

# Les granites tardimigmatitiques du Velay (Massif central) : principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques \*

## *Major petrographic and geochemical characteristics of the late-migmatitic Velay granites (Massif Central)*

Jean-Marc MONTEL <sup>(1)</sup> et Rabha ABDELGHAFAR <sup>(1)</sup>

Mots-clés : Granite, Enclave roche, Analyse majeurs, Série alumino-potassique, Analyse élément trace, Terre rare, Cordiérite, Topaze, Massif central (Velay).

### Résumé

Les granites tardimigmatitiques du Velay forment des intrusions de taille petite ou moyenne, dans les migmatites et granites du Velay. Ce sont des massifs allongés ou des filons, orientés parallèlement au bord du dôme vellave. Les types courants sont des monzogranites à biotite ± cordiérite, et à muscovite secondaire. Ils contiennent, en général, des enclaves abondantes de divers types : surmicacées, microgrenues claires et sombres, d'encasement. Malgré une grande dispersion géographique, ils forment une famille géochimiquement homogène de type alumino-potassique, proche du granite de Guéret. Ils se sont formés par fusion-déshydratation de matériel principalement pélitique ayant résisté à l'anatexie vellave. Des magmas basiques sont impliqués dans cette genèse. Toutefois certains massifs possèdent des caractères originaux : granite à topaze de Fabras, granodiorite à clinopyroxène-amphibole de Treynas, granites à muscovite primaire, granite sodique de la Chavade et microgranites. De nombreux massifs sont encore à l'étude.

### Abstract

The post-anatectic granites of the Velay are small or medium-sized intrusions in migmatites and Velay granites. They form elongated massifs, parallel to the limits of the dome. Common types are biotite ± cordierite monzogranites, with secondary muscovite. They contain usually abundant enclaves of various types: surmicaceous enclaves, mafic and felsic microgranular enclaves, xenoliths of country rocks. Although scattered on a large area, they belong to a geochemically homogeneous family, of alumino-potassic type, similar to the Gueret granite. They are generated by dehydration-melting of pelitic material which resisted to the anatexis which gave rise to the Velay granite. Basic magmas are involved in this generation. However some granites display unusual characteristics: topaz-bearing granite of Fabras, clinopyroxene-amphibole bearing granite of Treynas, granites with primary muscovite, sodic granite of La Chavade, granite porphyries. Numerous intrusions are still being studied.

### Introduction, définition, travaux antérieurs

#### a) Le complexe anatectique du Velay

Le complexe anatectique du Velay est le plus vaste ensemble granitique français (6 000 km<sup>2</sup>). C'est un dôme gneissique et granitique, appartenant au domaine hercynien de l'Europe de l'Ouest. Il est caractérisé par

un événement anatectique très important au Carbonifère supérieur, qui fait suite à un épaissement par empilement de nappes en contexte métamorphique barrovien.

La structure du dôme est grossièrement concentrique : la périphérie est constituée de paragneiss et d'orthogneiss de degré progressivement plus élevé vers le cœur de la structure, passant à des migmatites et des granites d'anatexie. Sur le terrain, on peut reconnaître trois épisodes de formation de matériel granitique :

\* Manuscrit reçu le 9 janvier 1992, accepté le 19 novembre 1992.

(1) CNRS URA 10, Département des Sciences de la Terre de l'Université Blaise-Pascal, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex.

1) un stade précoce où se forment essentiellement des migmatites associées à des monzogranites et des granodiorites,

2) un stade principal, avec formation de migmatites et du granite du Velay, et

3) un stade tardif donnant naissance aux granites tardimigmatitiques. Ces trois stades correspondent à des climats métamorphiques et des contextes tectoniques différents. Les migmatites précoces (événement D3 de Montel *et al.*, 1992) sont associées à des plis kilométriques à métriques, et se développent dans un contexte de basse pression et haute température, riche en fluide, sans que l'isograde de déstabilisation de la biotite soit atteint (Montel *et al.*, 1992). Le stade suivant, qui constitue l'anatexie vellave s.s. (événement M4), est marqué par une baisse de pression et une augmentation de température (Montel *et al.*, 1992). La biotite se déstabilise et la production de magmas granitiques à une vaste échelle par déshydratation-fusion est possible. A ce stade, l'événement tectonique majeur est la surrection et la mise en place du dôme. Le dernier épisode, plus modeste, est la mise en place des granites tardimigmatitiques dans un régime tectonique encore mal connu. Des informations plus détaillées sur le dôme du Velay peuvent être trouvées dans les articles de synthèses et les publications récentes des équipes travaillant dans ce secteur en particulier : J. Dupraz et J. Didier, 1988 ; J.-L. Lagarde *et al.*, 1990 ; B. Laumonier *et al.*, 1991.

#### b) Les granites tardimigmatitiques

Le terme « granite tardimigmatitique » (GTM) a été utilisé pour la première fois par M. Bertucat (1956) puis repris par C. Sanitas (1957) et C. Sanitas et P. Lapadu-Hargues (1958), pour désigner une famille particulière de granites homogènes et intrusifs dans les formations anatectiques du Velay. P. Lapadu-Hargues (1957) a formalisé le concept de granite tardimigmatitique, mais le terme reste utilisé exclusivement dans le cadre du Velay.

On peut définir un granite tardimigmatitique comme un granite intrusif formant un pluton nettement individualisé dans le complexe du Velay, et qui est sans ambiguïté tardif par rapport au granite anatectique du Velay et aux migmatites. Cette définition repose uniquement sur des critères de relations mutuelles avec d'autres formations, et recouvre dans le détail des types variés. De nombreux massifs ont été reconnus comme appartenant à la famille des tardimigmatitiques. Certains de ces massifs figurent, plus ou moins bien cartographiés, sur les cartes géologiques anciennes (premières éditions des feuilles à 1/80 000 de Largentière, Privas, Le Puy, Valence). Ils ont été étudiés individuellement par divers auteurs, dans le cadre d'études régionales, mais n'ont jamais fait l'objet d'une étude globale. Le but de cet article est de faire une synthèse des connaissances actuelles et, en y incluant des données nouvelles, et de proposer un modèle pétrogénétique. L'intérêt des granites tardimigmatitiques dépasse le strict plan régional pour deux raisons principales. Premièrement, si l'on en croit les données radiométriques disponibles (Caen-Vachette *et al.*, 1982), ils sont les plus jeunes granites de France continentale, et les seuls datant du Permien. Ils sont donc précieux pour reconstituer l'activité de la croûte moyenne à cette époque plutôt pauvre en mar-

queurs magmatiques. En second lieu, ils constituent un exemple rare de magmatisme granitique se développant sur une croûte ayant déjà subi des épisodes anatectiques très importants. Ils permettent donc d'étudier la réaction d'une croûte déjà partiellement « dégranitisée » à une nouvelle anomalie thermique, selon un scénario discuté en détail par D. Vielzeuf *et al.*, (1990).

### Localisation, caractères généraux

Les granites tardimigmatitiques forment des massifs de taille généralement modeste situés au sein des divers granites du Velay ou des migmatites périphériques. Ils sont abondants dans la partie sud, plus rares au nord, et presque absents dans la partie est (fig. 1). Les caractéristiques des massifs pour lesquels existent suffisamment de données sont reportées dans le tableau 1.

#### a) Gisement

Ils forment, pour la plupart, des masses de quelques kilomètres carrés, allongées parallèlement au bord du dôme. Souvent plus résistants que l'encaissant, ils forment des reliefs visibles dans le paysage (Serre du Tanargue par exemple). Seuls, les massifs du Quatre-Vios et du Tanargue constituent des masses plus importantes, mais seul le premier montre une structure complexe avec plusieurs faciès.

#### b) Contact

Par définition, les granites tardimigmatitiques présentent des contacts francs avec leur environnement granitique (granite anatectique du Velay ou migmatites). Dans le détail, il y a des exceptions : le granite du Quatre-Vios à grain grossier montre des relations ambiguës avec certains granites du Velay (vallée de la Volane, Marignac, communication orale, 1989) ; le granite de la Chavade montre des interpénétrations avec les gneiss œillés migmatitiques. Mais, en général, le contact est franc, rectiligne, et subvertical. Dans certains cas, une bordure figée microgrenue, ou un faciès de bordure à grain fin marquent le contact. Dans d'autres cas, on observe un enrichissement en enclaves d'encaissant à proximité du contact.

#### c) Caractères macroscopiques

Sur le terrain, les granites tardimigmatitiques se distinguent des formations encaissantes par leur homogénéité. Le type moyen est un granite bleuté à patine ocre. Dans la plupart des cas, on remarque des enclaves plus ou moins abondantes. Ces enclaves sont petites, distribuées de façon homogène, sauf en bordure des massifs. Elles appartiennent à quatre types principaux (Didier, 1973 ; Didier et Barbarin, 1991) :

— des enclaves surmicacées, de petite taille (quelques centimètres), en forme d'amande ;

— des enclaves microgrenues sombres (M.M.E., Didier et Barbarin, 1991), beaucoup plus rares, de petite taille et de forme elliptique ;

