucoup de retard après la formation des tufs anthracifères du Viséen supérieur. Leur âge moyen serait stéphanien, si on les comparait aux rhyolites acides du Morvan (Carrat, 1969), aux rhyolites post-orogéniques des Vosges (Stussi, 1970) ou aux rhyolites et trachytes de Saint-Éloy (Letourneur, 1953) ;

— les deux derniers types de filons les plus répandus résultent de l'orogénèse hercynienne : *filons de microgranite et de quartz*.

Les fractures issues de la tectonique tangentielle ou souple, de direction originelle est-ouest, ont permis la mise en place des microgranites filoniens porphyriques et aphanitiques parmi lesquels Vialette (1965) a daté celui de Châtel-Montagne (feuille Lapalisse) à 270 ± 25 MA. Le microgranite aphanitique est souvent considéré comme une zone de bordure de la variété porphyrique (ou porphyre granitoïde).

Ensuite, la tectonique cassante^(*) (fin de l'orogénèse hercynienne ; phase saaliennne), de direction sensiblement nord-sud a favorisé la venue des filons de quartz blanc, stériles ou minéralisés (uranium et baryte). Certains de ces filons de quartz ont été ensuite repris par l'orogénèse alpine. Ils sont devenus des filons mylonitisés ou se sont transformés, plus ou moins, en brèches tectoniques, avec des fragments arrondis de quartz.

v. Filons de lamprophyre. Ils sont peu fréquents (Sud du Mayet-de-Montagne, aux environs de Saint-Victor-Montvianeix) et situés dans les zones granitiques.

La roche est microgrenue, très sombre, presque noire. Au microscope, on observe très peu de quartz xénomorphe, du plagioclase ($An = 32$) envahi par la calcite, de très nombreuses paillettes de chlorite à inclusions de minéraux ferro-magnésiens opaques, du feldspath souvent secondaire. La pâte est formée par des microlites de plagioclases, de chlorite.

En surface, on ne rencontre que des filons d'épaisseur réduite (quelques mètres), mais certains sondages profonds peuvent traverser une dizaine de mètres de lamprophyres.

L'âge de 316 ± 20 MA (kersantite de Thiers) peut être généralisé pour les lamprophyres de la région dont le faible rapport de $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ (entre 0,7032 et 0,7044) indiquerait une origine profonde probablement au niveau de la couche supérieure du manteau (Valizadeh, 1969).

α. Filons d'aplite. Ils ont un aspect blanc, saccharoïde à grain fin. La structure est souvent engrenée à quartz abondant. En lame mince, le quartz est xénomorphe, l'oligoclase ($An = 25$) séricitisé, le microcline souvent perthitique, la muscovite interstratifiée dans la biotite chloritisée. Ils sont souvent considérés comme la phase

(*) Tectonique cassante : déformation discontinue de portions de l'écorce terrestre se manifestant par des ruptures matérialisées par les failles et autres lithoclasses.

tardive (ou finale) de la mise en place des granites. On les rencontre principalement aux environs du Mayet-de-Montagne et au Nord-Est de Saint-Just-en-Chevalet. Des filons aplitiques pourvus de mispickel ont été signalés à Barnérias (feuille Maringues).

ρ . **Filons de rhyolite.** Leur aspect est grisâtre ou gris-noir. Les phénocristaux tels que plagioclases (albite ou oligoclase), feldspaths, sont sertis dans une pâte vitreuse où abonde la biotite complètement chloritisée. Les filons de rhyolite sont rares et apparaissent à côté des tufs dacitiques ou anthracifères (Est de Saint-Just-en-Chevalet).

ρ - μ γ . **Microgranite aphanitique ou porphyrique.** Il est souvent filonien mais peut être laccolitique. Sa structure est aphanitique ou micropegmatitique. On y distingue deux phases de cristallisation nettement séparées :

— la première concernant les phénocristaux de quartz, de plagioclase (An = 30 à 37), de microcline et de biotite ;

— la seconde, tardive, formant la pâte avec un assemblage de fins cristaux de quartz corrodé, de feldspath perthitique, de biotite chloritisée avec parfois des micropegmatites ou sphérolites.

Les principaux filons de microgranite aphanitique se trouvent aux environs de Saint-Just-en-Chevalet et entre Lavoine et Ferrières-sur-Sichon. Ils recoupent tous les terrains qu'ils rencontrent.

Q. Filons de quartz. Ils sont nombreux et souvent injectés dans les failles. Leur aspect blanc ou laiteux est dû, dans la quasi-totalité, à des quartz automorphes.

En général, les filons sont d'épaisseur variable mais atteignent quelquefois en profondeur une dizaine de mètres. Certains sont stériles, d'autres minéralisés (traces d'autunite, de fluorite, de galène, de pyrite, de chalcopryrite, de mispickel, de baryte). La direction principale des filons est sensiblement N.NW—S.SE.

L'étude des relations entre les minéralisations et les fluides dans la mine du Limouzat a permis à Cuney (1974) de déterminer quatre venues de quartz :

— quartz en peigne (Q1) ayant un aspect laiteux avec des reflets gris à brunâtres ; il est pourvu de pechblende, de coffinite, de pyrite et contient parfois des petits cristaux de mispickel automorphe (épisode I) ;

— quartz (de remplacement) monocristallin et calcédonieux (Q2) formé en même temps que l'hématite (épisode II) grâce à des venues siliceuses rouges ;

— quartz rubané enfumé (Q3) avec la chalcopryrite (épisode III) ;

— quartz filonien (Q4) à bismuthinite, pyrite et chalcopryrite (épisode V).

Pendant l'épisode IV de l'histoire des minéralisations uranifères, cet auteur a constaté l'arrivée de fluorite, de carbonate et de whewellite (CaO, C₂O₃, H₂O) non associés à l'uranium.

Par ailleurs, Picot (1955) a cité, à Charrier, des filons de quartz et calcite, parfois de baryte plus ou moins minéralisés (étain, cuivre, plomb, sulfures divers).

Analyses chimiques. Voir les tableaux n° XI et XII.

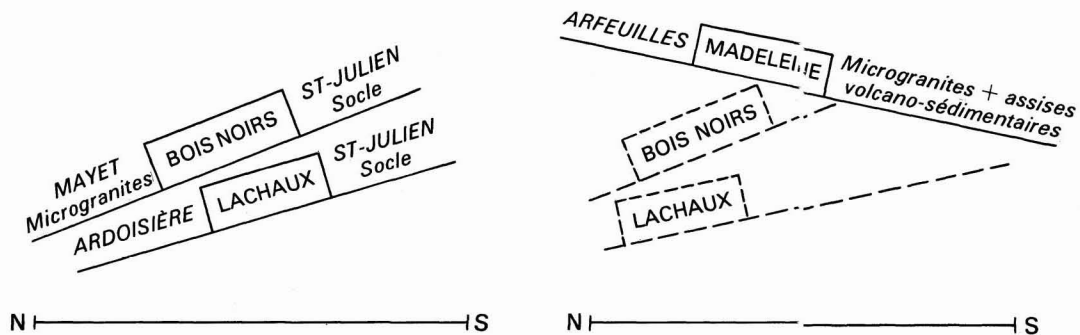
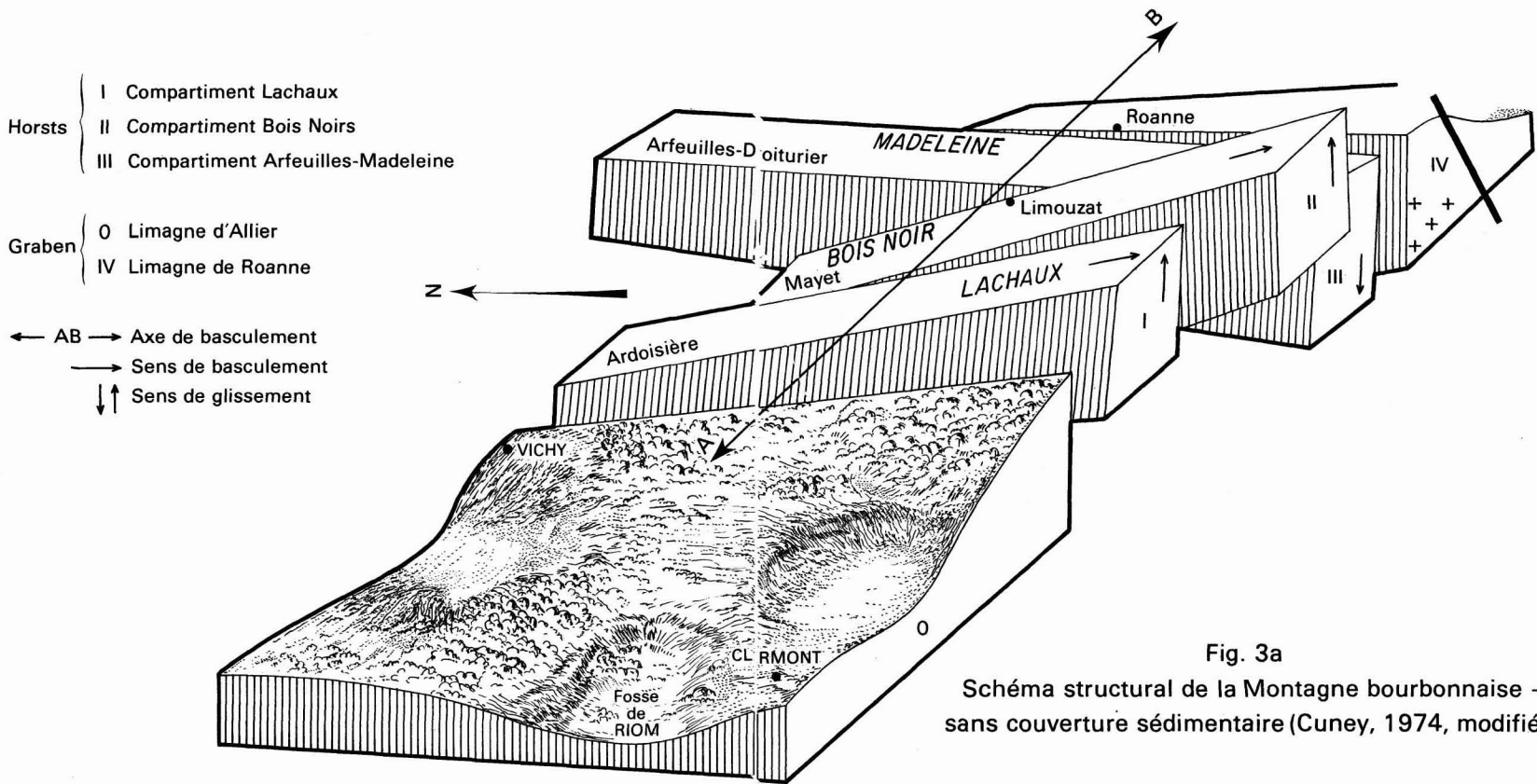
RAPPORTS ENTRE LES DIFFÉRENTES FORMATIONS

Le socle ancien, sur lequel, normalement, repose en discordance les terrains sédimentaires et volcano-sédimentaires carbonifères, n'est pas connu.

