

b) Travaux consultés

Le complexe du Velay a fait l'objet de très nombreux travaux depuis que Cordier (1809) y signale le minéral qui allait plus tard porter son nom. Ces différentes études sont énumérées dans la bibliographie de la thèse de J. Dupraz (1983).

Les données cartographiques proviennent de :

— la carte de la Haute-Loire par Tournaire (1880) comportant quatre feuilles à 1/80 000.

— Les différentes éditions de la carte géologique de France à 1/80 000 pour les feuilles de Largentière (G. Fabre, 1889 ; H. Longchambon, 1939 et P. Lapadu-Hargues, 1966), de Le Puy (P. Termier et M. Boule, 1893 et F.-H. Forestier, 1967), de Valence (P. Termier, 1898 ; A. Demay, 1948 et J.-P. Bassot, 1970), de Saint-Étienne P. Termier, 1890 ; A. Demay, 1938 et M. Chenevoy, 1967), de Monistrol (P. Termier, 1892 et A. Demay, 1943), de Montbrison (Le Verger, 1889 et J. Jung et *al.*, 1941) et de Privas (M. Boule, 1908 ; F. Roman et J. Goguel, 1939 et C. Sanitas, 1967).

— Les feuilles actuellement disponibles de la carte géologique de France à 1/50 000 de Cayres (J. Kornprobst, 1978), et Le Puy (M. Girod, 1979), de Langogne (B. Choubert, 1974), de Brioude (B. Lasnier et J. Marchand, 1983), de Largentière (A. Weisbrod et J.-C. Samama, 1974), de Lamastre (M. Chenevoy et *al.*, 1979), de Crest M. Chenevoy et J.-J. Gros, 1976), de Valence (M. Chenevoy et *al.*, 1977), de Tournon (M. Chenevoy, 1979), de Serrières (M. Chenevoy, 1976), de Vienne (M. Chenevoy, 1970), d'Aranc (J. Kornprobst et *al.*, 1983), de Montbrison (R. Dhellemmes et *al.*, 1974), de Saint-Étienne (M. Chenevoy et *al.*, 1970) et de Saugues (J.-P. Couturié, 1972).

— Une première synthèse de ces données cartographiques a été réalisée en 1979-80 à l'occasion de l'édition de la carte tectonique de France à 1/1 000 000 (Chiron et *al.*, 1980) et des cartes à 1/250 000 de Lyon et Valence.

— Enfin, les cartes annexées aux différents mémoires de diplômes d'études supérieures et thèses de 3^e Cycle ainsi qu'à diverses publications...

c) Conditions d'établissement de la carte

La carte annexée à cet article a été réalisée par J. Dupraz dans le cadre de recherches effectuées à Clermont-Ferrand de 1980 à 1983 sous la direction de J. Didier en vue d'une thèse de doctorat de 3^e cycle.

L'élaboration de cette carte s'est heurtée à de nombreuses difficultés car, jusqu'ici, le Velay n'avait été cartographié que de manière partielle par des chercheurs aux conceptions très différentes, ce qui rendait les recoupements difficiles. La plupart des cartes étaient anciennes et par conséquent non conformes aux connaissances actuelles sur les granites et roches métamorphiques. De nombreuses formations, surtout métamorphiques, avaient été rebaptisées maintes fois suivant les hypothèses génétiques du moment. Selon les éditions, certaines formations étaient soit confondues avec d'autres soit individualisées et subdivisées en différentes sous-unités. De même, certains grands ensembles avaient été assimilés, parfois hâtivement, à des formations connues dans d'autres parties du Massif central. Seuls les domaines orientaux et méridionaux avaient fait l'objet d'une cartographie homogène sous les directions respectives de M. Chenevoy et de A. Weisbrod.

La carte vise à donner une vue d'ensemble du massif. Elle est donc largement interprétative. Pour bien faire, elle aurait dû indiquer également la distribution de la cordiérite mais cela n'a pas été possible faute de données pour certains secteurs.

Différentes variétés de granites distinguées en Velay oriental par l'équipe de M. Chenevoy sur les critères minéralogiques, texturaux et chronologiques ont été regroupées sous l'appellation de "granite d'anatexie du Velay", faute de pouvoir disposer des mêmes détails pour l'ensemble du massif. De plus, la distinction de différentes sortes de cordiérites dans les granites (J. Dupraz, 1983) n'ayant jamais été faite, même pour les cartes récentes, il n'a pas été possible d'en tenir compte dans notre synthèse.

II. Les formations géologiques régionales

Le complexe du Velay est un ensemble de granites et de migmatites mis en place au Westphalien, par anatexie d'une série métamorphique au sein de laquelle étaient déjà présents plusieurs massifs monzogranitiques et basiques.

Nous envisagerons donc successivement :

- la série métamorphique anté-Velay ;
- les intrusions monzogranitiques précoces ;
- le complexe anatectique lui-même ;
- les intrusions granitiques tardives ;
- les formations sédimentaires paléozoïques postérieures au métamorphisme.

a) La série métamorphique anté-Velay

Le granite du Velay est ceinturé de terrains gneissiques ortho et paradérivés. Ceux-ci forment à l'ouest, une enveloppe régulière connue sous le nom d'"Arc de Fix" (F.H. Forestier, 1961), dont les rapports avec le dôme anatectique sont masqués en grande partie par le volcanisme du Devès. La série des Cévennes médianes (A. Weisbrod, 1970) en est la continuation méridionale (J. Negron, 1979). Elle s'étend vers le sud-est jusqu'aux failles bordières du Massif central et passe en continuité vers le sud aux schistes épizonaux des Cévennes.