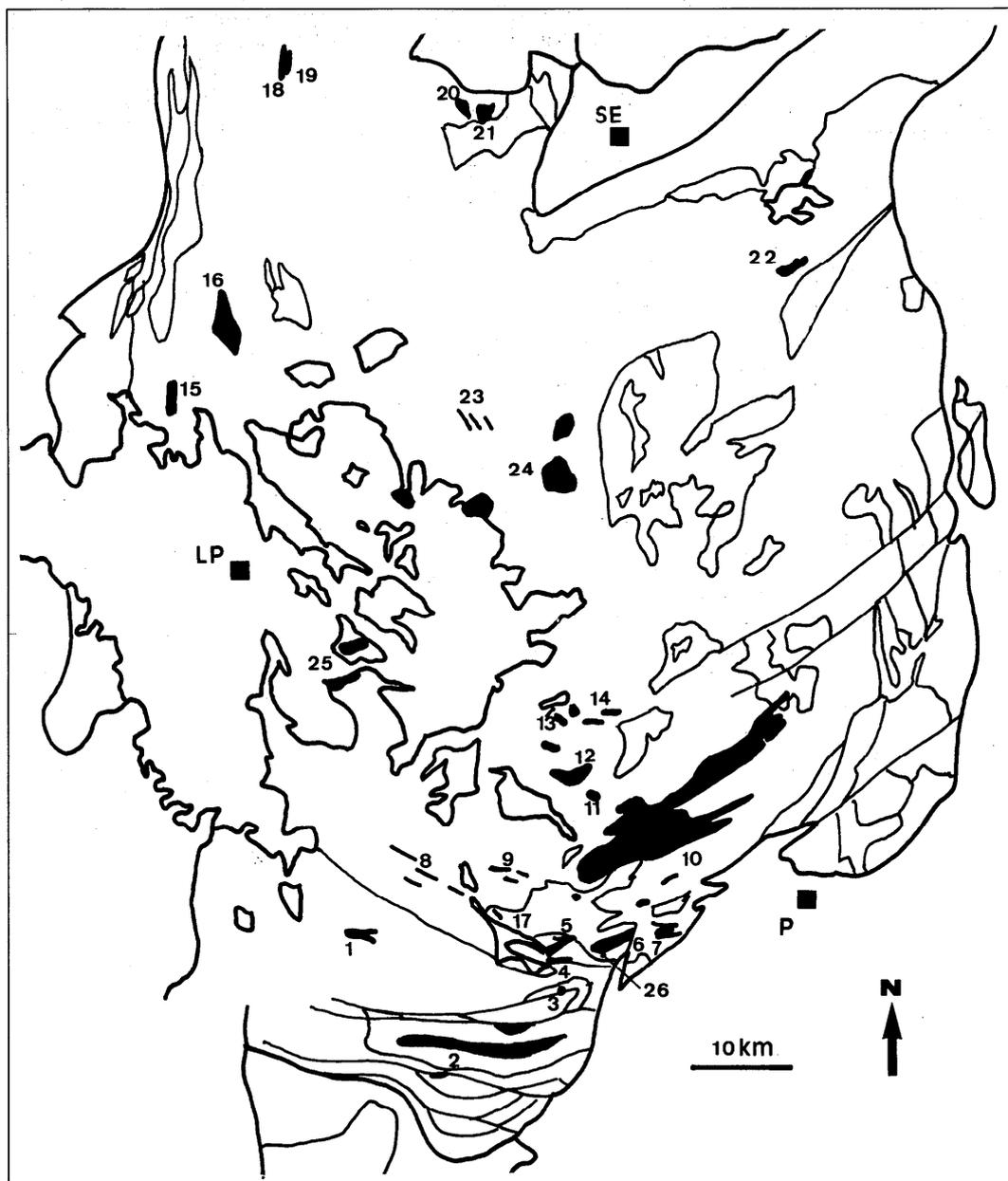
— des enclaves microgrenues claires, très rares, sauf à proximité des bordures ;

Fig. 1. - Situation des massifs de granites tardi-migmatitiques, d'après P. Ledru *et al.*, 1990.

1 : Chavade ; 2 : Tanargue ; 3 : Fabras ; 4 : Pont de La Beaume ; 5 : Chirol ; 6 : Asperjoc ; 7 : Saint-Andeol ; 8 : Pal ; 9 : Chastagnas ; 10 : Quatre-Vios ; 11 : Sardiges ; 12 : Béléac-Noirol ; 13 : Treynas ; 14 : Trapayac ; 15 : Joux ; 16 : Mondoulioux ; 17 : Montasset ; 18 : Sephos ; 19 : Champgrimaud ; 20 : Grézieux ; 21 : Montfermier ; 22 : Saint-Julien-Molin-Molette ; 23 : Filons de Vernes ; 24 : Yssingeaux ; 25 : Le Monastier ; 26 : L'Aulagnet.

LP : Le Puy ; SE : Saint-Étienne ; P : Privas.

Fig. 1. - Location of the late-migmatitic granite massifs (after Ledru *et al.*, 1990).



— des enclaves d'encaissant, notamment de granite du Velay et de migmatites. Ces enclaves sont de taille plus variable, distribuées de façon hétérogène, plus anguleuses que les enclaves surmicacées ou que les enclaves microgrenues sombres.

#### d) Pétrographie

Il s'agit pour l'essentiel de monzogranites à biotite ou à biotite et cordiérite (tabl. 1). La muscovite est le plus souvent secondaire, formée aux dépens des feldspaths alcalins ou des biotites. Seuls quelques types particuliers possèdent de la muscovite primaire, automorphe, ne se développant pas de façon évidente aux dépens d'un autre minéral. La cordiérite est assez fréquente mais en faible quantité. Seuls, les types Quatre-Vios possèdent de la cordiérite en abondance. Elle est toujours automorphe, en forme de tonneau, dans la plupart des cas totalement pinnitisée. Dans le détail, il existe des variations importantes d'un massif à l'autre, et certains types présentent des caractéristiques pétrographiques très originales.

#### Description des types particuliers

Les principales caractéristiques de tous les massifs répertoriés sont reportées dans le tableau 1. Certains types, qui ont fait l'objet d'études pétrographiques nouvelles (Abdelghaffar, 1990) sont détaillés ci-après.

##### a) Granites du Quatre-Vios

Le massif du col des Quatre-Vios, le plus gros massif de granite tardi-migmatitique (25 X 2 à 5 km), peut être considéré comme le type fondamental. Allongé suivant un axe SW-NE, donc parallèle à la bordure du dôme dans cette région, il présente, dans sa partie sud-ouest, une structure est concentrique avec un faciès grossier en périphérie et un faciès fin au cœur. Un faciès à grain moyen peut s'intercaler entre les deux termes principaux (Weisbrod, 1967, 1970). Les relations de terrain entre les divers faciès sont peu connues. Dans cette région, on trouve aussi un faciès à grain très fin, presque microgrenu, caractérisé par la présence de petites biotites aciculaires (Sanitas, 1957 ; Weisbrod,

## Principales caractéristiques des granites tardimigmatitiques étudiés

Nom	type	gisement	contact	texture	minéralogie	enclaves	chimie	references
Granite du col des Quatre Vios	4 Vios grossier	massif elliptique 12 x 4 km	franc avec les migmatites ambigüe avec le granite du Velay	légèrement porphyroïde, non orientée, grain grossier, (3-10 mm)	Qtz (28) Pl (32) Kfs (25) Bt (10) Crd (4) Ms II (<1) monzogranite	Surmicacées Microgrenues sombres (rares) Encalssant (rares)	Série de type aluminopotassique, proche des types Gueret	2, 4, 6, 7
	4 Vios moyen	entre 4 Vios grossier et fin	progressif avec les autres faciès franc avec les migmatites	équigranulaire, non orientée, grain moyen, (1-4 mm) quelques micropegmatites	Qtz (28) Pl (30) Kfs (30) Bt (7) Cd (3) Ms II (2) Ap monzogranite	idem, plus rares	appartient à la série du 4 Vios	6,7
	4 Vios fin=granite du Pont de Chervil	masse allongée 2-6 km de large sur 25 km de long	progressif avec les autres faciès franc avec bordure figée dans le granite du Velay hétérogène	équigranulaire, non orientée, grain fin, (0.5-5 mm)	Qtz (31) Pl (23) Kfs (37) Bt (6) Cd (3) monzogranite	Surmicacées Microgrenues sombre (rares) Microgrenues claires Encalssant (rare)	idem	6, 7, 12, 13
	4 Vios à grain très fin = Microgranite de Laviolle	petites masses de 200-500 m de diamètre	intrusif dans les granites des 4 Vios sans faciès de bordure	équigranulaire, à grain très fin (0.1-0.5 mm) presque microgrenue, biotites aciculaire (1-2 mm)	Qtz (31) Pl (22) Kfs (30) Bt (8) Ms I et II monzogranite	non	n'appartient pas à la série du 4 Vios	2, 4, 6, 7
Granite du Tanargue	Tanargue	masse allongée de 17 x 2 km, petit massif satellite de Vaigorge	franc avec les migmatites, présence parfois d'un faciès de bordure à grain fin	nettement porphyroïde, à grain grossier 2-7 mm, Kfs 15-30 mm orientée en bordure	Qtz (39) Pl (20) Kfs (29) Bt (7) MsII (5) Crd rare monzogranite	Surmicacée Microgrenues sombre (rare) Microgrenues claires (rares) Encalssant	série aluminopotassique indistinguable de la série du 4 Vios	3, 6, 7, 9
Granite du Pont de la Beaume	Tanargue	masse allongée avec plusieurs filons plus petit associés	idem	idem	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Ms II, Crd rare	idem	idem	1, 2, 4, 6, 7, 15, 16
Granite de Chiroi	Tanargue	idem	idem	idem	idem	idem	idem	idem
Granite d'Asperjoc	Tanargue	idem	idem	idem	idem	idem	idem	idem sauf 15
Granite de Saint-Andeol	Tanargue	idem	idem	idem	Qtz (29) Pl (26) Kfs (29) Bt (10), Ms II (4), Crd (2) Monzogranite	idem	idem	idem sauf 15
Granite de Chastagnas	Chastagnas = Tanargue sombre	filons de 10 à 300 m de large environ	franc, sans faciès de bordure	porphyroïde, à grain fin (0.3 à 1 mm), Kfs jusqu'à 15 mm, orientée en bordure des filons	Qtz (27), Pl (35), Kfs (21), Bt (17), Crd et Ms II occasionnelles monzogranite, proche des granodiorites	Microgrenues sombres abondantes Surmicacées subordonnées Encalssant (rare)	idem, représente le pôle basique de la série	1, 2, 4, 6, 7, 15, 16
Granite de L'Aulagnat		petite masse d'extension inconnue	inconnus	équigranulaire à grain fin (0.2-0.8 mm)	Qtz (33), Pl (26), Kfs (32), Bt (2), Ms I et II (7) monzogranite	non	représente le pôle leucocrate de la lignée générale	
Granite de Sardiges	4 Vios fin	masse de 1 km <sup>2</sup>	franc, avec bordure figée fréquente	équigranulaire, à grain fin, (0.4 à 4 mm)	Qtz, Bt, Pl, Kfs, Crd abondante, Ms II	Microgrenues sombres assez abondante Surmicacées très abondantes Encalssant très abondantes près de la bordure	appartient à la série du 4 Vios	10, 12
Granite de Domas=granite de Béleac-Noir	4 Vios fin	masse allongée, 4 x 1 km	franc, sans bordure figée	équigranulaire à grain fin, (0.2 à 2 mm)	Qtz, Bt, Pl, Kfs, Crd rare, And fréquente, Ms II	idem, mais moins abondantes	idem	10, 12