Toutefois, ces terrains sont observés en contact avec le granite du Mayet-de-Montagne d'âge namurien—westphalien.

Stratigraphiquement compris entre le Dévonien supérieur et le Viséen supérieur inclus, époque durant laquelle sont connues deux discordances (tableau n° I), la majeure partie de ces terrains volcano-sédimentaires et sédimentaires est métamorphosée par les granites et microgranites de mise en place postérieure.

Le métamorphisme de contact se retrouve aussi dans les microgranites et granites.



Contacts entre les différentes formations volcano-sédimentaires et sédimentaires :

- contact cornes vertes/calcaires du moulin Philippon : ancienne petite carrière au Sud de Gresolle (feuille Noirétable) ;
- contact schistes noduleux/cornéennes : carrière proche de Saint-Marcel-d'Urfé (feuille Noirétable) ;
- andésites prises en sandwich entre schistes satinés et schistes ardoisiers : entre Matchard et Massonnet (Ferrières-sur-Sichon) ;
- andésites intercalées entre schistes lités et schistes ardoisiers : $x = 706,2$ et $y = 119,3$ (Saint-Clément) ;
- contact calcaire à Encrines/schistes noirs viséens : cascade de la grotte des Fées (Ferrières-sur-Sichon).

Contacts entre formations volcano-sédimentaires et granites :

- contact cornes/granite des Bois-Noirs (faciès à grain fin) : Nord de Massonnet ($x = 720,4$; $y = 117,8$) ;
- contact complexe andésitique/granite de la Madeleine (faciès de transition) : bois Chartrain (Nord-Ouest de Renaison) ;
- grès et schistes tachetés métamorphisés au contact du granite du Mayet-de-Montagne : croix de la Barre ($x = 701,8$ et $y = 115,5$) ;
- tufs anthracifères métamorphisés par un faciès de bordure non porphyroïde au granite du Mayet-de-Montagne : Château-Montgilbert ($x = 699,4$ et $y = 116$).

Contacts entre formations volcano-sédimentaires et microgranites :

- microgranites de la Madeleine pénétrant en apophyses dans les schistes viséens : les Noës ($x = 718,5$ et $y = 116,4$) ;
- contact schistes viséens/microgranite porphyrique à augite : Nord de Saint-Just-en-Chevalet (poteau E.D.F. 12.616) ;
- apophyses de microgranite porphyrique injectées dans les formations massives de tufs viséens : Nord-Est Saint-Just-en-Chevalet (poteau E.D.F. 205) ;
- microgranite aphanitique recoupant les schistes viséens : les Essarts (route départementale 31) ;
- microgranite porphyrique, par l'intermédiaire de son faciès de bordure (microgranite aphanitique) transformant les schistes en cornes vertes : Saint-Marcel-d'Urfé (feuille Noirétable).

Contacts entre microgranites et granites :

- microgranite métamorphisé par le granite porphyroïde du Mayet-de-Montagne (Jung et coll., 1939) : Arronnes (feuille Maringues) ;
- microgranite porphyrique dévonien métamorphisé au contact du granite des Bois-Noirs (Faure, 1968) : mines du Limouzat (Saint-Priest-la-Prugne) ;
- granite de la Guillermie (Mayet-de-Montagne) métamorphisé par microgranite porphyrique de couverture (Camil, 1968) : Pré-Neuf (environs $x = 703,4$ et $y = 109$).

Contacts entre granite des Bois-Noirs et granite du Mayet :

- granite des Bois-Noirs métamorphisé par le granite du Mayet-de-Montagne (Faure, cité par Kurtbas, 1972).

A noter, enfin, les filons de microgranite aphanitique et de quartz recoupant toutes les formations antérieures (volcano-sédimentaire, granites, microgranites).

TERTIAIRE

Les formations tertiaires du fossé de Roanne n'apparaissent que dans l'angle nord-est du territoire de la feuille. Elles occupent une superficie trop faible pour prêter à une discussion stratigraphique. En particulier, il n'a pas été possible de confirmer leur âge présumé (Oligocène). Le problème ne pourra être repris qu'à l'occasion du levé des feuilles voisines du bassin de Roanne.

Deux ensembles doivent être distingués : les sables feldspathiques du piedmont de la Côte roannaise et les sables et argiles qui leur succèdent plus à l'Est.

g. **Oligocène. Sables feldspathiques, arkose.** Cette formation sableuse s'étend au pied et le long de la Côte roannaise sur une largeur de 1 à 1,5 km. La limite avec le Cristallin s'appuie localement sur des failles, obliques par rapport à la direction générale de l'escarpement de la Côte. Ailleurs, il s'agit d'un contact normal et l'enneolement graduel du socle apparaît quelquefois (la Chambre, les Royers, vallon de Taron, promontoire de la Rochette, etc.). A l'Est, la formation passe à un ensemble plus argileux, sans qu'il soit possible de préciser la nature du contact entre les deux ensembles.

Bien que les données précises fassent défaut, il est permis de penser que l'épaisseur atteint plusieurs dizaines de mètres.

Ces sables feldspathiques, plus ou moins argileux, sont rarement consolidés. Exceptionnellement, à la croix Lucas, un banc d'arkose s'observe sur une dizaine de mètres le long de la route D 8. Des matériaux grossiers s'intercalent dans les lits sableux, en particulier à Renaison et Saint-Alban. Ce sont des galets ou des blocs peu émoussés qui reflètent la nature pétrographique du Cristallin proche. Ainsi, à Saint-Haon, ce sont des granites à grain fin et, à Saint-Alban, des tufs et des laves du Viséen. Les galets des formations tertiaires sont généralement moins usés que ceux des alluvions quaternaires. D'autre part, leur patine très différente ne permet aucune confusion.

La formation, normalement gris verdâtre, est fréquemment tachetée de rouge brique. La rubéfaction est irrégulière et semble affecter particulièrement les bancs les plus argileux.

La stratification régulière, soulignée localement par les lits de matériaux grossiers, met en évidence un plongement général de quelques grades vers l'E.NE.

Cet ensemble de sables feldspathiques a été interprété, sur les deux éditions de la carte Roanne à 1/80 000, comme des *éboulis* (notation A), notion introduite par Le Verrier (1890, p. 20). Le cailloutis anthropique du vignoble pouvait, en l'absence de coupes, prêter à confusion. Les tranchées de la route D 8 et divers terrassements récents lèvent toute ambiguïté. La formation n'est recouverte de colluvions granitiques (sans doute en partie anthropique) que d'une manière sporadique et insignifiante. Granites et sables ont subi la même érosion et les versants granitiques se prolongent souvent dans les sables sans rupture de pente. Les remaniements sont limités aux vallons actuels.

Le faciès évoque les *sables inférieurs* de l'Oligocène, connus par ailleurs dans la région.

g. **Oligocène et formations postérieures indifférenciées. Sables argileux et argiles.** Juxtaposé au précédent et à l'Est, ce deuxième ensemble comprend des sables argileux et des argiles. La limite entre les deux unités cartographiques est relativement arbitraire car, en l'absence de coupes profondes, les observations de la tranche superficielle sont très insuffisantes. La rubéfaction semble plus rare que dans l'ensemble précédent.

Quelques sondages effectués par le C.E.A. sur la commune de Saint-André-d'Apchon (hors de la feuille mais à moins de 500 m de sa bordure orientale) éclairent la composition des couches profondes. Des marnes apparaissent à des profondeurs variables (10 à 18 m) sous un ensemble argilo-sableux ; ces marnes pourraient correspondre au calcaire stampien connu à une dizaine de kilomètres au Nord (feuille Charlieu).

Cet ensemble sablo-argileux comprendrait donc probablement des formations oligocènes et un remaniement non daté de celles-ci.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations liées à l'érosion historique des sols. Les formations liées à l'érosion historique des sols et des formations superficielles sous-jacentes ne peuvent être individualisées à l'échelle de la carte et ne sont mentionnées que pour mémoire. L'érosion anthropique a pris quelquefois les proportions d'une catastrophe. Ainsi, en 1861, une trombe d'eau dévaste les vallées de la Tache et des autres rivières prenant naissance sur le plateau de la Verrerie. En Côte roannaise, des vignes sont ravinées, voire détruites, des prairies ensevelies sous les sables et cailloux entraînés par les ruisseaux transformés en torrents ; plusieurs moulins sont emportés (*l'Écho roannais*, 11 août 1861).

Formations dérivées pour l'essentiel des roches du Paléozoïque (roches sédimentaires, volcano-sédimentaires et granitiques). Soumises à l'altération, les roches qui constituent le substrat de la majeure partie de la carte ont des comportements divers. A cet égard, les plus largement représentées, les granites à grain moyen et les microgranites, présentent une coupe-type, rarement complète, décrite de haut en bas :

— *blocaille* (1) plus ou moins dense, constituée par des fragments anguleux ou à peine émoussés de roche peu ou pas altérée, allochtones ou autochtones, de quelques centimètres, noyés dans une matrice terreuse (sol) ou arénaçée. La pédogenèse oblitère cette formation parfois réduite à quelques fragments. L'épaisseur est, en moyenne, de quelques décimètres.

— *sable* (2) résultant d'une désagrégation complète de la roche-mère, avec disparition de la texture et de la structure initiales. Un litage secondaire est plus ou moins apparent, parfois disposé à contre-pente. Des lits argileux subhorizontaux, le plus souvent d'origine pédogénétique, s'insinuent dans la formation ou la surmontent. L'épaisseur atteint 4 décimètres.

— *roche altérée* (3) à texture et structure initiales conservées, se résolvant en sable sous la simple pression des doigts ou au pic. La fragmentation des feldspaths potassiques est accompagnée d'une néoformation de kaolinite en faible proportion. Toujours plus altérés, les plagioclases sont devenus pulvérulents et blanchâtres. Les biotites montrent divers stades d'altération (chlorite, vermiculite, interstratifiés). L'étude géochimique (Dautria, 1970) semble confirmer les migrations de Fe et Mn. Cette altération se développe irrégulièrement dans toutes les directions. Le passage à une roche moins altérée est progressif.

— *roche altérée* (4) à texture et structure initiales conservées, qui se résoud en sable uniquement au pic ou bien se débite seulement en fragments. Les minéraux sont, dans l'ensemble, moins divisés et moins altérés que dans le niveau décrit ci-dessus. Néanmoins les plagioclases sont déjà pulvérulents dans la plupart des cas. Cette roche altérée passe, de manière plus ou moins progressive, parfois rapidement, à une roche pratiquement non altérée, d'abord fragmentée puis massive (selon la fréquence des joints). La roche saine, souvent non visible, mais supposée *a priori* en profondeur, peut aussi apparaître latéralement et même constituer des pointements rocheux.

Le terme *arène* est volontairement écarté de cette description en raison de son ambiguïté. Utilisé au XIXe siècle pour désigner un *sable* (au sens étymologique), il est appliqué depuis quelques décades à des granites altérés à texture et structure conservées. Si ces roches représentent un sable virtuel, il importe de bien les distinguer de la formation décrite ci-dessus (sable) ou encore des colluvions granitiques (*arènes transportées*). Le terme vernaculaire *gore* recouvre indifféremment ces diverses entités.