À l'est, l'ensemble métamorphique reparaît sous la forme d'une bande subméridienne coïncée entre le granite d'anatexie et le fossé rhodanien. Plus au nord, on le retrouve dans la région du Pilat, intercalé entre le bassin houiller de Saint-Étienne et le Velay, puis en bordure de la plaine du Forez. Les roches cristallophylliennes affleurent aussi sous forme de grands panneaux synformes dans la moitié orientale du massif (Chenevoy, 1960).

Les données sur les séries orientales sont essentiellement dues aux travaux de A. Demay (1931) et les étudiants de 3^e cycle de Lyon (P. Batias 1979, M. Beurrier 1976, G. Durand 1976, J. Passeron 1976), dirigés par M. Chenevoy.

1. La série épizonale de Joyeuse

Étudiée par A. Weisbrod (1967, 1970), puis par C. Marignac et *al.* (1980), cette formation épizonale (subzone à deux micas-chlorite) est constituée d'un puissant niveau de schistes amygdalaires avec des galets peu étirés de granites, d'aplitites, de gneiss, de quartz bleuté ou de

microcline. A. Weisbrod signale la présence de nombreuses intercalations de leptynites, de quartzites et de schistes verts à grenat. D'après C. Marignac et al. (1980) sa position par rapport à la série cévenole n'est pas encore éclaircie.

2. Les micaschistes à deux micas et à minéraux alumineux

Les principaux affleurements sont situés autour des granites du Mont-Lozère, de la Borne et de la Chaise-Dieu et au contact du granite de Tournon. Ils forment aussi une importante bande au sud du bassin de Saint-Étienne.

a - Les micaschistes de la Borne :

Étudiée par A. Weisbrod (1967, 1970, 1980). C. Marignac et al (1980), M. Viard (1981), cette série présente la succession lithostratigraphique suivante :

— A la base, l'ensemble quartzeux inférieur comprend des micaschistes quartzeux surmontés de micaschistes quartzeux lités, puis de micaschistes gneissiques à petits niveaux de quartzites noirs.

— Vient ensuite un niveau métaéruptif à phénocristaux de feldspath potassique, de muscovite et de quartz bipyramidés.

— Au-dessus viennent des micaschistes phylliteux à niveaux décimétriques de quartzites rubanés blancs ou verts et de quartzites noirs. Au sommet existent des lentilles amphiboliques.

— Puis apparaissent des micaschistes albitiques et des gneiss amygdalaires.

— Les niveaux supérieurs sont constitués de schistes satinés verts à intercalations de quartzites et schistes ainsi que d'alternances schisto-gréseuses. Des quartzites à quartz bleus et des quartzites leptyniques y ont été signalés (M. Viard, 1981).

Cette série des micaschistes de la Borne montre des paragenèses allant de l'épizone à la mésozone (C. Marignac et al., 1980). L'épizone moule le massif de la Borne qui y développe un métamorphisme de contact caractérisé par l'apparition de biotite, de cordiérite, d'andalousite, de sillimanite et même de spinelle (M. Viard, 1981). Les micaschistes épizonaux montrent classiquement du quartz, deux micas, de la chlorite, de la tourmaline, des ocelles d'albite dans certains niveaux et plus rarement du grenat.

La mésozone est caractérisée par la présence de biotite, de muscovite, de tourmaline, de grenat, d'andalousite et de cordiérite. A. Weisbrod et al., (1980) et M. Viard (1981) y ont signalé de la staurotide en inclusion dans l'andalousite, ou associée au grenat. Un niveau repère à minéraux calciques (A. Weisbrod, 1967, 1970) a permis d'établir des corrélations entre ces micaschistes et les formations catazonales proches du dôme du Velay. La cordiérite postmagmatique du domaine vellave (J. Dupraz, 1983) déborde localement jusque dans la mésozone. C'est le cas notamment dans la vallée de la Baume (J. Dupraz, inédit). Dès lors, le fait de considérer la cordiérite des zones anatectiques proches, comme une restite de ces micaschistes (A. Weisbrod et al., 1980) ne paraît pas toujours justifié.

Du point de vue structural, les micaschistes de la Borne montrent une stratification (S_{0-1}) reprise par la grande schistosité régionale (S_2), peu pentée, à laquelle sont associés des plis isoclinaux serrés (C. Marignac et al., 1980 ; M. Viard, 1981). Cette déformation, soulignée par des quartz en plaquettes et des rutiles dans S_2 , est contemporaine d'un métamorphisme barrovien dont les reliques minérales (grenat, staurotide...) sont encore visibles dans les faciès les moins touchés par les phases ultérieures

(S.F. Toteu, 1981 ; M. Viard, 1981). L'événement 2 est indubitablement lié à une tectonique tangentielle qui a affecté cette portion du Massif central français durant le Dévonien supérieur (C. Pin, 1979 ; J.P. Brun et J.P. Burg, 1982 ; C. Pin et J.R. Lancelot, 1982). S_2 est ensuite reprise par une schistosité (S_3) à laquelle sont associés des plis axés E-W, moulant le dôme et sub-isoclinaux. A cette déformation qui s'accroît à l'approche du Velay est lié un métamorphisme de basse pression avec développement de cordiérite et d'andalousite (C. Marignac et al., 1980 ; A. Weisbrod et al., 1980).

b - Les schistes encaissant le massif granitique de Tournon

Ils ont été cartographiés récemment sur la feuille de Valence (Chenevoy et al., 1977 ; D. Benko, 1970 ; J.J. Gros, 1971). La série est composée de différents micaschistes plus ou moins quartzeux, à chlorite, muscovite, microcline, graphite et parfois très riches en albite. Un métamorphisme de contact en liaison avec le granite de Tournon y développe andalousite, cordiérite et grenat (P. Batias, 1979). La présence de staurotide, d'almandin, de chloritoïde et de disthène traduit l'intervention d'un métamorphisme antérieur de type barrovien (S.F. Toteu, 1981).