Nom	type	gisement	contact	texture	minéralogie	enclaves	chimie	références
Granite de Pras-Saint-Andéol de Fourchade	4 Vios fin	partie occidentale du massif de Béléac-Noiroi	idem	grenue à grain fin (0.3-1 mm)	Qtz, Bt, Pl, Kfs, Crd, Ms I et II	idem	appartient à la série du 4 Vios	10
Granite de Trayayac		plusieurs massifs allongés, 2 km x 300 environ	franc, sans bordure figée	porphyroïde à grain très fin (0.1-0.3 mm), phénocristaux 0.5-1.5 mm	Qtz, Bt, Pl, Kfs, Cd rare	surmicacées encaissant	dans la lignée générale	10, 12
Granite du col de la Chavade		massif allongé de 2 km x 300 m, quelques satellites	franc, sans bordure figée, avec interpénétrations dans les gneiss	équigranulaire à grain fin (0.3-1.5 mm) quelques boutées pegmatitiques	Qtz (26), Bt (11), Kfs (19), Pl (43), Ms II (1) granodiorite	quelques rares enclaves d'encaissant	granite sodique	1, 4, 6, 7, 15
Microgranites	type Pal	Filon de 1 à 2 km de long sur quelques dizaines de m	franc	microgrenue porphyrique fond 10-30 µm phénocristaux: 0.3-2 mm	Qtz (5), Pl (16), Kfs (9), Bt (9), mésostase (59) en trace: Ms II et Crd	non	dans la lignée générale	1, 2, 4, 6, 7, 15
Granite de Treynas	Type Montasset	Filon de 2 km sur 50 à 150 m	franc	microgrenue porphyrique	Qtz, Pl, Kfs, Bt, mésostase, Grt	enclaves de roche grenues à grenat		1, 15
Granite de Fabras		petite masse de 350 x 700 m	inconnus	équigranulaire à grain fin (0.3 à 1.5 mm)	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Cpx, Act, Sph	enclaves surmicacées enclaves microgrenues sombres abondantes	basique	
Granite de Joux		masse allongée 4 km x 1 km	franc, avec faciès fin de bordure	équigranulaire, à grain moyen à grossier (0.3-4 mm)	Qtz (34), Pl (32), Kfs (25), Bt (2), Ms I et II (6), Topaze (1) monzogranite filonets à quartz-fluorine	non	leucogranite fluoré	6,9
Granite de Sephos	Sephos	masse allongée 3 x 0.5 km	?	porphyroïde à grain grossier (0.5 à 5 mm) phénocristaux jusqu'à 30 cm	Qtz (25), Bt (13), Pl (24), Kfs (32), Ms II (5), Sil (1) monzogranite	surmicacées microgrenues sombres microgrenues claires	dans la lignée générale, très potassique	
Granite de Champgrimaud	Sephos	masse allongée 2 x 0.3 km	franc, avec faciès de bordure à grain fin	équigranulaire à grain moyen (0.2 à 3 mm)	Qtz (22), Bt (16), Pl (36), Kfs (23), Ms (2), Sil (1) monzogranite	encaissant microgrenues sombres surmicacées granite porphyroïde	dans la lignée générale	5, 8, 14
Granite de Grézieux-Montfermier		filon de 3 km de long et massif de 1 x 1.5 km	?	équigranulaire à grain moyen à grossier	Qtz (36), Bt (6), Pl (17), Kfs (33), Ms (5), Sil (1) granite	idem	dans la lignée générale	8
Granite de Saint-Julien-Molins-Molette		masse de 3 x 1.2 km	franc, sans faciès de bordure	équigranulaire à grain moyen (0.5-5 mm)	Qtz (34), Bt (11), Pl (28), Kfs (23), Ms I et II (4), Cd rate monzogranite	encaissant surmicacée	dans la lignée générale	11

1: Bertucat, 1956; 2: Sanitas, 1957; 3: Palm, 1957; 4: Sanitas et Lapadu-Hargues, 1958; 5: Labernadière, 1961; 6: Weisbrod, 1967; 7: Weisbrod, 1970; 8: Gourgaud, 1973; 9: Weisbrod et Samama, 1974; 10: Durand, 1976; 11: Sahuc, 1977; 12: Briand et Chenevoix, 1979; 13: Caen Vachette et al, 1982; 14: Kornprobst, 1983; 15: Weisbrod, 1985; 16: El Mouraouah 1986.

Qtz: quartz, Pl: plagioclase; Kfs: muscovite; Sil: sillimanite; Ms: clinopyroxène; Act: actinote; Sph: sphène; Crd: cordiérite.

Tabl. 1. - Principales caractéristiques des granites tardimigmatitiques étudiés.  
Table 1. - Principal characteristics of studied late - migmatitic granites.

1967, 1970), qui forment de petites masses, nettement intrusives dans les autres faciès de granite des Quatre-Vios (Sanitas, 1957). Vers le nord-est, seul le faciès à grain fin existe. Il forme une série de bandes parallèles se réduisant progressivement vers le nord-est (Briand et Chenevoy, 1979). Le corps principal est visible au Pont-de-Chervil, recoupé par l'Eyrieux sur environ 2 km (Briand et Chenevoy, 1979 ; Caen-Vachette *et al.*, 1982). Plusieurs massifs satellites peuvent être rattachés au type Quatre-Vios : massifs de Sardiges, Béléac-Noirol, Pras-Saint-Andéol-de-Fourchade, Chalençon (Durand, 1976). Au niveau du Pont-de-Chervil, les relations entre le granite fin et l'encaissant sont très claires, le contact est franc, avec une bordure figée au contact du granite du Velay (faciès clair à cordiérite en cocarde). En revanche, les relations entre le granite à grain grossier et certains faciès de granite du Velay à cordiérite automorphe sont plus ambiguës et suggèrent que ces deux types de granites, pétrographiquement assez voisins pourraient être sub-contemporains.

En dehors de la granulométrie, les caractéristiques pétrographiques des faciès à grain grossier, moyen et fin sont identiques : ce sont des monzogranites à biotite-cordiérite avec muscovite secondaire. La cordiérite est assez abondante, automorphe, souvent très fraîche. Elle est, en général, limpide, sans inclusions. Quelques rares cristaux contiennent un cœur en amande avec des inclusions orientées de sillimanite, spinelle et biotite. Les plagioclases sont automorphes, soit non zonés (An 20-25) soit zonés avec un cœur automorphe An 30-40 et des bords An 20-25.

Le faciès à grain très fin est caractérisé par la présence de biotites en aiguille, de muscovite primaire et secondaire, de plagioclase non zoné An 5 et par l'absence de cordiérite.

#### b) Granites de type Tanargue

Les granites de type Tanargue forment plusieurs massifs dispersés dans la partie sud du Velay (Bertucat, 1956 ; Palm, 1957 ; Sanitas, 1957 ; Sanitas et Lapadu-Hargues, 1958 ; Weisbrod, 1957, 1970, 1985 ; Weisbrod et Samama, 1974). Tous sont caractérisés par une texture porphyroïde avec de grands cristaux de feldspath potassique en tablettes. Ils forment des filons orientés globalement E-W, Quatre-Vios vers le sud. Les filons sont parfois de faible puissance (quelques mètres ou dizaines de mètres), sans bordure figée. Tout au plus, un faciès à grain fin est-il localement présent en bordure du massif principal du Tanargue (Palm, 1957 ; Weisbrod et Samama, 1974). Deux faciès principaux ont été distingués : le faciès normal à grain moyen, qui forme l'essentiel des grands massifs : Tanargue, Pont-de-la-Beaume, Asperjoc, Saint-Étienne-de-Boulogne, et le faciès sombre individualisé par M. Bertucat (1956) sous la dénomination de « microgranite de Chastagnas ».

Le faciès normal est peu différent, pétrographiquement, des granites de type Quatre-Vios en dehors de la texture porphyroïde. Le spectre d'enclave, la minéralogie, et la composition modale sont identiques. La cordiérite est toutefois moins abondante, ou même absente. La muscovite est toujours secondaire, et le plagioclase montre les mêmes faciès que dans les types Quatre-Vios.

Le faciès sombre est un granite à grain fin (et non un microgranite), mélanocrate, remarquable par l'abondance des enclaves microgrenues sombres. Il forme des filons de taille moyenne orientés E-W. La texture est porphyroïde, souvent orientée, en particulier en bordure des filons où les phénocristaux et les enclaves sont parallèles aux épontes. Ce sont des monzogranites, proches des granodiorites, à biotite abondante et cordiérite rare. La muscovite est assez rare, toujours secondaire. Quatre types de plagioclases toujours automorphes peuvent être distingués :

- 1) des cristaux non zonés, An 25-35 ;
- 2) des cristaux zonés avec un cœur automorphe An 45, et une bordure An 25-35 ;
- 3) des cristaux zonés régulièrement depuis le cœur jusqu'à la bordure ;
- 4) des cristaux zonés inverses avec un cœur moins calcique que la bordure. Les types 3 et 4 sont nettement subordonnés.

#### c) Granite de Fabras

Il forme un petit massif en bordure du bassin houiller de Prades. Il est intrusif dans les gneiss œillés migmatitiques avec un faciès de bordure à grain fin (Weisbrod, 1967 ; Weisbrod et Samama, 1974). Il se distingue très nettement des autres types par sa teinte très claire, son grain assez grossier, son absence totale d'enclaves. Il est parcouru par un réseau de diaclasses à remplissage de quartz, fluorine, minéraux argileux, et parfois autunite. Pétrographiquement, c'est un monzogranite, à muscovite primaire et secondaire et à biotite subordonnée. Le caractère le plus original de ce granite est la présence de topaze, en cristaux automorphes disséminés dans la masse du granite.

#### d) Granodiorite de Treynas

C'est un massif d'extension inconnue mais nécessairement peu étendu. Il s'agit d'une granodiorite à grain fin, très sombre, très riche en enclaves microgrenues sombres. Sa minéralogie est très particulière : elle comprend du quartz interstitiel, du feldspath alcalin rare, du plagioclase de trois types : zonés avec cœur automorphe calcique, zonés avec pavage de plages calciques dans des cristaux plus sodiques, et petits cristaux non zonés An 25-40 très abondants. Les minéraux ferro-magnésiens sont : la biotite, en lame, le clinopyroxène, en cristaux automorphes, une amphibole calcique (actinote) en cristaux xénomorphes associés au clinopyroxène et à la biotite, et enfin le sphène qui forme des cristaux automorphes abondants. Par sa texture et sa minéralogie, cette granodiorite se rapproche des vaugnérites.

#### e) Granite de la Chavade

Il forme un petit massif intrusif dans les gneiss œillés faiblement migmatitiques (Bertucat, 1956 ; Weisbrod, 1967, 1985). Les contacts avec les gneiss sont francs, mais dessinent parfois de multiples interpénétrations, avec de nombreuses enclaves de gneiss. C'est une granodiorite, claire, à biotite seule. Il ne contient aucune enclave en dehors des enclaves de gneiss. Le plagioclase est très abondant, non zoné An 15-20.