Dans cette coupe-type, la succession est immuable, mais certaines formations peuvent faire défaut. Les profils les plus fréquemment observés sont : 1/2/3 et 1/3 ou 1/4. Localement, il a été reconnu des blocailles altérées entre 1 et 3. Le cas le plus simple, 3 ou 4 seul représenté, est certainement le plus répandu sur le territoire de la feuille.

La nature de la roche, notamment son grain, probablement sa porosité et la fréquence des joints sont autant de facteurs déterminants pour la genèse des blocailles ou, inversement, des sables de désagrégation. C'est ainsi que les granites à grain fin et certains microgranites alimentent essentiellement les blocailles, tandis que le granite à grain moyen et les microgranites en nappe aboutissent à la formation sableuse.

Indépendamment de la nature des roches-mères, l'extension de ces formations paraît liée à d'autres caractéristiques du versant, orientation et pente en particulier. En d'autres termes, le complexe d'altération varie suivant la morphologie. La part des ablations, généralement inconnue, rend délicate l'interprétation de la coupe-type.

Observée dans plusieurs carrières, la formation décrite en 2 semble résulter essentiellement de la solifluxion d'une masse altérée. La démonstration en est donnée par la petite carrière située en bordure de la route de Saint-Clément à la Chabanne, où la formation litée est surmontée par la roche saine à texture conservée. Le glissement s'effectue généralement suivant des plans peu différents du versant actuel. Les structures primaires de la roche (joints argileux, filonnets apliques, etc.) soulignent parfaitement le rabattement sur le versant. Il en résulte que cette formation peut être récente et même postérieure aux blocailles qui la surmontent le cas échéant.

Ces blocailles de la partie supérieure ne doivent pas être confondues avec les grandes nappes de blocailles notées CR. Plusieurs carrières (par exemple celle de Saudet entre Saint-André-d'Apchon et Arcon) révèlent qu'elles sont alimentées par le récent démantèlement de pointements proches.

Cette coupe-type du complexe d'altération a été décrite par plusieurs auteurs, en diverses régions : E. Coulet, en Margeride (1952) ; J. Beaujeu-Garnier, en Limousin (1953), etc. Pour la région forézienne, elle a été particulièrement précisée par H. Erhart. Ce dernier, après avoir étudié quelques profils en Auvergne, considère qu'ils représentent « toute la phase post-glaciaire ».

Si l'identification de chacune des formations du complexe d'altération est simple à l'examen des coupes, il est malaisé d'en extrapoler les enseignements en terrain couvert. Les coupes continues, comme celles d'une route par exemple, révèlent en outre la grande irrégularité des épaisseurs et la variété structurale de ces formations. La carrière de Vergnassière, à Saint-Priest-la-Prugne, est particulièrement instructive à cet égard : la désagrégation du microgranite aboutit tantôt à un sable, tantôt à des blocailles ; l'irrégularité de l'altération se traduit par l'existence de « noyaux » de quelques mètres-cubes plus résistants, qui peuvent même affleurer très localement.

Une cartographie à 1/50 000 des unités fondamentales est par conséquent difficilement réalisable. Les *unités cartographiques* représentent donc des *ensembles* qui procèdent nécessairement d'une certaine généralisation.

Ensemble de roches non altérées. Cité ici pour mémoire, cet ensemble est représenté par des teintes plus vives que le suivant. Il se caractérise par des roches pratiquement non altérées, affleurantes ou recouvertes de formations superficielles négligeables et occupe les entailles subactuelles ainsi que certains sommets ou promontoires.

A. **Ensemble d'altération indifférencié.** Cet ensemble regroupe des pointements rocheux isolés (roche peu ou pas altérée), des roches à divers degrés d'altération et, en moindre quantité, des sables granitiques peu ou pas transportés, des colluvions (blocailles en particulier) très localisées. L'irrégularité de l'altération, son indépendance par rapport au détail du relief actuel, son extension importante en surface, limitée à quelques mètres en profondeur, caractérisent cet ensemble.

Les granites et microgranites se présentent suivant la coupe-type décrite précédemment. Les schistes et les formations volcano-sédimentaires constituent des blocailles à matrice argileuse.

A R. Ensemble d'altération de la Côte roannaise. Le long de la Côte roannaise, en bordure des terrains oligocènes, le substrat paraît plus altéré. Par rapport à l'ensemble précédent, il convient de noter une plus grande rareté des affleurements rocheux et, d'une manière générale, des roches saines. Bien visible sur les photographies aériennes, son extension correspond également à une zone d'occupation humaine privilégiée (vignoble). Le profil originel des formations superficielles y est souvent perturbé.

Ensemble d'altération lié aux structures tectoniques. Une altération d'extension linéaire et qui s'enracine en profondeur est liée à des zones fracturées et à des mylonites. Ces accidents généralement subverticaux rendent compte de la faible puissance de la zone altérée qui ne donne pas lieu, pour cette raison, à une représentation particulière sur la carte.

L'argilisation due à l'altération des silicates broyés caractérise ces fractures, soulignées en outre par des colorations particulières (gamme des jaunes ou rouge violacé) dans les roches encaissantes. Lorsque les accidents sont très rapprochés, il peut en résulter une aire particulièrement altérée sans qu'il soit pour autant aisé de la cerner. Les abords de la grande faille du Forez (Saint-Priest-la-Prugne) offrent des exemples de cette particularité. L'ensemble d'altération de la Côte roannaise pourrait être dû en partie au même phénomène.

CR. Formations à blocailles : blocs hétérométriques et sables argileux. Non représentées sur les cartes antérieures, les formations à blocailles sont particulièrement développées dans les monts de la Madeleine et les Bois-Noirs. Elles sont alimentées essentiellement par des roches qui se débitent en fragments : microgranites, granites à grain fin ; les granites à grain moyen eux-mêmes contribuent à former ces blocailles.

La composition et les caractères morphologiques conduisent à distinguer :

- les blocailles de la « haute surface » de la Madeleine et des Bois-Noirs ;
- les blocailles des hauts-versants dans les mêmes massifs.

Formation à blocailles de la « haute surface ». En Madeleine, cette formation s'étend du plateau de la Verrerie au bois Vague en passant par le gué de la Chaux, sur la « haute surface » qui se maintient partout au-dessus de 950 m d'altitude. Dans les Bois-Noirs, la même formation se développe au-dessus de 1000 m, principalement au Nord-Est du puy de Montoncel.

Les coupes, dues à des travaux de voirie, mettent en évidence l'irrégularité de la formation dont l'épaisseur varie de 0,5 à 2 ou 3 mètres. Il ne semble pas qu'il y ait une relation entre l'épaisseur et le modelé actuel.

Hétérométrique, la formation comprend des sables granitiques et des fragments anguleux des diverses roches du substrat. Les matériaux grossiers témoignent d'un déplacement plus ou moins important : décimétrique à la base de la formation, multimétrique, mais difficile à apprécier, au sommet.

L'existence probable d'une calotte glaciaire au Würm et antérieurement peut rendre compte en partie de la genèse de ces blocailles. Il est beaucoup plus malaisé de faire la part éventuelle des reliquats de formations pré-glaciaires. A la suite de H. Baulig (thèse, 1928), plusieurs géographes ont interprété la « haute surface » comme le résultat de l'érosion éogène.

Formations à blocailles des hauts versants. Les formations à blocailles des hauts versants se situent morphologiquement entre la formation de la « haute surface » et les blocailles moins importantes intégrées dans les ensembles d'altération. Elles sont cantonnées, en raison du relief mais aussi de la nature des roches, aux monts de la Madeleine et au massif des Bois-Noirs.

Les blocailles des versants se raccordent parfois à celles de la « haute surface ». Lorsque les contours coïncident, comme au Nord-Est du gué de la Chaux, il est évidemment malaisé de les distinguer. Mais, généralement, elles se développent d'une manière indépendante. C'est ce qui s'observe en particulier dans les monts de la Madeleine où les versants à blocailles sont surtout orientés à l'Ouest, au Nord-Ouest ou

au Nord. Ils se caractérisent en outre par une régularité qui facilite leur délimitation sur photographies aériennes. Leur pente, assez constante, est de 20 à 25 grades.

Des blocailles se rencontrent aussi sur des pentes beaucoup plus irrégulières. Elles recouvrent pratiquement tous les versants des Bois-Noirs, quelle que soit leur orientation.

La rareté des coupes entraîne une connaissance très insuffisante de l'épaisseur (1 à 3 m) et de la structure interne de ces formations à blocailles. En surface, elles se signalent par des nappes de blocs à peine masqués par les sols. Les coupes récentes de la route de la Croix-Trévingt au gué de la Chaux laissent entrevoir le mécanisme d'alimentation. La roche en place, très diaclasée, passe vers le haut à des blocs disjoints, peu déplacés, recouverts par d'autres blocs alignés dans le sens de la pente et s'enracinant plus en amont.

Du point de vue minéralogique, l'étude par diffraction des rayons X n'a révélé aucun minéral cristallisé dans un échantillon prélevé non loin du rocher de Rochefort. Au barrage du Rouchain, selon la même méthode, la fraction fine de la matrice des blocailles révèle la présence constante de kaolinite (30 % environ) ; la montmorillonite disparaît progressivement avec la profondeur au bénéfice des minéraux micacés dont elle dérive sans doute par altération.

Ces formations à blocailles paraissent analogues aux *chirats* du Pilat et aux *clapiers* du Velay. Comme ces derniers, elles pourraient résulter de phénomènes périglaciaires wurmiens.

C. Colluvions indifférenciées des fonds de vallons : sables plus ou moins argileux. —

CF. **Colluvions et alluvions indifférenciées.** Indépendamment des colluvions pouvant exister, très localement, ou sur une faible épaisseur, au sein des ensembles d'altération, des colluvions sont individualisées dans les fonds de vallons ou vallées. Il s'agit, plus exactement, d'ensembles colluviaux, dont la genèse et la composition résultent de facteurs divers. Leur situation est variable par rapport au réseau hydrographique actuel : tête des vallons, chapelets au long des ruisseaux de part et d'autre des alluvions actuelles.

Ces colluvions sont souvent bien délimitées morphologiquement. Elles tapissent les formes en berceau qui s'évasent largement dans les parties hautes du relief. Vers l'aval, elles disparaissent au point où succède un profil en V, souvent taillé directement dans la roche. Ce sont donc, en quelque sorte, des « formations suspendues » actuellement sans lien direct avec les alluvions des vallées ou les colluvions situées, le cas échéant, plus en aval. L'échelle de certains vallons ne se prêtant pas à une représentation convenable des colluvions, celles-ci sont indiquées par une flèche.

Dans les vallées la proximité des sources se traduit fréquemment par une confusion des colluvions et des alluvions naissantes. Leur délimitation est malaisée ; aussi plusieurs lambeaux sont-ils notés CF.

L'épaisseur des colluvions semble extrêmement variable. Probablement maximale dans la zone axiale des dépressions (qui ne coïncide pas nécessairement avec le thalweg actuel), elle diminue sur les bordures. Quelques indications ponctuelles montrent que le substrat est fréquemment situé en-dessous de 2 mètres.

Les points d'observation, limités à des ravinements actuels ou à des travaux d'adduction, permettent de définir les caractéristiques générales de ces formations.