c - Les schistes et micaschistes de la région de St-Étienne :

Ils sont en tous points identiques aux précédents. En effet, les paragenèses barroviennes épizonales et mésozonales y existent, accompagnées des mêmes minéraux accessoires (ilménite, leucoxène...). Cependant, à l'approche du dôme granitique du Velay, on note à la base de cette formation l'apparition de paragenèses de basses pressions, se traduisent par l'augmentation de la teneur en biotite et la présence de cordiérite, d'andalousite et de sillimanite. Cet épisode thermique se caractérise par la succession du Nord vers le Sud, des isogrades suivantes : + biotite, + cordiérite, - albite, + andalousite, + sillimanite, - andalousite (M. Chenevoy, 1964 ; M. Chenevoy et J. Ravier, 1968 et 1971 ; M. Chenevoy et al., 1970). A l'instar des formations méridionales, les différents éléments structuraux traduisent une évolution polyphasée, avec, notamment, des structures tangentielles antévellaves déversées vers le sud (A. Demay, 1946). Ces dernières sont contemporaines d'un métamorphisme de M.P., l'événement de BP étant quant à lui en liaison avec des glissements tangentiels correspondant au décoiffement du diapir vellave (J. Dupraz, 1983 ; P. Pitiot, 1984). Le diapirisme a eu pour effet la mise en accordance de ces formations autour du dôme (J. Dupraz, 1983).

d - Les micaschistes de la Chaise-Dieu - Senouire

Ils affleurent autour du granite porphyroïde de la Chaise-Dieu. Les descriptions pétrographiques et structurales (F.H. Forestier, 1961) en font des roches tout à fait comparables à celles déjà citées. Ils sont intercalés entre les paragneiss catazonaux de la nappe crustale du Haut-Allier, situés quelques kilomètres plus à l'ouest et au nord (J. Kornprobst, 1983 ; J.P. Burg et P. Matte, 1978) et les gneiss œillés de l'Arc de Fix.

3. Les paragneiss catazonaux à deux micas et sillimanite

Cette formation est présente à la fois dans la ceinture périvellave et au toit du dôme. Elle est presque toujours associée aux orthogneiss et à des passées leptyniques. Elle fait partie de l'autochtone recouvert à l'ouest et au nord de la

zone cartographiée par les terrains allochtones du Haut-Allier-Livradois, composés du groupe leptyno-amphibolique à la base et des anatexites sombres de type aubussonites (F. Carne, 1974 ; J. Marchand, 1974 ; B. Lasnier, 1977 ; J.P. Burg, 1977 ; J.P. Brun et J.P. Burg, 1982 ; M. Mathonnat, 1983 ; B. Lasnier et J. Marchand, 1983 ; K. Kone, 1985 a et b ; J. Kornprobst et *al.*, 1983 ; J. Dupraz, 1983, 1986).

Les caractères principaux étant constants, nous nous contenterons des données recueillies au niveau de la feuille de Cayres (J. Kornprobst, 1978).

Ces gneiss ont des paragenèses primaires situées dans le champ de stabilité des associations sillimanite-feldspath potassique et grenat-feldspath potassique. La muscovite omniprésente est toujours secondaire, comme la cordiérite d'ailleurs assez rare. C'est pour cela que nous avons laissé côtoyer paradoxalement les expressions à "deux micas" et "catazonale". Les paragenèses primaires sont typiques du faciès amphibolite de forte pression et température, alors que la paragenèse secondaire pourrait être en relation avec l'anatexie vellave de plus faible pression (J. Kornprobst, 1978). Dans les autres régions, les gneiss ne diffèrent guère du type ci-dessus, cependant l'on note de temps à autre des passées leptyniques ou sombres plus fréquentes. Dans les panneaux situés au toit du granite d'anatexie, la cordiérite est abondante au voisinage du granite et les signes de migmatisation deviennent évidents. Cependant ce minéral est toujours tardif et surimposé à la trame primaire des roches (J. Dupraz, 1983).

Cet ensemble présente de nombreux plis syn-schisteux intrafoliaux, ainsi qu'une linéation mécanique et minérale (biotite et sillimanite) accentuée sur les plans de foliation et de direction subméridienne pour les panneaux synformes orientaux. Cette formation a subi au Dévonien, une déformation tangentielle du Nord vers le Sud (B. Lasnier et J. Marchand, 1983 ; J.P. Brun et J.P. Burg, 1982 ; A. Demay, 1931), puis un décoiffement du Sud vers le Nord bien visible dans le Pilat (P. Pitiot, 1984) pendant le diapirisme vellave.

4. Les orthogneiss œillés et les leptynites associées

Cet ensemble a une grande extension sur le pourtour occidental et méridional du massif ainsi que dans les grandes synformes orientales, au toit du granite. Nous prendrons le faciès type dans l'Arc de Fix au niveau du dôme d'Alleyras (feuille de Cayres).

L'orthogneiss type visible par exemple au barrage de Naussac est caractérisé par des feldspaths alcalins monocliniques, nettement automorphes, allant jusqu'au décimètre et mûlés Carlsbad. La roche possède une texture granoblastique très orientée et l'on note une intense linéation mécanique sur les surfaces de schistosité. Son grain est subpegmatitique, elle contient des quartz en rubans de quelques centimètres, de l'oligoclase en mégacristaux étirés, de la biotite et de la myrmékite abondante. Dans les parties méridionales et septentrionales ont été signalées des zones non déformées (P.M. Anthonioz, 1984, 1985 ; J.M. Grivotte, 1985). Cette formation se trouve dans le champ de stabilité de l'association grenat-feldspath potassique, proche du faciès granulite (J. Kornprobst, feuille de Cayres, 1978). Localement, des auréoles de cordiérite autour des grenats traduisent des recristallisations de basses pressions, et les symplectites quartz-muscovite secondaire, liées souvent à des filons de leucogranite à muscovite et à des pegmatites, sont dues à la réaction entre le feldspath potassique et la sillimanite, et sont fréquentes.