## Enclaves

### a) Enclaves surmicacées

Elles ont été décrites par J.-M. Montel *et al.* (1986, 1991). Elles forment de petites « loupes » surmicacées distribuées de manière homogène à l'échelle d'un affleurement. Leur taille est également homogène à l'échelle de l'affleurement : les plus grandes ne font guère plus de 20 cm, les plus petites sont des assemblages pluricristallins, visibles uniquement en lame mince. La taille courante est de 1-5 cm de long sur 3-15 mm d'épaisseur. Dans la plupart des cas, on remarque la présence d'une croûte micacée constituée de lamelles de biotite non orientées. L'importance de cette croûte est variable : dans certains cas elle est absente, dans d'autres elle constitue plus de 80 % du volume de l'enclave, normalement elle ne dépasse pas quelques millimètres d'épaisseur. En dehors de cette croûte biotitique, la texture des enclaves surmicacées est nettement métamorphique, avec une foliation marquée et parfois des plis post-schisteux. Leur minéralogie est très particulière, avec une nette prédominance des minéraux alumineux : cordiérite, biotite, et sillimanite omniprésentes, spinelle et grenat moins abondants, corindon et andalousite occasionnels, et un déficit en minéraux « granitiques » : plagioclase An 20-25 et quartz peu abondant, feldspath alcalin généralement absent. Ces enclaves sont des restites (Montel *et al.*, 1991).

### b) Enclaves microgrenues sombres

Elles ont été décrites par A. El Mouraouah (1986). Elles sont, en général, assez rares, sauf dans les granites sombres (type Tanargue sombre ou Treynas). Elles forment des petites masses elliptiques, de 5 à 10 cm de diamètre, avec un allongement faible (rapport grand axe-petit axe de 1 à 3 environ) les plus grandes atteignent 60 cm. Il existe parfois une zone de transition plus claire entre l'enclave et le granite lui-même (El Mouraouah, 1986). On peut observer fréquemment la présence, au sein d'une enclave microgrenue sombre d'éléments provenant du granite : enclaves surmicacées, ou phénocristaux de feldspath potassique. La texture des enclaves est nettement magmatique, en général doléritique avec un plagioclase An 25-35 jusqu'à An 53 en latte, de la biotite, et de l'apatite aciculaire. Le quartz est subordonné ou absent (El Mouraouah, 1986). Ces enclaves sont des témoins, plus ou moins modifiés d'un magma basique ayant interagi avec le granite (Didier *et al.*, 1989).

### c) Enclaves microgrenues claires

Elles sont très rares, sauf en bordure de certains massifs (Joux, Quatre-Vios fin); Elles sont classiquement interprétées comme des bordures figées disloquées (Caen-Vachette *et al.*, 1982 ; Didier et Barbarin, 1991).

### d) Enclaves d'encaissant

Il s'agit d'enclaves des diverses formations que l'on peut reconnaître immédiatement dans les formations encaissantes : granites du Velay, migmatites de divers types, paragneiss et gneiss œillés, monocristaux de

grande taille de feldspath ou quartz. Beaucoup plus rarement, on peut trouver des enclaves de granites porphyroïdes, d'amphibolites et de pyroxénites (Gourgaud, 1973). On doit ranger dans cette famille des nodules pluricristallins à quartz-cordiérite (Caen-Vachette *et al.*, 1982). De teinte verdâtre, de quelques centimètres de diamètre, ils ne sont pas cernés d'une auréole blanchie, et leur morphologie n'est pas dendritique. Ils ne se développent pas au sein du granite comme dans le granite du Velay (Didier et Dupraz, 1985) mais forment bien des enclaves, avec un contact net. Notons qu'il n'a pas été signalé jusqu'à présent d'enclave de granite du Velay à cordiérite automorphe.

## Caractères géochimiques

Les analyses chimiques nouvelles sont reportées dans le tableau 2. D'autres analyses peuvent être trouvées dans les travaux antérieurs (tabl. 1). Des analyses d'enclaves surmicacées peuvent être trouvées dans J.-M. Montel *et al.* (1991), et des analyses d'enclaves microgrenues dans A. El Mouraouah (1986), et G. Durand (1976).

### a) Éléments majeurs

Les compositions de tous les types de granite ont été traités par les diagrammes multicationiques de F. Debon et P. Lefort (1983), et H. de La Roche *et al.* (1980).

#### 1. Diagramme QP

Ce diagramme est destiné à la nomenclature (fig. 2). La plupart des GTM s'organisent en une lignée, située essentiellement dans le champ des granites mais débordant légèrement dans le champ des adamellites, sauf le granite de Treynas (granodiorite). On peut noter également la position légèrement excentrée des granites du Quatre-Vios à grain très fin par rapport à la lignée principale. Les types « Tanargue sombre » (= Chastagnas) forment la partie la moins différenciée de la lignée.

#### 2. Diagramme AB

Ce diagramme oppose l'indice de coloration à un indice de peraluminosité. Il classe les granites en fonction de la partie non strictement granitique de leur composition chimique (quartz et feldspaths sont situés à l'origine). Il permet de distinguer les grands types de lignées.

Il existe une lignée principale (fig. 3), depuis les types « Tanargue sombre » jusqu'au granite de L'Aulagnet (tabl. 1), mais certains types se situent nettement en dehors de cette lignée (Chavade, Fabras, Treynas). Une certaine dispersion existe, qui disparaît lorsque l'on ne considère que les analyses nouvelles. La moins grande précision des analyses anciennes ou la présence d'enclaves dans certains échantillons pourrait expliquer cette dispersion. Le type Chavade semble définir une lignée particulière (fig. 3), mais le faible nombre d'analyses rend cette affirmation incertaine. La lignée principale est de type alumineux proche de la lignée du Guéret (fig. 3). Elle est nettement différente des types S d'Australie. L'axe de la lignée n'est pas dirigé vers le domaine des enclaves surmicacées ni vers celui des

Composition chimique des granites de type Quatre-Vios

	gros grain							grain moyen		grain fin				très fin				
	LV105	LV108	G4VM	A852	LV12	LV109	T363	MG4V	LV107	T381	LV11	T228	T341	LV100	LV106	LV102	LV200	LA5
SiO <sub>2</sub>	69.33	73.22	69.19	69.23	68.82	69.86	71.75	71.15	72.71	70.55	72.03	70.55	71.30	72.00	72.30	70.45	70.47	71.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.18	14.27	14.64	14.47	14.57	14.62	14.80	14.42	14.19	15.65	14.35	14.95	16.70	14.28	14.30	14.47	14.49	14.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.19	1.69	3.49	3.58	3.62	2.89	2.32	2.57	1.82	2.71	1.91	2.89	1.50	1.76	1.98	2.32	2.07	2.13
MnO	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	-	0.02	0.02	-	0.02	0.05	-	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02
MgO	1.03	0.46	0.95	0.98	0.98	0.96	1.25	0.58	0.41	1.10	0.58	1.35	2.00	0.49	0.51	0.61	0.50	0.61
CaO	1.54	1.09	1.37	1.61	1.50	1.19	1.10	1.12	0.91	1.05	0.89	1.20	1.10	0.78	0.83	0.84	0.61	0.88
Na <sub>2</sub> O	3.33	3.58	3.28	3.22	3.23	2.79	2.65	3.17	3.08	2.85	2.92	3.60	2.55	2.93	2.99	2.74	2.75	2.77
K <sub>2</sub> O	4.51	4.19	4.78	4.66	4.89	5.36	5.00	5.28	5.48	5.00	5.60	4.50	3.90	5.58	5.63	5.83	5.99	6.34
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.21	0.53	0.54	0.55	0.49	0.20	0.38	0.24	0.30	0.30	0.45	0.30	0.28	0.33	0.45	0.45	0.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.24	0.33	0.30	0.30	0.34	0.45	0.33	0.28	0.50	0.39	0.25	0.30	0.40	0.37	0.42	0.44	-
PF	1.08	1.11	1.15	1.14	1.23	1.25	0.65	0.81	0.91	1.05	1.15	0.85	0.65	1.29	0.95	1.40	1.23	1.68
total	99.97	100.08	99.75	99.77	99.73	99.77	100.00	99.83	100.05	100.55	100.14	100.40	100.15	99.80	100.21	99.54	99.00	100.35
Ba	1048	672	696	649	744	584	-	480	389	-	374	-	-	329	387	515	480	670
Cr	28	6	21	19	20	34	28	9	5	20	13	28	19	10	5	9	8	10
Nb	<5	10	7	6	7	12	-	8	16	-	5	-	-	5	16	5	9	-
Ni	29	5	8	13	12	13	36	6	8	29	8	14	28	6	6	34	5	3
Rb	174	195	212	214	221	314	-	342	300	-	351	-	-	358	368	378	422	-
Sc	9.0	4.7	9.3	9.3	9.1	6.8	-	7.1	4.8	-	3.7	-	-	3.2	4.3	4.6	3.2	5
Sr	196	156	193	184	314	129	-	110	98	-	87	-	-	72	82	75	65	89
V	40	17	36	36	34	32	-	18	17	-	13	-	-	12	14	15	13	39
Y	37	22	28	28	26	19	-	22	17	-	11	-	-	9	15	15	12	15
Zr	197	86	195	191	202	216	-	172	117	-	126	-	-	124	156	241	254	154

Tabl. 2. - Composition chimique des granites de type Quatre-Vios.  
Table 2. - Chemical composition of Quatre - Vios granites.