Elles se composent de blocailles anguleuses noyées dans une matrice sablo-argileuse. La taille et la proportion des éléments grossiers comme des parties fines varient beaucoup sur quelques mètres et dans tous les sens. Aucun classement n'apparaît. Des lits argileux, souvent gleyifiés, un profil superficiel marécageux témoignent d'une évolution tourbeuse. A la tête des thalwegs, sur la « haute surface », se rencontrent de véritables tourbières ; les plus caractéristiques sont signalées sur la carte par une surcharge particulière. Sous la tourbe s'observe un gley plus ou moins développé, un sable granitique ou un granite altéré à concrétions ferrugineuses, le substrat altéré ou des colluvions grossières (gué de la Chaux).

Les colluvions des fonds de vallées présentent des matériaux encore hétérométriques mais où la proportion de blocailles est moindre. C'est, pour l'essentiel, un sable grossier feldspathique, peu argileux. Un début de classement s'observe parfois.

La genèse des colluvions « hautes » qui emplissent les vallons en berceau doit résulter de conditions périglaciaires ; la solifluxion, notamment, a dû jouer un rôle important. Une solifluxion actuelle se décèle, localement, aux abords des dépressions et trahit peut-être un mouvement d'ensemble de la masse colluviale.

La détermination de l'âge de ces colluvions peut s'appuyer sur l'examen du profil des thalwegs et dépend de la chronologie des glaciations, fort mal connue dans tout le massif forézien. Le Würm ayant nécessairement imprimé son cachet sur toutes les formations, la question se pose de savoir si ces ensembles colluviaux peuvent résulter d'une somme de plusieurs phases périglaciaires.

F, RF. Alluvions anciennes indifférenciées, nappes très dégradées ou résiduelles. Si l'on excepte les alluvions anciennes confondues avec les alluvions actuelles sous la notation Fy-z, il ne s'agit que de lambeaux réduits dont le plus grand développement se situe sur la rive droite du Renaison en aval de la localité du même nom. A cet endroit, l'épaisseur des alluvions résiduelles est de l'ordre de 0,5 à 1,5 mètre. Les rares coupes montrent des galets de roches dures enrobés dans une matrice sablo-argileuse qui doit dériver en partie de l'altération des galets granitiques. Ces alluvions sont masquées localement par des colluvions sableuses provenant du remaniement des formations oligocènes.

Un très étroit lambeau d'alluvions anciennes a été découvert, sur la rive droite du Rouchain, par les travaux entrepris pour la construction d'un barrage. Situées à une dizaine de mètres au-dessus du lit actuel, ces alluvions sont masquées par des blocailles de versant.

Rien ne permet de dater les divers lambeaux d'alluvions.

Fz. Alluvions actuelles et subactuelles. Les alluvions actuelles ne prennent de l'importance que le long de la Besbre, très localement dans la vallée du Sichon, pour les affluents de l'Allier, et au débouché du Renaison dans la plaine tertiaire de Roanne, pour ce qui concerne le versant de la Loire.

Le long du réseau secondaire, elles constituent parfois d'étroites plages séparées par des seuils rocheux. Vers les sources, les apports latéraux dominent le transport longitudinal (notation CF).

Les données manquent quant à l'épaisseur de ces alluvions. Leur composition dépend assez étroitement des formations présentes sur les versants d'alimentation.

X. Dépôts anthropiques. Seuls les remblais et déblais d'une certaine importance ont été figurés. Ils sont généralement liés à des travaux miniers (Charrier, Limouzat, barrage de la Besbre). Très localement, le remblai d'anciennes voies de chemin de fer désaffectées est indiqué (Saint-Alban-les-Eaux). Le même figuré signale par ailleurs des excavations ou des remaniements de terrain (barrage du gué de la Chaux).

TECTONIQUE

La feuille Mayet-de-Montagne couvre une partie du Nord-Foréz dans lequel les orogénèses précambriennes et calédoniennes n'ont pas laissé beaucoup de traces.

Une intense activité magmatique au Permo-Carbonifère oblitère les structures anciennes. Les grands traits du paysage actuel sont dus principalement aux tectoniques hercynienne et alpine.

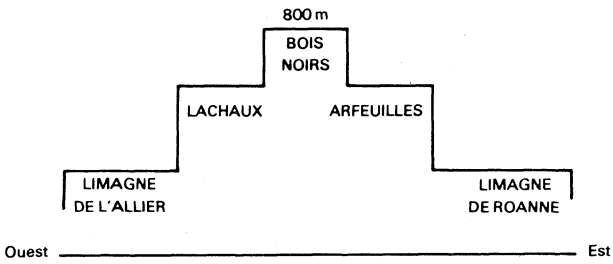
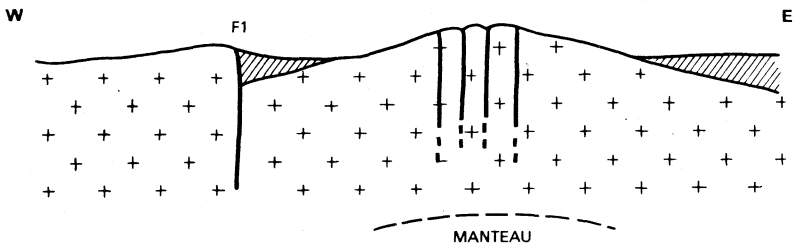
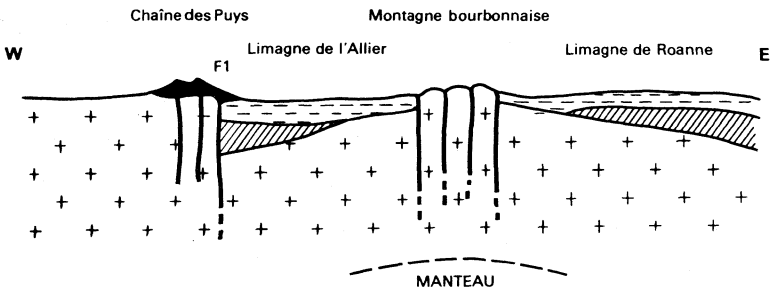


Fig. 2a - Coupe altimétrique des différents compartiments de la Montagne bourbonnaise (d'après R. Pèlerin - C.E.A.)



1 VOUSURE DU SOCLE (début Oligocène)



2 ASPECT ACTUEL DE LA STRUCTURE



Socle



Sédimentaire



Volcanisme

F1 Faille de la bordure occidentale (St-Pourçain, Aigueperse, Châtel-Guyon, Clermont)

Fig. 2b - Reconstitution schématique de la formation de la structure en horsts et graben de la Montagne bourbonnaise (d'après Cuney, 1974)

Tectonique hercynienne

Selon A. Poughon et M. Moreau (1955), on peut distinguer les directions dominantes suivantes :

- une direction à l'origine est—ouest, actuellement modifiée W.NW—E.SE par une tectonique tangentielle. Cette direction est matérialisée par des zones de mylonites recristallisées ;
- une direction de N.NW—S.SE à NW—SE résultant d'une tectonique tangentielle qui, avec des zones de torsion ou cassures, a permis la mise en place des filons microgranitiques ;
- une direction subméridienne (sensiblement N—S ou NW—SE) qui est due à une tectonique cassante donnant naissance à de nombreux filons de quartz hydrothermaux.

Dans le Sud-Est du territoire de la feuille apparaît un système de fractures orientées NE—SW. Cette fracturation est empruntée par des émissions aplitiques.

Tectonique alpine

Elle a beaucoup affecté les zones situées à l'Est du Sillon houiller en les cassant, les relevant et les basculant (J. Geffroy, 1964). Elle est essentiellement responsable de la géomorphologie actuelle de la montagne Bourbonnaise.

La tectonique alpine, de style cassant, est caractérisée par une reprise d'anciens accidents hercyniens N—S et NW—SE. Elle sépare, par des failles N—S, les massifs granitiques des bassins d'effondrement (Limagne de l'Allier et Limagne de Roanne).

Les failles majeures ont divisé le horst granitique du Nord-Forez en trois panneaux : ce sont, d'Ouest en Est, les compartiments de Lachaux (I), des Bois-Noirs (II) et d'Arfeuilles (III). Ils ont été surélevés et basculés vers le Nord (fig. 2a). Selon M. Cuney (1974), ces grandes failles, dont le rejet vertical n'est pas nécessairement très important, peuvent représenter seulement les cassures d'une énorme voussure anticlinale. Celle-ci a été élaborée sous un manteau anormal et à un endroit de faible densité (Forez).

Le schéma structural du Nord-Forez résulterait des modifications dues à la fois aux mouvements de bascule et aux phénomènes de plissement. Dans cette hypothèse, on considère que :

- le compartiment III (Arfeuilles, la Madeleine), relativement stable dans le sens longitudinal, aurait cependant basculé un peu vers le Nord. Ce léger mouvement a offert aux phénomènes d'érosion toute la partie septentrionale où la couverture microgrenue a été enlevée (Arfeuilles, Droiturier) ; il a, par contre, conservé au Sud les assises volcano-sédimentaires (pays d'Urfé). Le granite de Madeleine, faciès superficiel des Bois-Noirs (s./.), situé dans la zone-charnière, est recouvert par les microgranites, sauf les quelques endroits où il apparaît sous forme de fenêtres ;
- les compartiments I et II (Lachaux et Bois-Noirs) ont basculé vers le Nord d'une part et ont glissé vers le Sud d'autre part.

Cependant, l'intensité des mouvements n'est pas uniformément répartie dans les deux compartiments. Celui des Bois-Noirs (II) a subi un rejeu vertical et un décrochement horizontal vers le Sud, beaucoup plus importants comparativement au compartiment de Lachaux (I). Cette inégalité de modification dans le sens longitudinal a fait que le compartiment des Bois-Noirs (II) se trouve décalé vers le Sud d'une dizaine de kilomètres par rapport à Lachaux (compartiment I) et davantage encore par rapport à la Madeleine (compartiment III). Par le mouvement de bascule (modification dans le sens vertical), les deux compartiments Lachaux et Bois-Noirs s'envoient sous la couverture sédimentaire tertiaire au Nord, mais offrent leur côté méridional à l'érosion (fig. n° 3a-3b).

Les aires pourvues d'une couverture microgrenue (Saint-Alban, Charrier, Saint-Priest-la-Prugne, Lavoine, Châteldon) correspondraient à l'axe de basculement (ligne AB de la figure n° 3a).

C'est dans cette zone de charnière que l'on a découvert les gisements cupro-stannifères (Charrier) et uranifères (Limouzat).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

GÎTES ET INDICES DE MINÉRALISATION

La région (feuille le Mayet-de-Montagne) est connue pour ses gisements uranifères (Limouzat) et cupro-stannifères (Charrier) ainsi que pour ses minéralisations très variées. Celles-ci accompagnent souvent l'uranium, le cuivre, l'étain dans leurs dépôts, mais peuvent former de véritables indices.

Uranium

L'uranium, cristallisé ou non, est abondant et se combine aux oxydes pour former la pechblende, l'uraninite ; aux phosphates, la chalcocite, l'autunite, la parsonsite ; aux silicates, la coffinite, l'uranolite ; aux sulfates, l'uranopilite. Il peut se retrouver abondamment en tant que produit de remaniement secondaire : la gummite (mélange d'oxyde d'uranium, de silicates et phosphates divers), les produits jaunes radioactifs non identifiés et les oxydes noirs d'uranium non déterminés.