Cet orthogneiss a fait l'objet d'une datation inédite par la méthode Rb-Sr sur roche totale, mais l'âge obtenu de 540 Ma (J. Bernard-Griffiths, inédit, in J. Kornprobst, 1978) ne peut être pris en considération, les données analytiques n'ayant pas été publiées. Trois résultats ont été obtenus par la même méthode sur des massifs orthogneissiques situés plus à l'Ouest dans le Haut-Allier et situés sensiblement dans la même position structurale. L'orthogneiss du Celoux a donné 407 ± 20 Ma (J. Bernard-Griffiths et *al.*, 1980) et celui de Saint-Alyre a fourni deux âges, l'un de 405 ± 15 Ma et l'autre de 535 ± 26 Ma (M. Mathonnat, 1983). Selon M. Mathonnat, l'âge cambrien correspondrait à la mise en place prémétamorphique et le plus récent à une réhomogénéisation isotopique durant le métamorphisme dans le faciès amphibolite. Cet auteur démontre également que le résultat obtenu sur le Celoux ne peut correspondre à son intrusion, car ce massif et celui de Saint-Alyre ne sont que les deux pointements d'un même ensemble. De plus, les points analysés dans le Celoux se distribuent en fait sur les deux alignements obtenus pour Saint-Alyre et non pas sur une seule droite (M. Mathonnat, 1983).

L'interprétation donnée pour ces âges peut être remise en question à cause du caractère plus ou moins anatectique ou périnanatectique de ces trois massifs et de la sensibilité du système Rb-Sr à ces conditions.

Sur le plan structural, l'Arc de Fix dessine un croissant régulier, de la Chaise-Dieu au nord jusqu'à Vals-les-Bains au sud, zone où l'on observe des faciès plutôt sombres. Les foliations montrent des pendages externes par rapport au dôme du Velay avec, cependant, au sud une tendance à la verticalisation et à l'acquisition d'un caractère isoclinal marqué (Q.A. Palm, 1957 ; J. Kornprobst, 1978 ; P.M. Anthonioz, 1984, 1985). Dans la région d'Alleyras, les pendages de la foliation sont internes avec déversement des plis vers l'Ouest, traduisant probablement une phase compressive importante due au gonflement du dôme anatectique. Cependant, la mise en accordance de cette formation par rapport aux contours du Velay reste toujours la règle. F.H. Forestier (1961) et A. Weisbrod (1962) ont souligné la faible discordance angulaire existant entre la foliation et la lithologie des orthogneiss migmatisés et l'ensemble granitique du Velay. En effet, les orthogneiss sont toujours migmatisés au contact du Velay et ce front de migmatisation progressive est lui-aussi discordant sur la foliation des orthogneiss (A. Weisbrod, 1962). Enfin, les gneiss œillés eux-mêmes recourent non seulement la foliation mais aussi la lithologie métamorphique de leur encaissant paragneissique (F.H. Forestier, 1957, 1961 ; S. Lemoine, 1967) dont ils contiennent les enclaves variées. Il faudrait rechercher les critères qui permettraient de rapprocher cette disposition de celle décrite pour le granite syncinématique du Pinet (J.P. Burg et C. Teyssier, 1983 ; J.P. Burg et *al.*, 1984).

Les leptynites, souvent associées à ces "orthogneiss", présentent des textures rubanées, œillées ou grenues. Elles contiennent du quartz, de l'orthose perthitique, de l'albite, de la biotite, de la muscovite secondaire, de la fibrolite et de l'almandin. On les trouve en intercalations dans les gneiss œillés ou en ceintures autour d'eux (cf. dôme d'Alleyras, feuille de Cayres). Les leptynites des panneaux situés au toit du granite du Velay sont généralement très mobilisées. Ce sont même souvent de véritables diatexites stromatiques avec parfois surimposition d'une "fleck structure" due à la croissance de cordiérite métagénétique (J. Dupraz, 1983 ; M. Chenevoy et *al.*, 1979). Localement, du spinelle hercynite y a été rencontré (J.P. Passeron, 1976 ; J. Dupraz, 1983 ; J.M. Montel et *al.*, 1986).

A notre point de vue, les orthogneiss de Fix ne sont pas à considérer comme des métagranites préhercyniens (J. Dupraz, 1986). Leurs relations discordantes avec la lithologie métamorphique des paragneiss, leur minéralogie à caractéristiques granitiques (J. Megoil-Daniel, 1970), leurs enclaves de paragneiss, suggèrent qu'il pourrait s'agir de granites syncinématiques de l'évolution hercynienne. De nouvelles études structurales et géochronologiques sont cependant nécessaires pour vérifier cette interprétation.

b) Les intrusions monzogranitiques précoces

Ces monzogranites couvrent une superficie importante sur le pourtour du Velay. A l'intérieur de celui-ci, ils sont représentés sous forme de lambeaux et d'enclaves.