	types sombres							types clairs	
	LV1182	LV101	GT3	GT5	LO3	GT1	GT4	GT2	TA1
SiO <sub>2</sub>	65.16	65.23	66.50	66.05	68.20	67.50	67.48	71.30	73.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.09	15.22	15.22	15.07	14.68	14.72	15.17	15.09	14.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.46	5.27	5.07	4.68	4.76	3.77	4.09	2.53	1.88
MnO	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.04	0.03
MgO	1.56	1.30	1.10	0.95	1.13	1.10	1.23	0.69	0.51
CaO	2.01	2.12	1.87	1.51	2.29	1.73	1.72	0.70	0.88
Na <sub>2</sub> O	3.17	3.21	3.42	3.29	3.34	3.35	3.25	3.19	3.30
K <sub>2</sub> O	4.38	4.73	4.68	4.47	4.70	4.66	4.50	5.23	5.75
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.99	0.90	0.78	0.86	0.74	0.78	0.38	0.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.50	0.43	0.46	-	0.30	0.34	0.29	-
PF	1.13	0.96	1.14	1.66	0.83	1.07	1.36	1.01	0.81
total	99.47	99.59	100.40	98.98	100.86	99.00	99.98	100.45	100.62
Ba	918	953	812	764	962	645	669	429	423
Cr	26	15	<10	13	15	22	32	11	13
Nb	17	17	-	-	-	-	-	-	-
Ni	17	14	14	11	11	18	22	<10	11
Rb	198	216	200	177	-	223	219	293	-
Sc	13.8	12.8	-	-	14	-	-	-	5
Sr	224	229	240	173	219	191	180	91	95
V	51	39	61	56	43	53	65	31	14
Y	43	43	46	42	41	33	35	21	14
Zr	417	425	-	-	121	-	-	-	93
U	-	-	4.35	4.35	-	3.46	4.89	4.51	-
Th	-	-	25.02	25.02	-	23.20	26.64	23.45	-
La	-	-	59.98	58.38	-	42.71	47.60	35.98	26.54
Ce	-	-	129.11	132.79	-	93.62	101.46	80.67	58.30
Nd	-	-	61.72	62.64	-	43.70	47.53	36.45	25.16
Sm	-	-	13.28	13.08	-	9.56	10.33	8.14	5.58
Eu	-	-	1.56	1.62	-	1.32	1.40	0.98	0.55
Gd	-	-	9.48	9.40	-	6.73	7.36	5.64	4.29
Dy	-	-	7.58	7.24	-	5.41	5.69	3.81	2.61
Er	-	-	3.83	3.50	-	2.72	2.72	1.70	1.11
Yb	-	-	3.96	3.46	-	2.77	2.74	1.72	1.01
Lu	-	-	0.59	0.46	-	0.43	0.40	0.22	0.15

Tabl. 2. - Composition chimique des granites de type Tanargue.  
Table 2. - Chemical composition of Tanargue granites.

	FA1	FA89	Lau	MY4	CH90	Y	CR1	T44	AN1	Grazac	Treynas
SiO <sub>2</sub>	72.40	73.06	72.96	71.60	70.75	71.69	73.20	69.20	72.00	69.20	61.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.65	14.69	14.05	15.15	15.60	13.85	13.32	14.95	14.56	16.10	16.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.86	1.08	1.45	1.68	1.77	2.81	1.71	2.22	2.70	2.68	6.73
MnO	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	-	-
MgO	0.09	0.18	0.16	0.46	0.64	0.88	0.50	1.25	0.69	1.30	2.25
CaO	0.60	0.65	0.58	1.41	1.81	0.41	0.60	1.20	0.95	1.35	3.85
Na <sub>2</sub> O	3.77	3.81	3.06	4.34	4.26	2.71	2.75	2.90	2.88	3.35	3.90
K <sub>2</sub> O	4.58	4.89	5.44	4.19	3.84	5.70	6.40	7.60	5.90	4.80	3.25
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.06	0.14	0.24	0.29	0.50	0.25	0.25	0.59	0.35	1.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	-	0.26	0.25	0.27	-	-	0.20	-	0.20	0.20
F	0.45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PF	1.47	1.06	1.00	0.68	0.43	1.66	1.13	0.90	0.64	0.75	1.45
Total	98.87	99.52	99.13	100.02	99.69	100.24	99.89	100.50	100.94	99.85	100.05
Ba	83	96	295	1243	1640	659	527	-	535	-	-
Cr	5	13	8	5	9	30	9	20	13	26	33
Nb	-	-	14	<5	-	-	-	-	-	-	-
Ni	<5	10	31	<5	9	12	11	18	13	15	15
Rb	508	-	336	144	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	4.1	4.3	5.0	8.0	6.0	-	5	-	-
Sr	32	85	66	699	1197	90	75	-	85	-	-
V	5	2	6	21	30	32	13	-	23	-	-
Y	8	8	17	10	10	21	19	-	22	-	-
Zr	24	30	78	126	84	154	109	-	58	-	-
U	4.18	-	10.12	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	10.09	-	10.61	-	-	-	-	-	-	-	-
La	4.00	-	16.57	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	14.09	-	37.25	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	3.46	-	15.45	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	1.46	-	4.11	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	0.37	-	0.47	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	1.67	-	3.63	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	1.24	-	2.92	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	0.93	-	1.02	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0.76	-	0.88	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	0.17	-	0.10	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0.45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B	21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	326	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabl. 2. - Composition chimique des autres granites.  
Table 2. - Chemical composition of others granites.

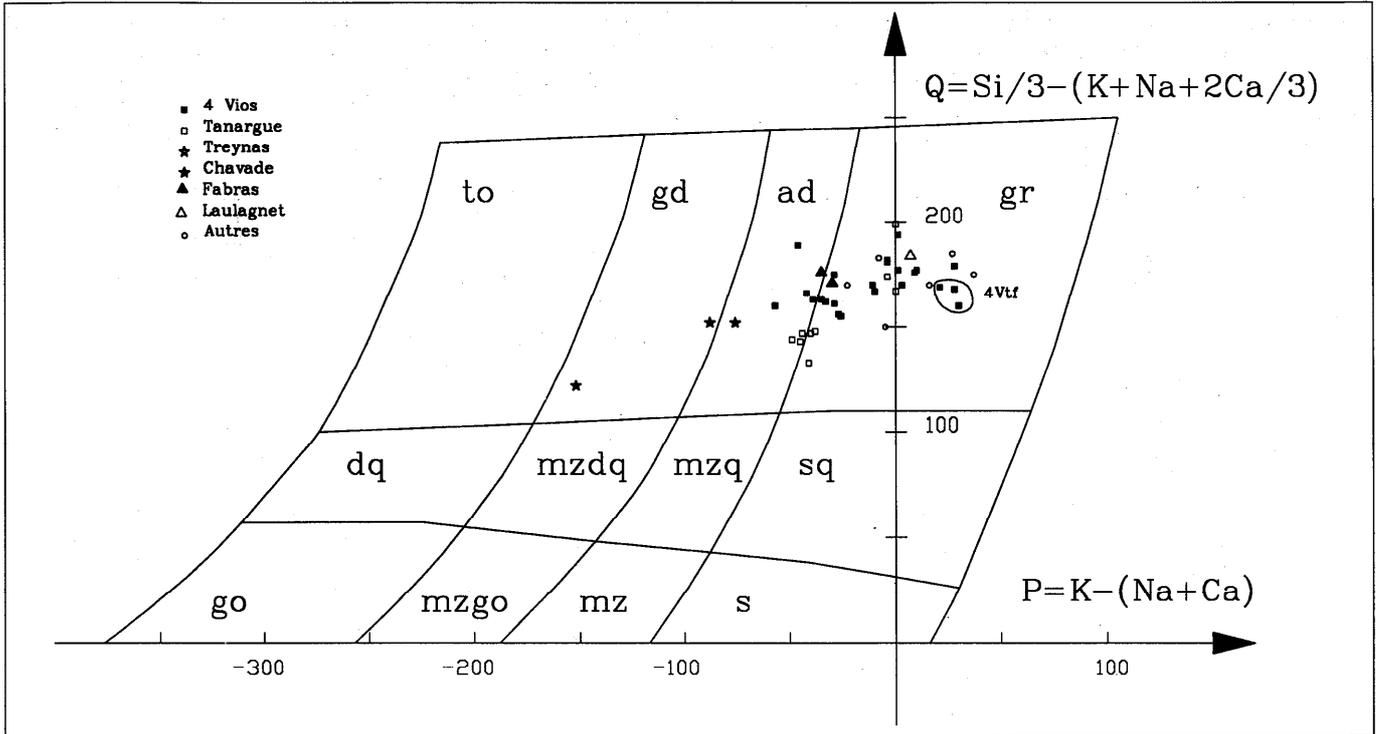


Fig. 2. - Position des granites tardimigmatitiques dans les diagrammes QP.  
 GR = granites ; AD = adamellites ; GD = granodiorites. 4 Vtf = granite du Quatre-Vios à grain très fin.  
 Fig. 2. - Plot of the late-migmatitic granites on QP diagrams.  
 GR = granites; AD = adamellites; GD = granodiorites. 4 Vtf = very fine grained Quatre-Vios granite.

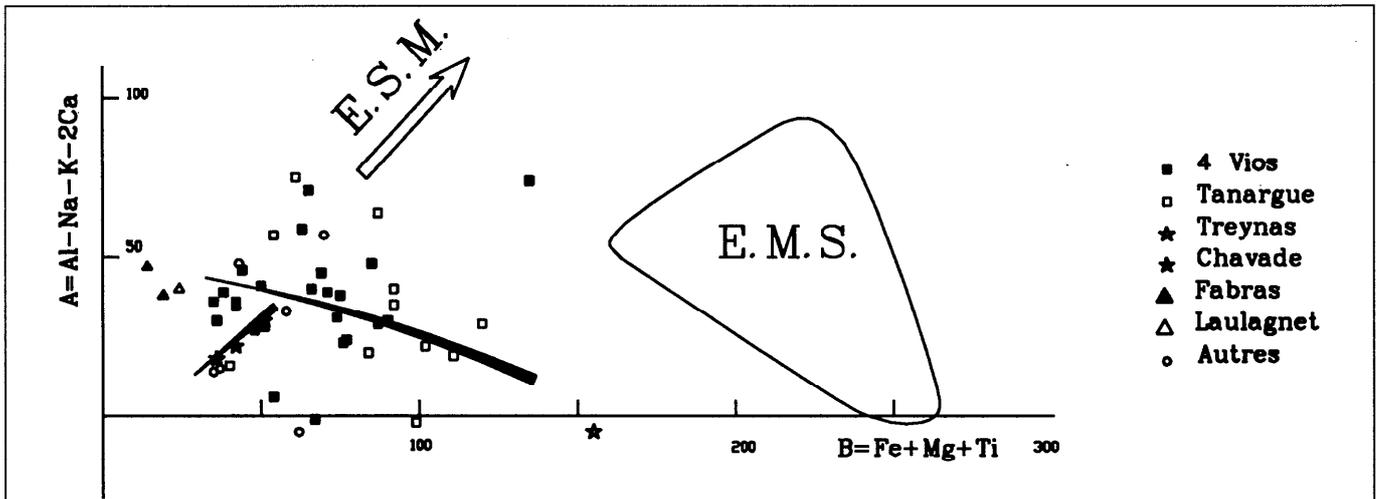
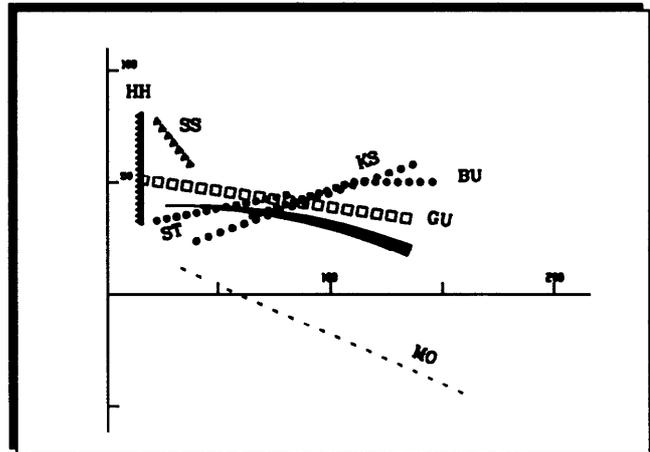