Pechblende. Concrétionnée ou massive, c'est un mélange en proportions variables d' UO_2 cryptocristallin et d' UO_3 amorphe. Filonienne ou en amas, la pechblende renferme de 75 à 85 % d'uranium, des teneurs variables en plomb, des traces de bismuth, de thorium, de zinc, de cuivre, d'argent, de cobalt...

Uraninite. De formule UO_2 , cristallisée en cubes nets, elle est très fréquente dans les granites sains des Bois-Noirs et du Mayet-de-Montagne où elle a la particularité d'être plus thorifère (7 % de thorium) que celle du Limousin et de la Vendée (2 % de thorium). Ses autres constituants sont l'uranium (75 à 85 %), le plomb (3 %) et des traces de silicium, de fer, de calcium, d'arsenic, de phosphore, de zirconium, de titane, de terres rares et d'yttrium.

Chalcocite. De formule $\text{Cu} (\text{UO}_2)_2 (\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12 (\text{H}_2\text{O})$, elle est facilement reconnaissable par sa couleur verte caractéristique. Elle admet dans sa composition, en dehors des principaux constituants : Cu, U, P, O, des traces de plomb, de calcium, d'étain, de nickel, de zinc, d'arsenic et de bismuth.

Aurunite. Ayant pour formule chimique $\text{Ca} (\text{UO}_2)_2 (\text{PO}_4)_2 \cdot 10-12 \text{H}_2\text{O}$, l'autunite des Bois-Noirs et du Mayet-de-Montagne renferme de 40 à 70 % d' UO_3 , 4 à 5,5 % de CaO, 12 à 14 % de P_2O_5 , environ 2 % d'eau, des traces de plomb et de fer.

Coffinite : $\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x} (\text{OH})_4$, très rare, apparaissant dans les fissures de retrait de sphérolites, de pechblendes. Elle en sort sous forme de gerbes rayonnantes ou envahit complètement les pechblendes (M. Cuney, 1974). Généralement métamicté, elle constitue une des caractéristiques distinctes de la coffinite anhydre du Limousin.

Uranolite : $\text{Ca} (\text{UO}_2)_2 \text{Si}_2 \text{O}_7 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, formant des aiguilles jaunes, très fines et fragiles, rayonnantes, dans les cavités de feldspath ou de silice rouge à pechblende.

Uranopilite : $[(\text{UO}_2)_6 (\text{SO}_4) (\text{OH})_{10} \cdot 12\text{H}_2\text{O}]$. Elle se rencontre fréquemment dans la mine du Limouzat. C'est un produit d'uranium secondaire qui se forme très rapidement à la surface des silices rouges, dès l'ouverture d'une galerie de mine.

lanthinite ($2\text{UO}_2, 7\text{H}_2\text{O}$). C'est un produit d'uranium secondaire très fréquent en surface de la mine.

A noter, en outre, la *parsonsite*, $\text{Pb}_2 (\text{UO}_2) (\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, principal minéral d'uranium de la mine de Lachaux (feuille Maringues).

L'exploitation des mines des Bois-Noirs a livré au Commissariat à l'énergie atomique (C.E.A.), environ 5 600 tonnes d'uranium-métal.

En dehors des gisements d'uranium du Limouzat et de Lachaux (feuille Maringues), de nombreux indices uranifères ont été découverts sur la faille du Forez et sur l'axe tectonique N 45° W allant de Lavoine à Lagadaillère, dans la région des Sapins, au Sud du Mayet-de-Montagne. Ces indices d'uranium ne sont pas isolés, mais rassemblés et

forment selon les géologues du C.E.A. des « constellations » (*). Ces dernières s'orientent principalement est-ouest et se rencontrent souvent dans les zones où les granites subissent une recristallisation mylonitique due, soit à la mise en place d'un autre granite plus récent, soit à des fractures par failles :

- constellations Sapins situées à la limite entre les Bois-Noirs et le Mayet-de-Montagne ;
- constellations Lavoine—Lagadaillère, à la limite entre les Bois-Noirs et la Guillermie, proches de la cassure N 45° W ;
- constellations Saint-Rémy-sur-Durolle (feuille Noirétable), près de la limite entre le granite calédonien (Château-Gaillard) et les granites des Bois-Noirs ;
- constellations Neuves-Maisons (feuille Lapalisse) à la limite entre les granites de la Madeleine (Bois-Noirs) et d'Arfeuilles (Mayet-de-Montagne).

Les minéralisations uranifères du Limouzat sont liées au granite des Bois-Noirs. Il y a une venue unique de l'uranium qui se situerait entre 240 millions d'années (Mouroux, 1970) et 265 millions d'années (Durand, 1963). Le mécanisme du transport et les conditions du dépôt de pechblende présentent les grands traits suivants :

En général, l'uranium est particulièrement soluble en milieu carbonaté. Dans les Bois-Noirs, il est probablement transporté sous forme de carbonates d'uranyle du type $UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2^{2-}$ à Eh faible et/ou du type $UO_2(CO_3)_2^{4-}$ à Eh plus élevé. Dans cette phase (solution) minéralisante se trouvent en équilibre d'autres éléments ou composés chimiques tels que H_2S , HS^- , S^{2-} , hydrocarbures gazeux, Fe^{2+} ... Ces carbonates d'uranyle auraient été stabilisés par la baisse de la pression de CO_2 de la solution, baisse résultant de la précipitation de $CaCO_3$ où entre en réaction, d'une part le CO_2 de la solution et d'autre part le Ca provenant de l'altération des plagioclases des roches vertes basiques (lampoxyphres) abondantes dans le granite encaissant. Les complexes carbonatés déstabilisés libèrent l'ion uranyle UO_2^{2+} et/ou l'uranyle hydroxydé $UO_2(OH)^+$ qui, pour pouvoir précipiter sous forme d' UO_2 , doivent être réduits au préalable par les agents réducteurs. Ces derniers (H_2S , HS^- , S^{2-} , hydrocarbures gazeux) sont déjà présents en solution avec l'uranium. Donc, la totalité de l'uranium est précipitée sous forme de pechblende à des températures voisines de 100° (entre 60 et 120°) et, durant le dépôt de la pechblende, le fer bivalent reste stable. C'est ainsi qu'on a trouvé dans les Bois-Noirs, la paragenèse pechblende (ou uraninite)-pyrite-calcite. C'est seulement à la phase suivante, lors des venues des « silices hématoides » (ou silices rouges) que le fer bivalent est oxydé en fer trivalent et on assiste à la transformation de pyrite (FeS_2) en hématite (αFe_2O_3) et au remplacement partiel de la pechblende (UO_2) par la coffinite [$U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$]. Enfin, la phase laramienne (vers 65 millions d'années = limite Crétacé-Tertiaire), épisode de remaniement supergène très important, donne de nombreux minéraux d'uranium secondaire.

Cuivre

C'est la principale minéralisation du gisement de Charrier qui a été exploité de 1872 à 1953 avec des périodes d'interruption. La production totale est de l'ordre de 1000 tonnes de cuivre-métal et 760 tonnes d'étain-métal.

A part la *chalcopyrite* et le *cuivre gris* qui sont de loin les minéraux essentiels du gisement, M. Picot (1954) a signalé d'autres espèces minéralogiques telles que : *bornite* (Cu_5FeS_4), *covelline* (CuS), *chalcosine* blanche ou bleue (Cu_2S), *énargite* (Cu_3AsS_4), *wittichénite* (Cu_3BiS_3), *stroméyélite* ($CuAgS$), *roquésite* ($CuInS_2$), *panabase* ou *tétraédrite* (Cu, Fe)₁₂Sb₄S₁₃.

(*) Constellations uranifères : rassemblement de points d'indices d'uranium égaux ou supérieurs à 150 chocs/seconde A.V.P. très denses s'étendant sur une zone très limitée (dizaines à centaines de mètres).

Le cuivre peut exister en dehors de la mine de Charrier. C'est ainsi que de nombreux filons de quartz renferment :

- chalcopyrite, oxyde de fer et cuivre, à Saint-Victor-Montvianeix ;
- *malachite* à Puyravel (Nord de Ferrières-sur-Sichon) ;
- fluorite, galène et chalcopyrite à Combre (Sud-Ouest de Saint-Just-en-Chevalet).

Enfin, il est à remarquer que, dans l'histoire de la minéralisation de l'uranium du Limouzat, la chalcopyrite est remplacée par la chalcosine puis la covelline et que le remaniement secondaire amène la formation de la *chalcolite* : $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)$.

Étain

L'étain a été exploité à Charrier, en même temps que le cuivre, soit à partir des amas riches en cuivre (2 à 3 %) et en étain (inférieur à 4 %), soit à partir des minerais tout-venant ayant 0,6 % de cuivre et 0,75 % d'étain.

Le principal minéral d'étain est la *cassitérite*.

La minéralisation cupro-stannifère de la mine de Charrier est liée à la fois à des roches andésitiques et granitiques. Selon M. Picot (1954), le gisement se présente sous forme d'une dizaine d'amas situés entre la limite des roches vertes surmicacées du complexe andésitique et la couverture schisteuse entièrement chloritisée. La mise en place du granite de la Madeleine qui métamorphose le lambeau volcano-sédimentaire, par contact, semble avoir joué un rôle important dans les paragenèses minérales (chalcopyrite-bornite, puis cassitérite-magnétite) de la mine de Charrier. Cet auteur a montré que la minéralisation de l'étain serait primaire (337 MA = âge du granite de la Madeleine) ; celle du cuivre, plus tardive, serait subordonnée à la phase hydrothermale qui transforme les roches vertes basiques en chlorite et en lépidomélane (324 ± 16 MA). Parmi le cortège minéralogique du cuivre, la présence de la chromite [(Fe, Mg) (Cr, Al)₂O₄] résiduelle, un minéral accessoire type des roches basiques et ultrabasiques, a amené M. Picot à chercher l'origine du cuivre dans le complexe andésitique dont certaines volcanites ont une teneur en cuivre supérieure à 120 ppm.

Baryum

Le baryum est assez fréquent dans le territoire de la feuille Mayet-de-Montagne, mais se trouve associé au fluor et/ou au plomb, sauf quelques indices plus importants au Sud de Moulins (Mésiré) et aux environs de la Chabanne (Barlaud, la Jury, les Plans). On rencontre généralement des filons puissants de quartz auxquels sont associées la fluorite et la *baryte* (environs de Saint-Just-en-Chevalet : Fonthieure, Chazelle ; entre Saint-Clément et la Chabanne : Golliard, Ramillard ; à Contenson, feuille Noirétable).

Fluor

La *fluorite* n'a pas fait l'objet d'exploitations, mais constitue de sérieux indices connus jusqu'à présent.

De nombreux filons baryto-fluorés à gangue quartzreuse ont été déjà décrits. On rencontre au puy de Saule (Nord de Saint-Victor-Montvianeix), à la scierie de Besbre (Nord-Ouest de la Chabane) des filons de quartz riches en fluorite ; à Chazelle et Combre (Sud-Ouest de Saint-Just-en-Chevalet), à Rivière (Sud-Est de Saint-Clément), les filons de quartz sont imprégnés de fluor, de plomb, de cuivre et de fer.