1. Les granites porphyroïdes du Forez et de la Chaise-Dieu

Les premiers ont fait l'objet de nombreux travaux partiels (H. Labernardière, 1961, 1964 ; C. Boyer-Guilhaumaud, 1962 ; G. Beauvais, 1966 ; B. Clavaud et G. Ratsimba, 1972 ; A. Gourgaud, 1973 ; P. Andrieux et al., 1980 et J. Kornprobst, inédit, pour la feuille d'Arlanc) et d'essais de synthèse (H. Labernardière, 1964 ; B. Barbarin, 1983). Riches en grandes enclaves dioritiques, ils sont étroitement liés sur le terrain aux leucogranites périvellaves avec lesquels ils forment une bande N-S le long du bassin d'Arlanc. Cette structure semble résulter d'une phase de plissement subméridienne durant laquelle les différents granites se seraient injectés. Les auteurs s'accordent sur la postériorité de ces leucogranites par rapport aux granites porphyroïdes ou isogranulaires qui forment, sur eux, des buttes témoins bien individualisées (B. Etlicher, 1983). De même, ces monzogranites porphyroïdes sont antérieurs au granite d'anatexie car il est fréquent de les trouver sous forme d'enclaves ou de panneaux plus ou moins déformés dans ce dernier. Plus au sud, au niveau de la Chaise-Dieu, un autre massif de granite porphyroïde et des leucogranites voisins montrent d'intenses déformations essentiellement magmatiques à l'approche de l'orthogneiss de Fix et du complexe de Velay, ce qui sous-entend une antériorité peu marquée sinon une contemporanéité de ces granites par rapport à la mise en place du Velay (J.M. Grivotte, 1985).

A la différence des petites enclaves dont l'antériorité par rapport au granite d'anatexie ne fait aucun doute, les panneaux de granites porphyroïdes ont souvent des bordures difficilement observables. Aussi n'est-il pas impossible que certains d'entre eux ne soient pas des enclaves mais des intrusions dans le granite d'anatexie et qu'il y ait alors plusieurs générations de granites porphyroïdes. En effet, le grand lambeau de Gumières près de Montbrison montre des zircons et des accessoires typiques des granites hybrides des Cévennes (1) alors que, de ce point de vue, les granites porphyroïdes périvellaves sont de type Margeride (B. Barbarin, 1983 et 1984). Il serait nécessaire de vérifier si les petites enclaves proches des laccolites péri-Forez ont bien des zircons du même type qu'eux car J.M. Grivotte (1985) a démontré que les masses de granites porphyroïdes à l'est de la Chaise-Dieu sont des intrusions syntectoniques du diapirisme vellave à rattacher aux granites périvellaves. Ce problème est sans doute d'ordre génétique et non pas chronologique, car ces granites, tout comme les leucogranites, sont

apparentés d'une manière ou d'une autre à l'anatexie vellave, même s'ils ont gardé leur individualité propre ; en effet, il y a unité de lieu et de temps entre tous ces magmatismes. On pourrait alors imaginer l'anatexie vellave comme un phénomène évolutif où les premières phases magmatiques, telles que les granodiorites porphyroïdes et leurs roches basiques associées (vaugnérites) à forte potentialité ascendante (D.W. Hyndman, 1981 ; C.F. Miller et D.W. Hyndman, 1981 ; V.S. Shkodzinskiy, 1981), seraient rattrapées et disloquées par les magmas purement crustaux et plus humides venus ensuite.

En conclusion, les granites porphyroïdes du Forez sont syntectoniques. Ils ont emprunté les discontinuités lithologiques précoces pour donner des gisements laccolitiques. La forme de ces derniers a été fortement influencée par le rebroussement de l'encaissant gneissique, dû à la montée du Velay. Puis ces massifs ont été partiellement disloqués à la fin de la mise en place du Velay. Enfin, les venues leucogranitiques se sont intercalées entre eux et le granite d'anatexie du Velay, sur les bordures occidentales et septentrionales de celui-ci.

2. Le massif de Saint-Cierges-Tournon

Il forme une bande allongée subméridienne, moulant le bord oriental du Velay. Intrusif dans la série métamorphique barroviennaise où il a engendré un métamorphisme de contact dans les termes micaschisteux (paragenèse à cordiérite-andalousite ; P. Batias, 1979) il a subi ultérieurement avec son encaissant une intense déformation en antiformes et synformes subméridiennes. Ce plissement postfolial de toute la série orientale peut être attribué à la mise en place du Velay car le batholite plonge nettement en direction du couloir rhodanien. L'absence de protomylonitisation de ce granite porphyroïde antérieur à l'anatexie vellave (337 ± 13 Ma - P. Batias et J.L. Duthou, 1979) laisse planer un doute sur cette datation. Cette mesure demanderait à être confirmée en recourant à d'autres méthodes isotopiques (C. Pin, communication personnelle). La valeur du Sr initial ($0,7082 \pm 0,0007$) et la typologie des zircons (J.P. Pupin, inédit) indiquent une faible participation mantellique. Ce granite est comparable au granite de la Margeride qui, lui aussi, contient des vaugnérites. Dans la région de Vernoux, le granite du Velay contient non seulement des enclaves de vaugnérite, mais aussi une roche effilochée qui rappelle le granite de Tournon. On peut envisager que les racines de ce dernier ont été fauchées et remontées par le granite d'anatexie. Nous retrouvons donc ici un problème analogue à celui du Forez. Le caractère syntectonique de ce granite pourrait être abordé dans la région de Dunières, proche du granite d'anatexie, où l'on rencontre des faciès possédant à la fois des déformations magmatiques et ductiles (M. Chenevoy et al., 1979 ; P. Batias, 1979). La réinterprétation des analyses structurales de P. Batias (1979) sur le granite de Tournon à la lumière des résultats apportés par J.M. Grivotte (1985) va dans le sens d'une mise en place syntectonique de ce granite vis-à-vis du diapirisme vellave (J.M. Grivotte, communication personnelle).