Fig. 3. - Position des granites tardimigmatitiques dans le diagramme AB et comparaison avec des séries-types.  
 E.S.M. = enclaves surmicacées ; E.M.S. = enclaves microgranulées sombres. Leucogranites : HH = Haut Himalaya, SS = Saint Sylvestre. S-types : KS = Kosciusko, BU = Bullenballong, ST = Stratbogie. I-Type : MO = Moruya. Alumino potassique : GU = Guéret.  
 Fig. 3. - Plot of the late-migmatitic granites on an AB diagram showing comparison with the type-series.  
 E.S.M. = highly micaceous inclusions; E.M.S. = dark microgranular inclusions. Leucogranites: HH = High Himalayas, SS = Saint Sylvestre. S-types: KS = Kosciusko, BU = Bullenballong, ST = Stratbogie. I-Type: MO = Moruya. Alumino-potassic: GU-Guéret



enclaves microgrenues sombres. Il est à noter également que la partie la plus différenciée de la lignée n'est pas située à l'origine mais nettement dans le domaine peralumineux. Enfin on remarque que les enclaves microgrenues sombres sont situées dans le domaine peralumineux (trois analyses).

### 3. Diagramme QBF

Dans ce diagramme (fig. 4), on retrouve la lignée principale, de nouveau très proche de la lignée du Guéret. Les granites de type Chavade forment une lignée secondaire proche du granite d'Aureil, alors que le granite de Fabras est proche des leucogranites du Haut Himalaya.

### 4. Autres diagrammes

L'examen d'autres diagrammes (de La Roche, Harker) confirme les observations précédentes, à savoir : l'existence d'une lignée principale, proche du type Guéret (série dite « aluminopotassique »), mais très différente des types S australiens. L'existence d'une minilignée de type « Aureil » pour le granite de la Chavade, sodique, par opposition à tous les autres types, potassiques. La position du granite de Treynas dans le champ des roches basiques, et celle du granite de Fabras dans le champ des leucogranites. Un point important est que dans un certain nombre de diagrammes, les enclaves, de quelque nature qu'elles soient ne sont pas situées dans l'axe de la lignée principale. On note également, en particulier dans les diagrammes de Harker, que les granites de type « Quatre-Vios à grain très fin » sont situés en dehors la lignée générale des granites des Quatre-Vios.

#### b) Éléments en trace

Les données sur les éléments en trace sont moins abondantes et plus disparates que celles sur les éléments majeurs.

Toutefois, la cohérence de la lignée principale se retrouve en niveau des traces : les granites intégrés dans cette lignée forment des trends plus ou moins nets dans les diagrammes trace-trace. Le comportement des éléments en trace au sein de cette lignée est tout à fait classique pour une lignée de type aluminopotassique, puisque parmi des éléments analysés, seul Rb (avec K et Si pour les majeurs) se comporte de façon incompatible. Tous les autres éléments ont un comportement compatible, aussi bien les éléments de transition, que Ba et Rb, Y, Th, Zr, et les Terres Rares. On peut noter également que les teneurs en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> sont élevées, incompatibles avec le modèle de T.M. Harrison et E.B. Watson (1984), mais en accord avec les données de M. Pichavant *et al.* (1992). La différenciation conduit à des termes leucocrates, riches en Rb, mais très pauvres en Ba, Sr, Zr, Y, avec un spectre de Terres Rares qui s'aplatit avec la différenciation (La/YbN de 22 à 12), et une anomalie en Eu qui se creuse (Eu/Eu\* de 0,6 à 0,36). Les granites individualisés par les éléments majeurs sont également originaux pour les traces : le granite de la Chavade est extrêmement riche en Sr et Ba. Le granite de Fabras est riche en F (0,45 %), Li, Sn, W, Rb, et pauvre en Zr, Sr, Ba, Y et en éléments de transition. Ces caractéristiques le rapprochent des granites fluorés de Cornouailles (Charoy, 1986).

#### c) Conclusions

Les GTM malgré des différences de texture, et une grande dispersion géographique forment une famille géochimique cohérente, de type Guéret, allant des types « Tanargue sombre » comme faciès les moins différenciés jusqu'au type « L'Aulagnet » comme terme le plus différencié. Malgré certaines caractéristiques communes, cette lignée est nettement différente des vrais types S (A.J. White et B.W. Chapell, 1977). Le méca-

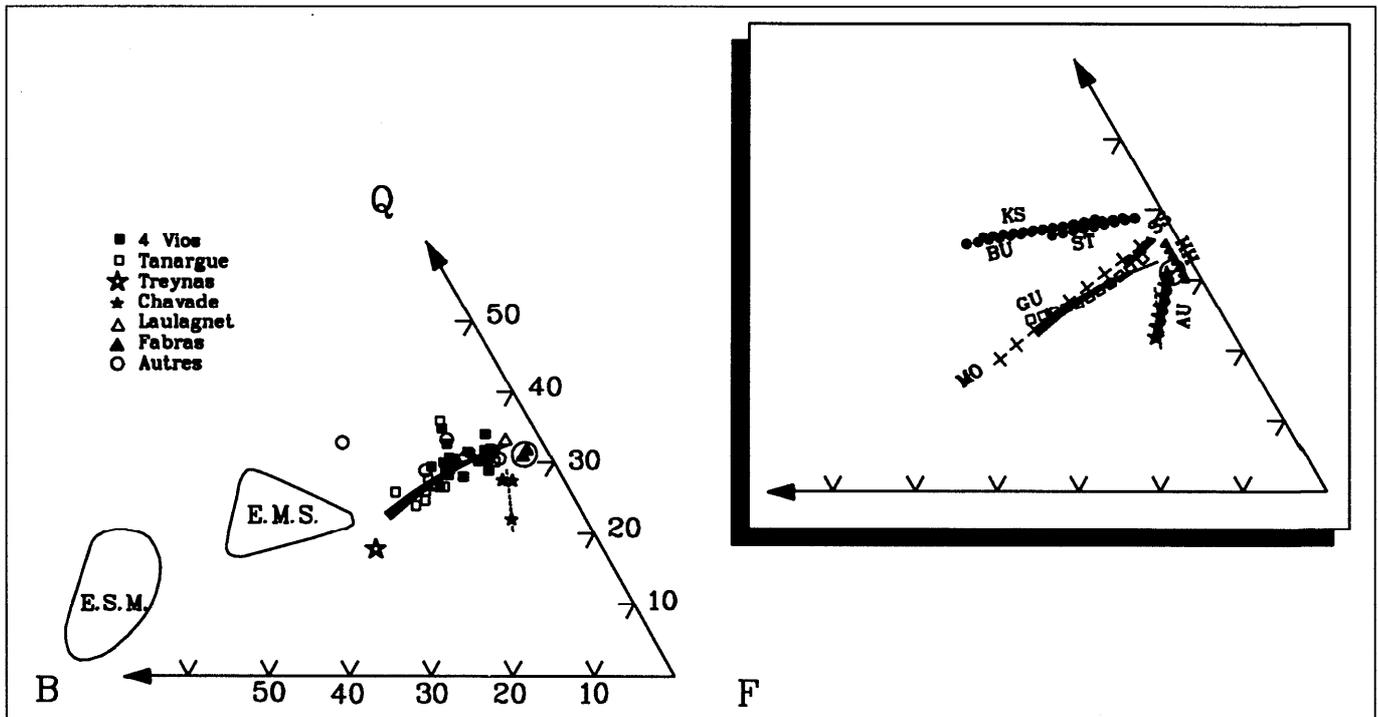


Fig. 4. - Position des granites tardimigmatitiques dans le diagramme QBF et comparaison avec des séries-types. Même légende que pour la figure 3, sauf AU = granite d'Aureil.  
 Fig. 4. - Plot of the late-migmatitic granites on a QBF diagram showing comparison with the type-series. As for Figure 3, except AU = Aureil granite.

nisme de la différenciation au sein de la lignée ne peut être l'extraction de restites (enclaves surmicacées) qui donnerait naissance à une lignée axée vers le champ des enclaves surmicacées dans tous les diagrammes. Les enclaves microgrenues ont une composition légèrement peralumineuse (fig. 3), ce qui montre que la composition initiale du magma basique a été modifiée par interaction avec le magma granitique (Didier *et al.*, 1989).

## Chronologie

### a) Chronologie relative

Une chronologie relative des GTM peut être établie :

- 1) par rapport aux autres formations du Velay et aux événements tectonométamorphiques régionaux,
- 2) à l'intérieur de la famille des GTM.

La mise en place des GTM est postérieure à toutes les manifestations migmatitiques, aux phases de plissement, et à la mise en place du granite du Velay (Weisbrod *et al.*, 1980 ; Dupraz, 1986 ; Dupraz et Didier, 1988). Ils sont également postérieurs à la cordiéritisation générale des formations, qui est pourtant un phénomène tardif (Didier et Dupraz, 1985). La limite d'âge supérieure pour les GTM ne peut être précisée. Les premiers terrains discordants sur le socle vellave dans cette région appartiennent au Stéphanien (Grand'Eury, 1877). L'étude détaillée des galets contenus dans le conglomérat de base du bassin de Prades dans la région de La Souche, indique qu'à cette époque des schistes cristallins déformés, des migmatites syntectoniques, des granites syntectoniques de type Rocles, des granites anatectiques du Velay étaient soumis à l'érosion. Sont absents : des roches cordiéritisées, des granites du Velay à cordiérite automorphe, et des granites tardimigmatitiques, alors que le granite du Tanargue est situé à proximité immédiate. Dans la région de Laviolle, le granite du Quatre-Vios grossier semble contemporain des granites du Velay à cordiérite automorphe, considérés comme tardifs dans l'histoire vellave (Dupraz, 1986). La mise en place de ce granite s'accompagne par ailleurs de déformations souples (Laumonier *et al.*, 1991) qui indiquent que le bâti n'était pas encore totalement refroidi au moment de sa mise en place.