Dans la mine du Limouzat, on signale à — 400 m un filon de fluorite verdâtre qui prend une couleur violet foncé au contact du quartz enfumé filonien. La venue de fluorite est postérieure à la phase du dépôt de quartz enfumé et rubané.

Fer

Le fer a joué un rôle assez important dans la formation de la mine d'uranium à Limouzat ; il est aussi un des accompagnateurs des minéralisations cupro-stannifères de Charrier (paragénèses chalcopryrite-bornite et cassitérite-magnétite). Il peut encore se présenter sous forme de marcasite, d'hématite, mispickel, löllingite, panabase, lépidomélane, melnicovite ($\text{Fe}_3 \text{S}_4$).

Arsenic

Le mispickel forme le seul indice connu au Sac. Il se rencontre fréquemment dans les mines de Charrier et du Limouzat, avec d'autres minéraux d'arsenic, tels que la löllingite (Fe As_2), l'énergite.

Plomb

La galène se trouve dans presque tous les filons de quartz minéralisés. Il est aussi un minéral courant des mines du Limouzat et de Charrier.

Enfin, citons quelques curiosités minéralogiques rencontrées plus rarement dans ces deux mines :

— la *whewellite* ($\text{CaC}_2\text{O}_4, \text{H}_2\text{O}$). C'est un oxalate de calcium qui existe de manière stable seulement dans les organismes vivants. On envisage sa formation par dégradation de substances organiques plus complexes (calcaires à Encrines, schistes volcano-sédimentaires, tufs anthracifères) sous l'action des solutions minéralisantes. Elle constitue la seconde occurrence en France, après celle décrite par Ugemach (1909) dans la mine de Saint-Sylvestre, Urbeis (Alsace) ;

— la *palygorskite* : $(\text{Mg}, \text{Al})_2 \text{Si}_4\text{O}_{10} \text{OH}, 4 \text{H}_2\text{O}$, minéral argileux essentiellement magnésien ;

— la *cérusite*, l'*ankérite* : $\text{Ca} (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}) (\text{CO}_3)_2$, la *boulangérite* : $\text{Pb}_5 \text{Sb}_4 \text{S}_{11}$, la *bismuthinite*, la *molybdénite*.

Analyse chimique

Le tableau n° XIII montre les teneurs des éléments en traces dans les filons de quartz ou les brèches minéralisées.

AUTRES RESSOURCES MINÉRALES

En dehors des mines du Limouzat et de Charrier, diverses roches ont fait l'objet d'une exploitation industrielle ou artisanale.

Calcaire de Ferrières-sur-Sichon. Sa teneur en CaO , de l'ordre de 45 % a justifié l'exploitation du calcaire de Ferrières-sur-Sichon, dans la fabrication de la chaux ($x = 701,33$ et $y = 114,81$). Mais comme ce calcaire est cristallin et compact par métamorphisme de contact, il est utilisé parfois pour servir de pierre de taille.

Granite porphyroïde calco-alcalin à biotite et amphibole (type Mayet-de-Montagne). Les grands porphyroblastes de feldspath rose, parsemés sur un fond sombre, donnent un joli aspect au granite du Mayet. Ce dernier est taillé souvent comme pierre ornementale ou pour des monuments ($x = 700,81$ et $y = 119,85$).

Empierrements. Les routes de la région ont été empierreées par les roches trouvées sur place et fournies principalement par les grès viséens de Ferrières, les tufs andésitiques de Chambodut (Saint-Just-en-Chevalet) ou les microgranites des Noës.

HYDROLOGIE

Le fait d'avoir trouvé dans les formations tertiaires à Épalus, Bert (Nord-Ouest d'Arfeuilles) de nombreux indices uranifères et des couches d'argile rouge, a amené Poughon (1962) à penser à un important réseau hydrographique oligocène. Ce dernier, par l'intermédiaire des eaux météoriques, aurait amené dans les bassins sédimentaires des éléments dissous (fer, uranium, matières carbonneuses) des roches granitiques (Bois-Noirs et Mayet) et des formations volcano-sédimentaires viséennes.

Le réseau hydrographique actuel reste encore relativement dense avec de nombreuses rivières qui se jettent toutes dans la Loire et avec une quantité importante de ruisseaux qui parcourent pratiquement toute la région.

Certains cours d'eau ont été rajeunis par l'effondrement des bassins de la Loire et de l'Allier ; ils présentent de fortes pentes dans leur tronçon situé entre les horsts granitiques et les graben. Dans ces zones de morphologie accidentée, la frange d'altération est peu épaisse et la roche est pratiquement imperméable ; les phénomènes de ruissellement sont prédominants. C'est ce que semble confirmer le module d'étiage de $700 \text{ m}^3/\text{an}/\text{ha}$ de la rivière la Besbre à Châtel-Montagne (au Nord, feuille Lapalisse) ; le bassin versant de 135 km^2 est essentiellement formé de roches cristallines.

Sous la frange d'altération, une zone fissurée constitue un réservoir, difficile à apprécier, car il dépend de l'état local de la répartition des fractures. On ne dénombre pas moins de 8 directions de fractures, des filons et dans le détail plusieurs réseaux de fissures et de diaclases : les fractures principales sont dues principalement aux tectoniques hercynienne et alpine (cf. tectonique).

D'après H. Sanselme (C.E.A.), les fractures hercyniennes sont en général « aveuglées » par l'argile, tandis que la circulation dans les fractures alpines, largement béantes (fractures de distension ouvertes), est notable même à travers le remplissage : $200 \text{ m}^3/\text{h}$ de débit à la faille de Saint-Priest traversant l'exploitation du C.E.A. et se prolongeant sur $1,5 \text{ km}$.

On peut donc penser que les circulations profondes sont beaucoup plus importantes que les débits superficiels.

Les autres rivières ont des débits d'étiage du même ordre, compris entre 500 et $1\ 100 \text{ m}^3/\text{an}/\text{ha}$, en particulier le Sichon ou, moins importants, comme l'Isable, le Boën, la Morge, la Gredogne, le Renaison (ou la Tache), le Creusier, le Vaux (l'Aix), le Ban, l'Étui.

EAUX MINÉRALES ET THERMALES

Quelques sources sont captées à Laprugne, Saint-Alban-les-Eaux, Renaison. Elles sont ou ont été classées dans la catégorie des sources thermo-minérales. Elles font partie de la province des eaux bicarbonatées sodiques et semblent être liées à des failles provoquées par des accidents du socle. Les principales caractéristiques des eaux bicarbonatées sodiques sont :

- $\text{pH} < 7$ qui donne à l'eau le caractère acide et agressif ;
- quantité importante de CO_2 libre et CO_3H^- dissous ;
- origine météorique, avec des caractères acquis en profondeur, endogènes (cf. note en bas de la page 41) ;
- minéralisation (*) globale pouvant atteindre quelques grammes par litre.

(*) Minéralisation globale : total des anions, cations et de SiO_2 exprimés en milligrammes par litre.

En général, les eaux thermo-minérales de la région (feuille Mayet-de-Montagne) sont riches en gaz carbonique qui, suivant les divers auteurs, a une origine profonde et parvient en surface par des fractures du socle.

Saint-Alban-les-Eaux. Situées à une dizaine de kilomètres à l'Ouest de Roannes et à une altitude voisine de 400 m, les quatre sources thermo-minérales (Antonin, Julia, César et Faustine) ont des températures relativement peu élevées (13 à 17°) et sont particulièrement riches en gaz carbonique.

Analyse chimique

	Puits Antonin	Puits Jura	Puits César
Acide carbonique combiné	1gr ,4464	1 ^{gr} ,4485	1 ^{gr} ,4421
Acide carbonique libre	2 0636 (1 043 ^{cc})	1 9632 (993 ^{cc})	1 9479 (985 ^{cc})
Bicarbonate de sodium	0 ^{gr} ,8550	0 ^{gr} ,8531	0 ^{gr} ,8544
Bicarbonate de potassium	0 0843	0 0874	0 0838
Bicarbonate de calcium	0 9475	0 9504	0 9374
Bicarbonate de magnésium	0 4486	0 4550	0 4576
Bicarbonate ferreux	0 0222	0 0220	0 0234
Chlorure de sodium	0 0293	0 0304	0 0303
Silice	0 0454	0 0448	0 0453
Arsenic	traces	traces	traces
Matière organique	traces	traces	traces
Total par kilogramme	2 4323	2 4431	2 4322

Les bicarbonates alcalins exprimés en sels hydratés (CO³ NaH), sont :

CO ³ NaH	0 ^{gr} ,9576	0 ^{gr} ,9554	0 ^{gr} ,9569
CO ³ KH	0 0926	0 0960	0 0921

L'eau du puits Faustine ne diffère pas des précédentes.

Analyste : Lefort, 1959, in Jacquot et Willm, 1894.

La teneur minérale totale de la source Antonin à 13° est de 1576 mg/l (Risler, 1974).

Renaison. Située au Nord de Saint-Alban-les-Eaux, la source de Renaison a les mêmes caractéristiques principales que les eaux thermo-minérales de la province.

L'analyse chimique de cette eau donne les résultats suivants :

— Bicarbonate de sodium	0,240 g
— Bicarbonate de potassium	0,171 g
— Bicarbonate de calcium	0,663 g
— Bicarbonate de magnésium	0,135 g
— Chlorures alcalins	0,103 g
— Sulfates alcalins	0,020 g
— Nitrates	traces
— Silicate alcalin et alumineux (?)	0,200 g
— Fer, manganèse et matière organique	0,009 g

Analyste : Henry, 1851, in Jacquot et Willm, 1894.

Le gaz carbonique libre (560 cc) et la minéralisation totale (1541 mg/l) sont nettement inférieurs comparativement aux éléments contenus dans les eaux des sources de Saint-Alban-les-Eaux.

Charrier (Laprugne). On y connaît huit sources qui jaillissent non loin du gisement cupro-stannifère de Charrier. Elles ont une hydrologie particulière. Elles sont classées dans la catégorie des sources minérales (douées de propriétés thérapeutiques), mais l'origine superficielle de l'alimentation (eaux météoriques) est très nette et on peut dire que les sources de Charrier (Laprugne) ont un caractère exogène(*) dominant sur le caractère endogène (**).

Les principales caractéristiques des sources de Charrier sont :

- température des eaux (en moyenne 10°) voisine de celle du lieu,
- pH acide (voisin de 6) qui, associé à l'excès de CO₂ dissous, donne aux eaux un caractère agressif ;
- eaux légèrement bicarbonatées (Co₃H⁻ inférieur à 100 mg/l) ;
- minéralisation totale peu élevée (environ 35 mg/l) qui donne par conséquent, une très faible quantité de sel dissous (25 mg d'extrait sec par litre) ;
- teneurs en Ca et Na approximativement équivalentes ;
- teneur en Pb faible qui range ces eaux plutôt dans la catégorie des eaux oligométalliques (4 à 5 µg/l).