3. Le massif de Rocles

Le granite de Rocles (Q.A. Palm, 1957) est intrusif dans la série des Cévennes médianes qui s'échelonne de l'épizone à la catazone (A. Weisbrod, 1970).

Il est formé de trois faciès qui sont réputés passer graduellement de l'un à l'autre encore que ceci reste à démontrer :

(1) Ce terme "granites hybrides des Cévennes" ou "granites cévenols" correspond à la famille des granodiorites et monzogranites mis en place dans les schistes des Cévennes, au sud du dôme du Velay.

— A la base, une granodiorite souvent porphyroïde à biotite avec des vaugnérîtes associées.

— Un granite isogranulaire moins basique à biotite et muscovite secondaire.

— Au sommet, un leucogranite à muscovite orienté (déformation ductile).

Cet ensemble est disposé en croissant à la périphérie du Velay, dans une série métamorphique qui moule elle aussi le dôme. Le terme le plus basique de ce massif affleure du côté du Velay, les termes les plus acides à l'extérieur. Le tout montre des structures à pendage externe qui peuvent être interprétées comme dues au basculement du massif lors de la montée diapirique du Velay. Une schistosité (S_3) et une phase de plis (P_3) sont associées cet événement (C. Marignac et al., 1980).

Le massif de Rocles est daté à 302 ± 3 Ma avec un strontium initial de $0,7124$ (M. Caen-Vachette et al., 1981). Cet âge, en accord avec les données structurales récentes sur la région (A. Weisbrod et al., 1980 ; C. Marignac et al., 1980) confirme le caractère syntectonique de ce granite par rapport au diapirisme vellave.

Il n'est pas impossible que le granite de Rocles et celui du Mont-Lozère situé beaucoup plus au sud, soient deux portions d'un unique massif composite et syntectonique, déformé au cours de la mise en place du diapir vellave et dont la partie profonde (Rocles) aurait été soulevée par le mouvement diapirique et portée à la même hauteur crustale que la partie apicale (Mont Lozère).

4. Le granite de Chambon-le-Château

Ce granite est souvent confondu avec son voisin de la Margeride. Cependant, les mégacristaux y sont plus petits, le grain plus fin et le quartz interstitiel et non globuleux. Ce laccolite de faible épaisseur (< 1 km) repose à l'est en concordance sur la série de l'Arc de Fix, alors qu'il s'enfonce à l'ouest sous le grand laccolite de la Margeride, dont il est séparé par un panneau continu de micaschistes (J.P. Couturié, 1977).

Ce granite n'a pas fait l'objet de datation, mais on sait qu'il est antérieur au leucogranite de Saint-Christophe-d'Allier provenant de l'anatexie des gneiss de Fix. Nous retrouvons donc le cas déjà cité des granites péri-Forez. S'il existe un contact entre ce granite et le dôme du Velay, il doit se trouver sous le plateau volcanique du Devès. L'enclave plurihémictométrique de Montbel au nord-ouest de Coucouron pourrait représenter un lambeau de ce laccolite, à moins qu'elle n'appartienne à la Margeride ou à un autre massif. La typologie des zircons pourrait apporter une indication précieuse à ce sujet.

5. Le massif de la Margeride

C'est un vaste laccolite de plus de $3\ 000$ km² allongé ENE-SSW et d'une épaisseur approximative de 5 à 6 km. J.P. Couturié (1977) y distingue, suivant la teneur en ferromagnésiens et la basicité du plagioclase, trois faciès principaux, tous porphyroïdes. Le plus granodioritique, situé à l'est du massif, en contact avec le granite de Chambon-le-Château et la série de l'Arc de Fix, s'est mis en place postérieurement aux autres faciès, ce qui confère à l'ensemble Margeride, un caractère composite. Il est le seul à posséder une déformation ductile typique de son injection en force à travers les autres faciès, dans un état de cristallisation avancée (M. Laboue, 1982).

La forme tronquée du massif a suggéré à J.P. Couturié (1969 et 1977) que celui-ci était antérieur à la montée

diapirique du Velay. Les enclaves de granite porphyroïde sombre, parfois orienté, trouvées dans ce dernier à la carrière de Lapalisse, en seraient les témoins. Toutefois, la typologie de leurs zircons (J.P. Pupin, 1976) les apparente davantage aux granites des Cévennes qu'à celui de la Margeride. D'ailleurs, pour des raisons de chronologie et de géométrie, les enclaves de granite porphyroïde de cette partie du Velay devraient plutôt appartenir à des parties profondes de la Margeride ou à des intrusions sous-jacentes qu'aux parties visibles du laccolite.

Les datations laissent entrevoir une légère antériorité du massif de la Margeride par rapport à celui du Velay sans toutefois exclure l'hypothèse syntectonique. La méthode Rb-Sr a donné un âge de 323 ± 12 Ma (J.P. Couturié et al., 1979), confirmé par un âge UPb sur monazite de 314 ± 3 Ma (C. Pin, 1979). Le strontium initial à $0,7136 \pm 0,0009$ indique une origine crustale et ne permet d'envisager qu'une faible participation du manteau, ce caractère étant confirmé par la typologie des zircons (J.P. Pupin, 1976 ; B. Barbarin, 1983).

c) Le complexe anatectique

Le massif du Velay est constitué par un ensemble de granites d'anatexie et de migmatites associés de façon complexe. Toutes ces roches sont très polymorphes et très hétérogènes en raison de la présence d'une multitude d'enclaves et d'une distribution très irrégulière de la cordiérite.

1. Les granites d'anatexie

Ils sont en général caractérisés par la présence de petits plagioclases (oligoclases) automorphes, en "grains de riz" bien visibles sur les surfaces altérées.