La géométrie générale du massif du Quatre-Vios suggère que le massif est formé par plusieurs intrusions successives : les termes grossiers sont les plus anciens, alors que les termes fins sont plus tardifs et se mettent en place dans un bâti déjà froid (Caen-Vachette *et al.*, 1982). Les termes à biotite aciculaire, subvolcaniques, sont les plus récents. De façon générale, en prenant comme modèle le massif du Quatre-Vios, on peut considérer que les granites les plus anciens sont ceux qui intrudent des formations encore susceptibles de se déformer plastiquement, et seraient caractérisés par des contacts non nécessairement rectilignes, sans bordure figée et avec un grain assez grossier. Au contraire les plus tardifs se mettraient en place dans un encaissant refroidi, sous forme de dykes à grain fin avec des bordures figées. Suivant cette interprétation, les granites les plus anciens seraient le Quatre-Vios grossier

(contemporain des derniers granites du Velay), et le granite de la Chavade (interpénétration avec les migmatites). Viendraient ensuite les granites de type Tanargue, (contact rectiligne, mais grain grossier et absence de bordures figées), enfin les granites de Fabras (à bordure figée) et Quatre-Vios à grain fin, puis à grain très fin. Les microgranites seraient les derniers mis en place. Il est évident que cette chronologie est assez hypothétique car des granites peuvent se mettre en place au même moment à des niveaux structuraux différents.

### b) Chronologie absolue

Le granite des Quatre-Vios fin a été daté radiométriquement (Caen-Vachette *et al.*, 1982). Il donne un âge permien ( $274 \pm 7$  Ma). G. Durand (1976) donne un âge de  $273 \pm 11$  Ma (recalculé avec  $\lambda = 1.42$ ), pour le granite de Sardige qui est strictement équivalent au Quatre-Vios fin. Le granite du Velay clair est lui âgé de  $298 \pm 8$  Ma (Caen-Vachette *et al.*, 1982), mais les types à cordiérite automorphe, plus récents (Dupraz, 1986) ne sont pas datés. Dans le nord du Velay, les leucogranites tardifs, qui occupent une position identique au GTM dans l'histoire vellave sont datés à  $288 \pm 7$  (Pitiot, 1984). L'ensemble des granites tardimigmatitiques doit donc se mettre en place dans la période 290-275 Ma, c'est-à-dire au Permien suivant C.S. Odin et C. Odin (1990). Il est à noter que certains types, en particulier les microgranites, pourraient être encore plus récents.

## Discussion : origine des granites tardimigmatitiques

Les granites tardimigmatitiques constituent une famille définie sur les bases d'une chronologie relative du Velay. La plus grosse partie d'entre eux forme également une famille chimiquement et pétrographiquement cohérente, de type « aluminopotassique » proche des types Guéret. A partir des données disponibles, il est possible de proposer un modèle génétique relativement détaillé, au moins pour les termes appartenant à la lignée principale, en discutant dans un premier temps la nature de la source puis dans un deuxième temps le mécanisme de genèse.

La nature principalement métasédimentaire de la source est attestée par plusieurs éléments. La composition chimique en éléments majeurs est essentiellement peralumineuse, ce qui se traduit, dans la minéralogie, par la présence de cordiérite. La composition isotopique initiale du strontium, dans au moins deux cas : le granite de Sardiges ( $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.7126$ , Durand, 1976) et le granite du Pont-de-Chervil ( $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,7129$ , Caen-Vachette *et al.*, 1982) indique qu'il s'agit d'une source à haut rapport Rb/Sr. Le spectre d'enclaves, dominé par les enclaves surmicacées, montre l'importance de la composante métamorphique. Enfin, l'étude détaillée de ces enclaves (Montel *et al.*, 1991), et la présence dans certaines cordiérites de spinelles et de sillimanite, indique que le matériau source était de nature pélitique, à silicate d'alumine. Toutefois, la présence d'une autre composante, mafique et non peralumineuse, est attestée par au

moins deux éléments : la présence d'enclaves microgrenues sombres, et l'enracinement de la lignée géochimique vers le domaine métalumineux et relativement riche en fer et magnésium du diagramme A-B (fig. 3).

Le mécanisme de genèse peut être précisé à partir de l'étude des enclaves surmicacées. L'analyse des textures, la composition chimique et la composition minéralogique des enclaves, montrent que le matériau-source a subi une déstabilisation de la biotite, avec perte de la composante granitique (Montel *et al.*, 1991). L'étude thermobarométrique a montré que ce phénomène s'est déroulé à environ 4.5-5.5 kbar et 750-850 °C. D'après J.-D. Clemens et D. Vielzeuf (1987), une métapélite banale devrait, dans ces conditions, produire entre 30 et 60 % de magma granitique peralumineux, sous-saturé en eau, par fusion-déshydratation. Toutefois la comparaison des compositions chimiques des GTM avec les verres expérimentaux produits par fusion expérimentale de métasédiments ne confirme pas totalement cette hypothèse. En effet, toutes les expériences de fusion partielle de métasédiments ont produit des liquides peralumineux et leucocrates, bien moins riches en FeO et MgO qu'une bonne partie des GTM de la lignée principale (Green, 1976 ; Vielzeuf et Holloway, 1988 ; Conrad *et al.*, 1988 ; Puziewicz et Johannes, 1988 ; Montel et Vielzeuf, 1990 ; Patiño-Douce et Johnston, 1991 ; Holtz et Johannes, 1991 ; Skjerlie et Johnston, 1992). En général, pour les verres expérimentaux, la somme FeO + MgO ne dépasse pas 3 %, et reste même le plus souvent inférieure à 2 %, ce qui correspond à un paramètre B inférieur à 75. Comme les termes les plus mafiques sont également les moins alumineux, nous pensons que cet « excès » de FeO et MgO est dû au composant mafique à l'origine des enclaves microgrenues sombres. Ce composant ne peut être d'origine crustale car on en connaît actuellement aucun matériau source ayant produit par fusion partielle expérimentale, des liquides mafiques metalumineux. Une origine mantellique ultime pour ce matériau est donc plus probable.

Un scénario de genèse des GTM doit également prendre en compte d'autres éléments. Les GTM se mettent en place à un niveau structural élevé, ils sont donc sous-saturés en eau à la source, ce qui est compatible avec une genèse par fusion-déshydratation. Ils se mettent en place tardivement, après les derniers épisodes de compression et d'épaississement, mais également après la phase anatectique principale. Certains au moins se mettent en place au Permien, soit plus de 30 millions d'années après le paroxysme vellave, et plus de 60 millions d'années après les derniers stades d'épaississement. Enfin il est à noter que le volume de magma granitique produit est faible, et se met en place de façon géographiquement dispersée.

Les GTM résultent de la fusion par déshydratation de la biotite, de zones pélitiques de la croûte moyenne. La fusion a été déclenchée par la mise en place de magmas basiques, qui jouent le rôle de vecteurs de chaleur, mais qui participent également à la formation du magma. Les liquides ainsi engendrés, plus ou moins contaminés, pauvres en eau, se mettent en place à un niveau structural élevé, dans un environnement partiellement ou fortement refroidi, sous forme de filons ou de masses filoniennes. Ce scénario est proche de celui proposé par J. Didier *et al.* (1989), mais diffère par la nature de la roche source.

Une question importante est de savoir comment la croûte moyenne est encore capable de produire des granites alors qu'elle a déjà subi une anatexie poussée et généralisée qui aurait dû, selon D. Vielzeuf *et al.* (1990) la rendre « stérile ». On peut supposer que ce sont des niveaux particuliers de la croûte, plus réfractaires, ayant résisté à l'anatexie vellave s.s., qui sont les sources des GTM. Il pourrait s'agir de niveaux riches en biotites alumineuses plus résistantes à la fusion. Ceci pourrait expliquer le faible volume de magma produit : seules, les zones épargnées par l'anatexie vellave, et au sein desquels des magmas basiques se sont mis en place, ont donné naissance aux magmas sources des GTM.

Les faciès qui n'appartiennent pas à la lignée principale ont plus de mal à prendre place dans ce modèle. Le granite de Fabras requiert la présence de fluor dans sa source, qui pourrait être un niveau de pélites fluorées, ayant échappé à la fusion vellave. Le granite de Treynas est plus énigmatique, même s'il présente des similitudes avec les vagnérinites. Enfin le granite de la Chavade, banal par sa minéralogie, semble très original par sa chimie (Abdelghaffar, 1990), et aucun modèle génétique ne peut être proposé pour l'instant.

## Conclusion

Les données accumulées jusqu'ici par les divers auteurs ayant étudié des GTM permettent de se faire une idée globale sur leur genèse. Un schéma génétique peut être établi pour la lignée principale, mais un gros travail reste à faire car de nombreux massifs n'ont été étudiés que très superficiellement, voire même pas étudiés du tout. La pétrographie détaillée, la géochimie même élémentaire de nombreux massifs restent à faire, de même que la datation systématique des intrusions (Abdelghaffar, thèse en cours).

Les GTM constituent une fenêtre sur la croûte moyenne de cette partie du Massif central à la limite Stéphanien-Permien. Ils montrent, qu'à cette époque, se mettent en place des magmas basiques mais que la croûte, déjà épuisée par l'orogénèse hercynienne ne peut produire qu'un faible volume de magma granitique. Nous pensons à l'étude des autres massifs, et en particulier des faciès atypiques fourniront des informations nouvelles sur l'activité de la croûte moyenne, au moment où s'achève l'histoire hercynienne et où débute l'histoire alpine.

## Remerciements

Nous tenons à remercier P. Ledru pour le soutien financier que le BRGM nous a accordé pour cette étude, dans le cadre du projet « Velay ». Cet article a bénéficié des commentaires judicieux de J. Didier pour une version préliminaire, et de R. Capdevila pour la version soumise ; qu'ils en soient remerciés tous deux.

## Références bibliographiques

ABDELGHAFAR R. (1990). - Typologie des granites tardimigmatitiques du domaine vellave. DEA, Clermont-Ferrand, 39 p.