En ce qui concerne les teneurs des éléments majeurs des sources de Charrier, Boineau et Maisonneuve (1971) les ont comparées à des moyennes obtenues sur des terrains cristallins et volcaniques :

Charrier (sur terrains mixtes)	Moyenne de cinq sources en terrains cristallins	Moyenne de cinq sources en terrains volcaniques
Co ₃ H ⁻ : 13,42 mg/l	20,8 mg/l	53,4 mg/l
Cl ⁻ : 0	3,7 mg/l	6,7 mg/l
SO ₄ ²⁻ : 2,4 mg/l	3,0 mg/l	5,0 mg/l
Ca ²⁺ : 43,4 %	42,0 %	35,5 %
Na ²⁺ : 56,5 %	42,0 %	35,5 %
Mg ²⁺ : non dosé	16,0 %	28,8 %

Les cations Ca²⁺, Na²⁺ et Mg²⁺ sont exprimés en pourcentage par rapport à la minéralisation totale.

Les sources de Charrier ayant 12,5.10⁻⁹ Curie(***) par litre sont classées avec celles de Châteldon, situées environ 20 km vers l'Ouest, parmi les sources minérales les plus radioactives de France.

Cette forte radioactivité des eaux de sources de Charrier est due :

- à la présence des gisements uranifères des granites des Bois-Noirs, à travers lesquels circulent les eaux minérales ;
- à une température basse des eaux souterraines qui favorise la solubilité du radon.

(*) Exogène : caractères acquis en surface : température voisine de la moyenne annuelle du lieu, minéralisation faible, parfois importante, mais toujours explicable par la nature lithologique des roches de la zone d'émergence et comparable à celle des eaux banales de la région.

(**) Endogène : caractères acquis en profondeur : température élevée, gaz, minéralisation distincte de celle des eaux souterraines et des sources banales d'une région, émergence en charge liée à la présence de fractures.

(***) Curie : (Ci) unité de mesure de la radioactivité des eaux équivalent à 37.10⁹ désintégrations par seconde. Elle est approximativement égale à la radioactivité de la quantité d'émanation (radon) en équilibre avec 1 gr de radium-élément.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier un itinéraire (itin. 10 : la vallée du Sichon, de Vichy au Rocher-Saint-Vincent) dans le *Guide géologique région : Massif Central*, par J.-M. Peterlongo (1972), Masson et Cie, éditeurs.

BIBLIOGRAPHIE

Cartes

Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Roanne :

1ère édition (1893), par Le Verrier.

2ème édition (1960), par J. Orcel, S. Caillère, S. Goldstaub, J. Prouvost, F. Kraut, A. Vatan.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000, feuille Lyon (1963), coordination par F. Permingeat.

Carte gravimétrique de la France à 1/80 000, feuille Roanne, éditée par le B.R.G.M.

Carte géologique au 1/200 000 du Nord-Est du Massif Central. Division minière du Forez C.E.A., 1964.

Atlas des Tourbières, publié par la Direction des Mines, 1949.

Ouvrages

BARBIER J. (1971) — Conséquences géochimiques et métallogéniques de certains remaniements météoriques dans les granites. Applications pratiques dans le cas de l'uranium. Thèse, univ. Nancy I, 74 p., 20 fig., 3 tabl.

BERNARD-GRIFFITHS J. (1965) — Étude des terrains primaires et des microgranites de la région de Saint-Just-en-Chevalet (Loire). Thèse, 3ème cycle, Clermont-Ferrand.

CAMIL J. (1968) — Étude géologique du versant sud des Bois-Noirs (Loire, Allier et Puy-de-Dôme). Thèse, 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 57 p.

CANTAGREL J.M., VALIZADEH M. et 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, t. 270, p. 600-603.

CARRAT H.G. (1969) — Le Morvan cristallin. Étude pétrographique, géochimique et structurale. Position de l'uranium. Thèse, Nancy, 381 p.

CHICHERY M. (1937) — Étude géologique du bassin primaire de l'Ardoisière. D.E.S., Clermont-Ferrand, 42 p.

CUNNEY M. (1974) — Le gisement uranifère des Bois-Noirs—Limouzat (Massif Central, France). Relations entre minéraux et fluides. Thèse spécialité, Nancy I, 174 p.

DAUTRIA (1970) — Contribution à l'étude de la dynamique pédologique de quelques éléments majeurs et mineurs en milieu granitique de la zone tempérée humide. Thèse, Clermont-Ferrand, p. 19-56.

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

- DI NOTA R. (1970) – Étude comparée des lambeaux dévono-dinantiens de la Montagne bourbonnaise dans le Nord-Est du Massif Central. Thèse, 3ème cycle, Clermont-Ferrand.
- DURAND G. (1963) – Contribution à l'étude de la mine d'uranium du Limouzat. *Bull. Soc. Min. Crist. fr.*, t. 86, p. 394-404.
- DUBOIS C. et G. (1945) – Histoire flamandaise comparée de la montagne de la Madeleine, des Bois-Noirs et du Forez. *C.R. Acad. Sci.*, t. 220, p. 534-535.
- FAURE J. (1967) – Nouvelles observations sur le métamorphisme de contact de la région de Ferrières-sur-Sichon (Allier). *Revue Sci. nat. Auv.*, vol. 33, p. 61-68.
- FAURE J. (1968) – Mise en évidence d'un ensemble microgrenu, métamorphisé par le granite des « Bois-Noirs », dans la mine d'uranium de Saint-Priest-la-Prugne (Loire). *C.R. Acad. Sci.*, t. 267, p. 9-11.
- GAGNY C. (1968) – Pétrogénèse du granite des Crêtes. Thèse, Paris, imp. Fac. Sci. Nantes, 546 p.
- GEFFROY J. (1964) – Généralités sur l'uranium dans la nature. Conditions de gisement et association de l'uranium en France. Place dans la province hercynienne ouest-européenne. *Bull. Inf. Sci. et Tech. C.E.A.*, n° 88, 31 p.
- GEFFROY J. (1971) – Les gîtes uranifères dans le Massif Central. in Symposium Jung, Plein Air Service, Clermont-Ferrand, p. 541-579.
- GEFFROY J. (1973) – Répartition des gîtes métallifères dans le Massif Central. in Colloque E. Raguin, Masson Paris, p. 102-106.
- GROLIER J. (1971) – La tectonique du socle hercynien dans le Massif Central. in Symposium J. Jung, Plein Air Service, Clermont-Ferrand, p. 215-286.
- GRUNER L. (1857) – Description géologique et minéralogique du département de la Loire. 1 vol. et carte à 1/160 000.
- JACQUOT et WILLM (1894) – Les eaux minérales de la France. Librairie polytechnique, Paris, p. 103.
- JUNG J., CHICHERY M. et VACHIAS O. (1939) – Contribution à l'étude stratigraphique, magmatique et tectonique de la Montagne bourbonnaise et du Forez. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 38, 28 p.
- KURTBAS K. (1972) – Les granites de la Montagne bourbonnaise ; leur évolution pétrographique et géochimique. Thèse, université Nancy, 233 p.
- LÊ VAN TIET (1975) – Géochimie de l'uranium et du thorium dans les granitoïdes et formations associées de la Montagne bourbonnaise (Massif Central français). Liaisons possibles avec les minéralisations uranifères des Bois-Noirs. Thèse, I.N.P.L. Nancy, 350 p.
- LE VERRIER U. (1890) – Note sur les formations géologiques du Forez et du Roannais. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 2, n° 15.

- MICHEL-LÉVY Alb. (1908) — Terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 18, n° 120.
- ORCEL J. et GOLDZTAUB S. (1939) — Preuves nouvelles du métamorphisme de contact du granite dans le bassin carbonifère de Ferrières-sur-Sichon (Allier). 72ème Cong. Soc. sav., p. 177-181.
- PETERLONGO J.M. (1972) — Guides géologiques régionaux : Massif Central (Limousin, Auvergne, Velay), Masson, Paris, 199 p.
- PICOT M. (1954) — Le gisement cupro-stannifère de Charrier (Allier), cadre géologique et minéralisation. Dipl. géol. pétr., Clermont-Ferrand.
- POUGHON A. (1962) — Le Forez, in « Les minerais uranifères français ». I.N.S.T.N. et Presse universitaire, Paris, t. 2, p. 105-183.
- POUGHON A. et MOREAU M. (1955) — Étude géologique du Nord du Forez. *Publ. Labor. Géol. Fac. Sci. Clermont-Ferrand*, fsc. 2, p. 133-147, 1 carte.
- ROQUES M., SANSELME H. et VIALETTE Y. (1963) — Étude géochronologique par la méthode au strontium des granites de la Montagne bourbonnaise, du Forez et du Lavradois. C.R. 88ème Congrès Soc. sav., t. 2, p. 245-261.
- ROQUES M., VACHETTE M. et VIALETTE Y. (1971) — Géochronologie du Massif Central, in Symposium J. Jung, Plein Air Service, Clermont-Ferrand, p. 269-289.
- SOBA DJALLO (1964) — Contribution à l'étude géologique au Sud des monts de la Madeleine. Dip. géol. pétrog., Clermont-Ferrand, 44 p.
- STRECKEISEN A.L. (1967) — Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb-Miner.*, Abh 107, hft 2, p. 144-240.
- STUSSI J.M. (1970) — Le volcanisme associé au Culm des Vosges méridionales. Tendances évolutives générales et géochimie de l'uranium et du thorium. Thèse, Nancy, 365 p.
- TOURLONNIAS 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 M. (1969) — Étude pétrographique des granites, microgranites et des lamprophyres de la région de Thiers (Puy-de-Dôme). Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 129 p.
- VIALETTE Y. (1965) — Granitisation hercynienne dans le Massif Central français. *Sci. de la Terre*, t. X, n° 3-4, p. 369-383, 6 fig., 6 tabl.
- VIALETTE Y. (1973) — Age des granites du Massif Central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XV, p. 260-270.

Notes non publiées

BARRAS L. (1971) — Notice géologique, carte Mayet-de-Montagne.

CARROUÉ J.P. (1974) — Gîtes métallifères non uranifères.

CHIRON J.C. (1972) — Rapport B.R.G.M. — SGN/MET, 40 p.

RISLER J.J. (1974) — Rapport B.R.G.M. — SGN/MCE, 26 p.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. 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 S.G.R. Jura-Alpes, 43, bd du 11 novembre, B.P. 6083, 69604 Villeurbanne—Croix-Luizet Cedex ;
- pour les départements de l'Allier et du Puy-de-Dôme, au S.G.R. Massif Central, 22 avenue de Lempdes, 63800 Cournon-d'Auvergne ;
- ou encore au B.R.G.M., 6-8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par :

- LÊ Van Tiet et Michel JEAMBRUN, pour les formations du substrat ;
- Robert BOUILLER, pour les formations superficielles et le Tertiaire.