Ce caractère mis à part, ils ont des aspects très variés. Si l'on connaît quelques masses à tendance porphyroïde comme le granite "à tablette d'orthose" de Saint Agrève et celui d'Intres à feldspaths en "bâtons de craie", les granites d'anatexie sont en général plutôt équigranulaires. L'orthose s'y trouve dans la mésostase et les rares mégacristaux ont des formes si irrégulières qu'on peut suspecter qu'il s'agit de xénocristaux hérités des roches soumises à l'anatexie.

Les proportions relatives d'orthose et de plagioclases permettent de ranger ces roches parmi les monzogranites.

Les teneurs en biotite sont très variables. On connaît des types clairs hololeucocrates avec moins de 5 % de biotite et des types plus sombres où elle dépasse largement 10 % pour approcher même 20 % dans certains cas. Ces teneurs élevées semblent résulter de la désagrégation dans le granite des restites surmicacées, et des mélanosomes. Ce point pourrait être vérifié par une comparaison des compositions des biotites de ces granites avec celles des métamorphites.

Les types les plus clairs sont aussi, en général, les plus pauvres en enclaves. Ce sont eux qui ont donné dans la vallée de la Glueyre près de Saint-Sauveur de Montagut, un âge de 298 ± 8 Ma avec un rapport initial de $0,7147 \pm 0,0003$ (M. Caen-Vachette et al., 1982).

Du grenat est présent ici et là, en petits cristaux roses souvent groupés en amas dans les granites clairs.

Quant à la cordiérite, si commune dans les granitoïdes vellaves, son habitus et sa distribution viennent encore ajouter à la diversité de ces derniers. Pour simplifier, disons qu'il existe des granites sans cordiérite et des granites à cordiérite et que dans ces derniers le minéral considéré peut se présenter en cristaux prismatiques, isolés ou groupés en amas, ou sous forme de nodules dont le cœur est formé

d'une association de quartz et cordiérite et la périphérie par une auréole quartzo-feldspathique claire.

Si dans les Monts du Forez les granites à cordiérite occupent dans le massif, une position plus interne que les granites sans cordiérite, il ne semble pas que cette disposition se retrouve dans les autres régions, car le minéral semble irrégulièrement distribué. Nous verrons plus loin ce qu'il faut penser de cette distribution en abordant la genèse du minéral.

Les structures des granites d'anatexie reflètent en général un écoulement visqueux suivant des directions qui ne s'ordonnent pas suivant un modèle simple.

2. Les migmatites

Les migmatites occupent un volume considérable dans le complexe du Velay où elles sont situées dans des positions très diverses.

Une partie d'entre elles sont disposées à la périphérie, entre le granite d'anatexie et les métamorphites encaissantes. Le long de la bordure occidentale, elles constituent une bande régulière avec un pendage moyen vers l'extérieur. Cette bande se poursuit le long de la bordure méridionale où son pendage devient plus fort.

D'autres migmatites sont situées à l'intérieur du massif, notamment à la base des synformes gneissiques situées au toit du complexe dans sa partie orientale, mais aussi sous forme d'innombrables masses de tailles inégales qui flottent ici et là dans le granite d'anatexie. Les plus importantes de ces masses ont été cartographiées sur les feuilles à 1/50 000.

La disposition des migmatites en enveloppe autour du granite d'anatexie pourrait laisser supposer un passage graduel des métamorphites aux migmatites et de ces dernières au granite. Ce modèle doit pourtant être rejeté. A la périphérie du massif, aussi bien qu'à l'intérieur, les divers granites d'anatexie sont nettement discordants par rapport aux migmatites. Quant aux rapports entre ces dernières et les métamorphites, ils sont très variables.

Ainsi, au sud-ouest du massif près de Langogne, les orthogneiss œillés de l'Arc de Fix passent progressivement à des anatexites œillées par migmatisation croissante. La foliation et la linéation régulière des orthogneiss se plissent puis s'estompent, tandis que les mobilisats se développent. Lorsque la roche prend une structure très contournée des figures de cisaillement visqueux apparaissent, traduisant l'acquisition d'un début de potentialité migratrice.

Ailleurs, les contacts entre migmatites et métamorphites peuvent être franchement discordants comme par exemple, dans les panneaux situés au toit du granite d'anatexie. On y observe fréquemment des discontinuités marquées entre les différentes migmatites (dictyonites à crocydites). Cela traduit sans doute le fait que la migmatisation opère suivant des fronts discordants (A.A. Arzi, 1978) ou que les zones à taux de fusion différents migrent différenciellement les unes par rapport aux autres. Des niveaux repères, comme des lits riches en biotite, peuvent être suivis de part et d'autres de contacts entre différentes variétés de migmatites mais ils sont toujours décalés et effilochés dans le sens où ont progressé les migmatites les plus mobiles.

Toutes les structures classiques de migmatites (K.R. Mehnert, 1968) sont représentées dans le Velay et l'on observe fréquemment leur juxtaposition dans les mêmes affleurements. Dans les zones à cordiérite nodulaire celle-ci se surimpose sur tous les types de migmatites, en dessinant une "fleck structure".

Au plan pétrographique, les migmatites sont aussi diverses que les granites d'anatexie. On peut distinguer des types clairs pauvres en biotite et en restites qui sont souvent développés au voisinage de leptynites et d'orthogneiss, et des types sombres beaucoup plus riches en biotite et chargés d'enclaves de toutes sortes. Dans les thèses et dans les cartes établies sous la direction de M. Chenevoy, les anatexites sombres ont été rapprochés des gneiss d'Aubusson du nord du Massif central et, pendant un certain temps au moins, considérés avec eux comme les témoins d'un socle antéhercynien (théorie du Noyau Arverne). Dans la même optique, des anatexites claires étaient considérées comme les produits de mobilisation d'une série de leptynites et de gneiss acides représentant la couverture du socle précédent.