- BERTUCAT M. (1956). - Étude géologique du Haut-Vivarais Occidental. DGP, Clermont-Ferrand, 47 p.
- BRIAND B., CHENEVOY M. (1979). - Carte géologique de France à 1/50 000, feuille de Lamastre, BRGM, Orléans.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIE J.-P., FERNANDEZ A. (1982). - Ages radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **294**, pp. 135-138.
- CHAROY B. (1986). - The genesis of the Cornubian batholith (South-West England): the example of the Carrmenellis pluton. *J. Petrol.*, **27**, pp. 571-604.
- CLEMENS J.D., VIELZEUF D. (1987). - Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **86**, pp. 287-306.
- CONRAD W.K., NICHOLLS I.A., WALL V.J. (1988). - Water-saturated and -undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.*, **29**, pp. 765-803.
- DEBON F., LE FORT P. (1982). - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **73**, pp. 135-149.
- DIDIER J. (1973). - Granites and their enclaves. Coll. Developments in Petrology, Elsevier, 393 p.
- DIDIER J., BARBARIN B. (1991). - The different types of enclaves in granites - Nomenclature, in Didier J. & Barbarin B. Eds, Enclaves and granite petrology, pp. 19-21.
- DIDIER J., DUPRAZ J. (1985). - Magmatic and metasomatic cordierites in the Velay granitic massif (French Massif Central). The crust-the significance of granites-gneisses in the lithosphere, Theophrastus publications, Athens, pp. 35-77.
- DIDIER J., FERNANDEZ A., EL MOURAOUAH A. (1989). - A model for the genesis of granitic magmas by crustal melting around mafic intrusions: the Peyron near Burzet (Ardèche, Massif central). Magma-crust interactions and evolution, Theophrastus publications, Athens, pp. 163-191.
- DUPRAZ J. (1986). - Le batholite du Velay et son encaissant métamorphique et plutonique (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **302**, pp. 461-466.
- DUPRAZ J., DIDIER J. (1968). - Le complexe anatectique du Velay (Massif central français) : structure d'ensemble et évolution géologique. *Géologie de la France*, n° 4, pp. 73-88.
- DURAND G. (1976). - Lithostratigraphie, métamorphisme, et granitisation des formations cristallophylliennes de la région de Lamastre (Ardèche), Massif central français. Partie III : secteur occidental et géochronologie. Thèse 3e cycle, Lyon, 2 vol.
- EL MOURAOUAH A. (1986). - Paléogénèse du granite du Velay autour de la diorite du Peyron (Burzet, Ardèche, MCF), approche pétrographique et géochimique de la genèse des granites tardimigmatitiques. Thèse 3e cycle, Clermont-Ferrand, 183 p.
- GOURGAUD A. (1973). - Les granites et migmatites du Forez au Sud de Montbrison (Massif central). Thèse 3e cycle, Clermont-Ferrand, 171 p.
- GRAND'EURY C. (1877). - Flore carbonifère du département de la Loire et du centre de la France, t. 2, Géologie. Extrait des mémoires présentés par divers savants à l'Académie des Sciences. Imprimerie Nationale, Paris, 305 p.
- GREEN T.H. (1976). - Experimental generation of cordierite or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, **4**, pp. 85-88.
- HARRISON T.M., WATSON E.B. (1984). - The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetics consideration. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, pp. 1467-1477.
- HOLTZ F., JOHANNES W. (1991). - Genesis of peraluminous granite I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H<sub>2</sub>O activities. *J. Petrol.*, **32**, pp. 935-957.
- KORNPROBST J. (1983). - Notice de la carte géologique de France à 1/50 000, feuille d'Arlanc, BRGM, Orléans.
- LABERNARDIERE H. (1961). - Étude géologique du Sud-Forez (Région d'Ambert). DES, Clermont-Ferrand, 74 p.
- LAGARDE J.-L., DALLAIN C., CAPDEVILA R. (1990). - Contexte tectonique de la fusion crustale post-collision dans la chaîne hercynienne : l'exemple du complexe anatectique du Velay (Massif central). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **311**, pp. 477-484.
- LAPADU-HARGUES P. (1957). - Essai sur une classification génétique des massifs granitiques. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, **23**, 1-2, pp. 19-31.
- LA ROCHE H. DE, STUSSI J.-M., CHAURIS L. (1980). - Les granites à deux micas hercyniens français, essais de cartographie et corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sci. Terre*, **24**, 1, pp. 5-121.
- LAUMONIER B., MARIGNAC C., CHEILLETZ A., MACAUDIERE J. (1991). - Relations entre tectoniques superposées, migmatisations et mise en place du dôme du Velay (Région de Laviolle, Ardèche, France). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **313**, pp. 937-944.
- LEDRU P., COURRIOUX G., DALLAIN C., FEYBESSE J.-L., SCANVIC J.-Y. (1990). - Le massif granitique du Velay (Massif central) : résultats préliminaires de la cartographie à 1/1 000 000. Résumé, 13e R.S.T., Grenoble, p. 77.
- MONTEL J.-M., VIELZEUF D. (1990). - Experimental partial melting of a natural quartz-rich greywacke (II): phases compositions and P-T-F (melt fraction) relationships. *Terra Abstract*, **3**, 1, p. 29, EUG VI, Strasbourg, 24-28 mars 1991.
- MONTEL J.-M., WEBER C., BARBEY P., PICHAVANT M. (1986). - Thermobarométrie du domaine anatectique du Velay (Massif central français) et condition de genèse des granites tardimigmatitiques. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **302**, pp. 647-652.
- MONTEL J.-M., DIDIER J., PICHAVANT M. (1991). - Surmicaceous enclaves in intrusive granites in Barbarin B. et Didier, J. Eds, Enclaves and granite petrogenesis, pp. 509-528.
- MONTEL J.-M., MARIGNAC C., BARBEY P., PICHAVANT M. (1992). - Thermo-barometry and granite genesis: the Hercynian low-P high-T Velay anatectic dome (French Massif central). *J. Metam. Geol.*, **10**, pp. 1-15.
- ODIN G.-S., ODIN C. (1990). - Échelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, n° 35, pp. 12-21.
- MONTEL J.-M., MARIGNAC C., BARBEY P., PICHAVANT M. (1992). - Thermo-barometry and granite genesis: the Hercynian low-P high-T Velay anatectic dome (French Massif central). *J. Metam. Geol.*, **10**, pp. 1-15.
- PALM Q.A. (1957). - Les roches cristallines des Cévennes médianes à hauteur de Largentièrre (Ardèche, France). Drukkey Storm, Utrecht, 121 p.
- PATIÑO-DOUCE A.E., JOHNSTON A.D. (1991). - Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**, pp. 202-218.

- PICHAVENT M., MONTEL J.-M., RICHARD L. (1992). - Apatite solubility in peraluminous liquids: experimental data and an extension of the model of Harrison and Watson. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, pp. 3855-3861.
- PITOT P. (1984). - Relations des ensembles cristallins du Lyonnais et du Pilat du point de vue structural. Thèse 3e cycle, Lyon, 185 p.
- PUZIEWICZ J., JOHANNES W. (1988). - Phase equilibria and composition of Fe-Mg-Al minerals and melts in water-saturated peraluminous granitic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, pp. 156-168.
- SAHUC S. (1977). - Les granites et anatexites sombres du versant sud du Pilat (Massif central français) et leur couverture métamorphique claire. Signification et relations dans la région d'Annonay (Ardèche). Thèse 3e cycle, Lyon, 354 p.
- SANITAS C. (1957). - Étude du socle cristallin de la partie sud-est du Vivarais. DES, Clermont-Ferrand, 37 p.
- SANITAS C., LAPADU-HARGUES P. (1958). — Les granites du Vivarais méridional. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, **56**, 255, pp. 101-114.
- SKJERLIE K.P., JOHNSTON A.D. (1992). - Vapor-absent melting at 10 kbar of biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implication for the generation of A-type granites. *Geology*, **20**, pp. 263-266.
- VIELZEUF D., CLEMENS J.D., PIN C., MOINET E. (1990). - Granites, granulites, and crustal differentiation, in : VIELZEUF D. and VIDAL Ph. (Eds), granulites and crustal evolution, NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers.
- VIELZEUF D., HOLLOWAY J.R. (1988). - Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequence for crustal differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, pp. 257-276.
- WEISBROD A. (1967). - Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes médianes (Massif central français). *Sci. Terre*, **12**, 4, pp. 301-344.
- WEISBROD A. (1970). - Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif central). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse Doctorat, Nancy, 3 vol.
- WEISBROD A., SAMAMA J.-C. (1974). - Notice de la carte géologique de France à 1/50 000, feuille de Largentière, BRGM, Orléans.
- WEISBROD A. (1985). - Notice de la carte géologique de France à 1/50 000, feuille de Burzet, BRGM, Orléans.
- WEISBROD A., PICHAVENT M., MARGNAC C., MACAUDIERE J., LEROY J. (1980). - Relations structurales et chronologiques entre le magmatisme basique, les granitisations et l'évolution tectonométamorphique tardihercynienne dans les Cévennes médianes (Massif central). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **291**, (D), pp. 665-668.
- WHITE A.J., CHAPPELL B.W. (1977). - Ultrametamorphism and granulite genesis. *Tectonophysics*, **43**, pp. 7-22.

## LES MEULIÈRES DU BASSIN DE PARIS (FRANCE) ET LES FACIÈS ASSOCIÉS

### rôle des altérations supergènes néogènes à quaternaire ancien dans leur genèse

par  
François MÉNILLET

Document du BRGM n°222

De façon classique, les meulières sont considérées comme un type particulier de roche siliceuse à microquartz et calcédonite. Depuis deux siècles, leur origine a été l'objet de nombreux travaux où s'opposent les partisans d'une silicification de calcaires par altération météorique d'une couverture sablo-argileuse et les tenants d'une silicification des calcaires pendant la sédimentation ou peu après.

Fondé principalement sur l'étude des coupes données par la construction de villes nouvelles dans les régions où les meulières ont été initialement décrites (Brie et Hurepoix), le mémoire présenté ici donne une description détaillée des différents modes de gisement et des divers faciès de meulières. Des observations sur le terrain, des études micrographiques et géochimiques conduisent à distinguer parmi les roches qui ont été désignées sous le nom de meulière :

- des accidents siliceux en milieu calcaire, liés à une épigénie diagénétique précoce ou une silicification plus tardive de ces calcaires;
- les meulières proprement dites liées à des phénomènes d'altération météorique d'âge pliocène à quaternaire ancien aboutissant à la genèse de ces roches dans une gangue sablo-argileuse kaolinique.

Une filiation existe entre les deux types de roches, les meulières dérivant principalement de l'altération d'accidents siliceux, avec des dissolutions (meulières de désilicification), puis des redistributions de silice (meulières altérites). Les redistributions de silice intéressent également les matériaux sablo-argileux, localement silicifiés et inclus dans les meulières.

Les argiles à meulières tendent à se différencier en un profil d'altération qui aurait pu aboutir, à la suite d'une évolution plus longue, à un encroûtement siliceux de type silcrète.

Prix de vente : 450 F + 35 F de frais de port et d'emballage

En vente chez votre libraire habituel

ou à défaut aux :

Éditions BRGM - BP 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

Tél.: 38 64 30 28 accompagné de votre titre de paiement