Saint Lambert Imprimeur à Marseille
4ème trimestre 1978

TABLEAU VII
FACIÉS RECRISTALLISÉS

N°	Référence	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P.F.	Total	Ortho Σ Feld	100 An An + Ab	Classification	Lieu de prélèvements x - y
Domaine du Mayet-de-Montagne																				
1	FOR 291	69,10	14,50	2,86	1,13	1,92	3,11	4,79	0,54	0,07					1,24	99,26	0,47	26,5	Microgranite	898,1 - 116,1
2	FOR 250	71,80	14,30	1,56	0,78	0,44	2,30	5,47	0,34	0,04					2,22	99,35	0,60	10,3	Microgranite aphanitique	Feuille Marignac
3	FOR 252	67,80	14,20	2,68	1,51	1,46	3,75	4,58	0,34	0,06					2,49	98,87	0,41	18,6	Granite porphyroïde	Idem, enclave microgranitique
4	FOR 242	76,30	12,40	0,99	+	0,34	3,12	5,10	0,10	0,01					0,94	99,30	0,52	6,0	Granite fin	Idem
5	FOR 245	78,20	11,70	0,99	+	0,44	3,17	4,25	+	0,01					1,03	99,19	0,47	7,7	Granite aplite.	Idem
6	PICOT	77,50	12,40	n.d.	0,8	0,44	0,92	3,99	3,84	n.d.			0,13		100,02	0,37	11,9	Granite fin - 2 micas	705,0 - 110,0	
Domaine des Bois-Noirs																				
7	FOR 371	71,80	14,20	2,39	0,94	1,48	3,01	4,93	0,33	0,05					1,27	100,40	0,47	23,0	Granophyre	706,2 - 106,1
8	FOR 296	70,80	14,70	2,07	0,79	1,23	3,40	5,53	0,34	0,06					1,22	99,94	0,49	17,5	Granite	701,4 - 106,8
9	FO 32	72,63	11,70	2,32	0,79	1,58	2,96	5,48	0,18	0,03					1,18	99,85	0,50	24,5	Microgranite cataclasté	Mine Limouzat à - 40 m
10	FOR 306	73,50	13,80	1,63	0,59	0,29	3,20	5,42	0,29	0,05					1,37	100,14	0,53	4,9	Granite porphyroïde	701,7 - 102,4
11	FOR 513	74,90	12,90	1,04	+	0,59	3,17	4,86	0,14	0,02					0,81	98,43	0,49	10,3	Granite fin	708,8 - 107,6
12	SF 68	76,59	12,53	1,16	0,22	0,74	3,38	3,51	0,02	0,07					1,55	99,77	0,39	11,5	Granite fin à muscovite	Mine Limouzat à - 87 m
13	FOR 524	77,80	11,70	0,54	+	+	2,96	0,46	0,10	0,03					1,11	94,50	-	-	Granite fin	709,0 - 107,5
Domaine de la Madeleine																				
14	PICOT	72,29	12,90	n.d.	1,74	0,97	2,67	4,22	3,77	n.d.			0,29		100,19	0,31	26,8	Granite	711,6 - 111,6	
15	PICOT	76,94	12,93	n.d.	0,78	0,44	0,93	3,79	3,93	n.d.			0,18		99,44	0,39	12,9	Granite - 2 micas	711,0 - 112,0	
16	FOR 240	70,80	14,30	1,76	0,78	0,78	3,13	5,54	0,29	0,03					1,99	99,20	0,50	12,7	Granophyre	705,9 - 120,0
17	FOR 241	71,20	14,90	1,72	0,78	0,98	3,19	5,40	0,24	0,03					1,73	100,17	0,53	15,5	Idem	708,3 - 118,3
18	FOR 351	69,10	15,10	2,66	1,38	1,45	3,60	5,03	0,41	0,08					1,32	100,13	0,44	19,2	Microgranite	710,1 - 118,0
19	PICOT	68,02	15,22	0,79	3,25	1,61	2,51	4,52	3,54	n.d.		0,29	0,48		100,23	0,29	24,6	Porphyre quartzitique	710,0 - 111,5	
20	FOR 320	76,20	12,10	0,79	0,10	0,49	3,07	4,80	0,03						1,07	98,67	0,50	8,9	Granite fin	711,0 - 112,3
21	FOR 353	76,70	11,90	0,84	+	0,05	2,97	5,39	0,01						1,07	98,93	0,59	1,1	Idem	710,0 - 120,2

Analyses : ENSG-CRPG-CEA, série FOR, FO, SF de 1968 à 1974 (excepté les n° 6, 14, 15 et 19)
n° 6, 14, 15 et 19 cités par PICOT, 1954.

+ = traces ; n.d. = non dosé.
- = non calculé.

TABLEAU VIII
ÉLÉMENTS EN TRACES DES FACIÉS RECRISTALLISÉS

N°	Référence	B	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Ni	Pb	Sn	Sr	V	Zn	Zr	U	Th	Référence	Observations
1	le Mayet	3	420	41	31	40	4	22	7	19	24	100	7	60	250	10,8		FOR 250	Teneurs exprimées en 10 ⁻⁶ g/g
2	le Mayet	12	590	5	25	20	22	14	+	28	+	125	17	+	75	9,1	23,4	FOR 252	
3	le Mayet	+	165	+	110	+	36	14	+	36	+	170	+	+	+	19,8	55,5	FOR 245	n.d. = non dosé
4	Bois-Noirs	n.d.	587	n.d.	20	28	+	n.d.	15	n.d.	n.d.	200	30	n.d.	9,7	n.d.		FO 59	+ = traces
5	Bois-Noirs	n.d.	67	n.d.	48	11	15	n.d.	14	n.d.	n.d.	10	22	n.d.	n.d.	48,2	18,4	SF 68	
6	Madeline	2	66	4	60	+	1	18	+	35	2	26	+	+	65	11,1	24,4	353	
ENSG-CRPG-CEA, série FOR, FO et SF de 1969 à 1974																			

TABLEAU IX
COMPOSITION CHIMIQUE (association de faciés)

N°	Référence	Localisation x - y	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P.F.	Total	Ortho Σ Feld	100 An An + Ab	Classification	Observation
Microgranites et faciés recristallisés indifférenciés																					
1	FOR 512	703,4-109,0	68,70	14,70	2,32	0,84	1,87	3,16	5,18	0,41	0,05					1,21	98,44	0,46	25,6	Granite porphyroïde	Snidre
2	FOR 549	707,8-109,0	70,40	15,30	2,52	0,84	2,08	3,12	4,61	0,16	0,04					0,96	100,13	0,43	28,7	Granite équi-granulaire	Snidre
3	FOR 307	702,1-108,6	74,90	12,90	0,89	+	0,34	3,13	5,51	0,15	0,06					0,73	98,60	0,54	9,9	Granophyre	Snidre
4	FOR 310	703,7-106,1	73,00	13,70	2,67	0,64	0,81	3,02	5,30	0,21	0,04					1,01	100,40	0,52	13,3	Idem	Snidre
5	FOR 316	705,9-108,0	70,00	14,40	2,41	0,93	1,33	3,10	5,22	0,38	0,04					1,44	99,25	0,48	20,3	Idem	Snidre
6	CLER 4 118	sommet Snidre	69,60	15,22	0,80	1,75	1,30	2,00	3,00	4,85	0,45	0,05	0,15	0,15	0,75		99,90	0,45	28,5	Microgranite	Snidre
7	CLER 4 120	Snidre 1 223 m	74,70	13,35	0,85	0,55	1,70	0,85	2,95	4,70	0,10	0,05	0,10	0,20	0,55		100,45	0,49	14,3	Granite fin	Snidre
8	FOR 311	702,1-105,3	77,80	11,70	0,89	+	0,59	3,42	5,05	0,05	0,02					0,85	100,37	0,48	9,6	Aplite	Snidre
9	FOR 135	720,0-118,0	72,90	13,30	2,26	0,89	0,54	2,81	5,56	0,24	0,07					1,52	100,09	0,56	10,6	Microgranite porphyrique	St Haon
10	CLER 2 202	718,4-117,2	77,05	13,05	0,80	0,40	+	0,20	2,70	5,00	n.d.	n.d.	0,15	0,10	0,60		99,85	0,55	4,6	Granite fin	St Haon
Microgranites et faciés recristallisés dominants																					
11	FOR 351	710,0-118,0	69,10	15,10	2,66	1,38	1,45	3,60	5,03	0,41	0,08					1,32	100,13	0,44	19,2	Microgranite	
12	FOR 241	708,3-118,3	71,20	14,90	1,72	0,78	0,98	3,19	5,40	0,24	0,03					1,73	100,17	0,50	15,5	Idem	
13	FOR 356	712,0-117,9	68,80	14,60	2,31	0,88	1,23	3,59	5,61	0,35	0,04					1,56	99,07	0,48	16,8	Idem	
14	FOR 358	713,8-118,3	69,10	14,80	2,24	0,99	1,82	3,21	5,47	0,32	0,03					1,34	99,32	0,47	24,6	Idem	
15	FOR 336	707,9-116,2	75,00	12,50	1,33	0,34	0,54	2,96	5,03	0,10	0,03					1,29	99,12	0,52	10,0	Granite fin	
16	FOR 147	715,8-120,0	75,10	12,35	1,60	0,69	0,88	3,16	5,28	0,24	0,06					1,25	100,60	0,50	14,3	Idem	
17	CLER 2 206	720,5-117,7	71,35	13,95	0,05	2,35	1,90	1,20	2,80	5,00	0,25	0,05	0,10	0,10	1,25		100,35	0,50	20,1	Granite équi-granulaire	
Granites à gros grains et granites porphyroïdes dominant sur les faciés recristallisés																					
18	FOR 94	feuille Lapelisse	71,00	13,80	2,22	0,89	1,33	3,20	5,03	0,39	0,07					1,42	99,35	0,46	19,7	Granophyre	
19	FOR 136	718,2-118,1	74,30	13,20	1,67	0,59	+	3,00	5,71	0,15	0,05					1,54	100,21	-	-	Idem	
20	FOR 132	721,3-120,2	72,30	13,60	1,57	0,69	0,44	3,39	5,46	0,15	0,10					1,57	99,27	0,51	7,2	Granite porphyroïde	
21	FOR 133	720,0-120,0	72,50	13,40	1,87	0,69	0,10	3,25	5,62	0,20	0,08					1,42	99,11	0,54	2,0	Idem	
22	FOR 137	718,0-120,1	76,70	12,10	0,94	+	0,10	3,32	5,44	+	0,05					0,97	99,62	0,53	2,0	Granite gros grains	

Analyses : 6, Couturié, Clermont n° 4 118, 1967
7, idem. n° 4 120, 1967
10, Cantagrel, Clermont n° 4 202, 1963
17, Pignide, Clermont n° 2 206, 1963
n° 1, 2, 3, 4, 5, 8, 9, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 18, 19, 20, 21, 22, ENSG-CRPG-CEA série FOR, 1968.

+ = traces
- = non calculé
n.d. = non dosé.

TABLEAU X
QUELQUES ÉLÉMENTS EN TRACES (association de faciés)

N°	Référence	B	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Ni	Pb	Sn	Sr	V	Zn	Zr	U	Th	Observation
γ _μ -f Microgranites et faciés recristallisés indifférenciés																		
1	307	8	45	5	28	+	7	16	+	45	+	20	+	7	90	10,4	47,1	Granophyre
2	296	+	530	5	40	14	+	16	+	27	+	80	13	+	110	7,2	n.d.	Granophyre
3	311	11	130	5	33	+	5	15	+	35	2	62	+	+	66	11,2	25,9	Aplite
(γ) _μ -f Microgranites et faciés recristallisés dominants																		