Si l'aspect, "quasiment stratigraphique" de cette théorie semble aujourd'hui abandonné, la distinction entre les anatexites sombres du Velay et les gneiss d'Aubusson, ne paraît pas pour autant admise. Pourtant la différence d'âge entre les métamorphismes anatectiques de ces deux formations paraît s'imposer. Alors que les gneiss d'Aubusson datent de la fin du Dévonien (356 ± 8 Ma selon J.L. Duthou, 1984) les anatexites sombres du Velay sont tardives même par rapport aux granites d'anatexie finicarbonifères (298 ± 8 Ma) puisqu'elles ont échappé à la cordiéritisation qui affecte ces derniers (voir plus loin). Les deux types de roches n'ont donc en commun qu'une certaine convergence d'aspect provenant de protolites et de conditions de fusions très proches (J. Dupraz, 1986).

Comme les granites d'anatexie, les migmatites sont susceptibles de contenir du grenat. Ce minéral, surtout visible dans les types clairs, mais pas exclusivement, est beaucoup moins commun que la cordiérite qui lui est parfois associée (F. Gonnard, 1984) mais lui est toujours postérieure. Quant à cette dernière, ses habitus et sa distribution dans les migmatites obéissent aux mêmes règles que dans les granites d'anatexie. Nous le verrons ultérieurement.

3. Les enclaves des granites d'anatexie et des migmatites

Les granites d'anatexie et les migmatites du Velay sont caractérisés par leur extraordinaire richesse en enclaves de toutes sortes.

Sans revenir sur la description de ces roches faite en détail depuis longtemps (J. Didier, 1963) rappelons qu'il s'agit soit de restites, résidus souvent très micacés de métamorphites variées soumises à l'anatexie, soit de reliques de roches réfractaires disloquées dans la masse en fusion (amphibolites, pyroxénites, quartzites granodiorites et vaugnérites associées, diorites et roches basiques ou ultrabasiques variées).

Une mention spéciale doit être accordée parmi ces dernières aux enclaves de monzogranites et granodiorites porphyroïdes. Découvertes pour la première fois dans la carrière de La Palisse par J.P. Couturié (1969) qui crût trouver là des fragments du massif de La Margeride, ces enclaves ont été retrouvées depuis dans les autres parties du complexe velave et l'on a pu prouver grâce à l'étude typologique de leurs zircons qu'il s'agissait en réalité de granitoïdes de type cévenol.

Il convient de mentionner également les vastes enclaves de norites découvertes dans la région de Lamastre (J. Didier, 1961) et les nombreuses mais beaucoup plus petites enclaves de roches granulitiques présentes dans le cœur du complexe. Les unes et les autres témoignent de la participation de la croûte profonde à l'anatexie velave qui les a entraînées

ensuite dans son vaste mouvement ascensionnel. Les données thermobarométriques fournies par les enclaves hyperalumineuses remontées par la diorite du Peyron (J.M. Montel, 1985) et par les granites tardimigmatitiques (J.M. Montel et al., 1985, 1986) indiquent de hautes pressions et températures (8-10 kb, 700-800 °C) suivies de moyenne pression et de hautes températures, confirmant le caractère profond et sévère des conditions d'anatexie. Les résultats apportés par ces mêmes auteurs sur la migmatisation de la gaine formée par les gneiss œillés de Fix (3 kb, 700 °C) prouve la forte allochtonie des granites d'anatexie.

4. La cordiérite dans les granites d'anatexie et dans les migmatites

La cordiérite est largement distribuée dans le complexe du Velay où elle fut remarquée dès le début du XIX^e siècle par Cordier, dont elle devait plus tard porter le nom. Elle peut se trouver aussi bien dans les granites d'anatexie que dans les migmatites et s'y présente sous deux formes principales : prismatique et xénomorphe.

Une *cordiérite prismatique*, qui a tous les caractères d'un minéral magmatique précoce, est particulièrement typique dans certains granites de la région de Saint-Agrève, comme le granite à tablette d'orthoses, où elle constitue des prismes atteignant 1 centimètre, disséminés dans toute la roche.

De la cordiérite prismatique existe également à l'état dispersé ou groupée en amas dans divers granites d'anatexie et dans des migmatites. C'est le cas en particulier des anatexites sombres déjà citées, où des agrégats de petits prismes de cordiérite forment des sortes de nodules dans les leucosomes.

Il ne faut pas confondre cette cordiérite prismatique, dispersée ou concentrée en nodules, avec la *cordiérite xénomorphe*, amiboïde, qui associée au quartz forme des nodules de 1 à 10 centimètres et plus dans les roches les plus variées où elle peut éventuellement coexister avec la première. Ces nodules à quartz et cordiérite sont souvent cernés par une auréole claire représentant le volume de roche dans lequel la biotite a été déstabilisée pour contribuer à la formation de cordiérite. D'autres minéraux, tels que grenat, sillimanite et feldspaths ont également participé à la formation des nodules, mais leur disparition est moins visible que celle de la biotite.

Les nodules à quartz et cordiérite sont susceptibles d'être présents dans toutes sortes de roches, granites, migmatites et même métamorphites. Seuls sont épargnés les granites à cordiérite prismatique et tablette d'orthose et les anatexites sombres déjà citées.

L'étude détaillée de la distribution des nodules à quartz et cordiérite dans deux secteurs-clés, la haute vallée de l'Eyrieux près de Saint-Agrève et la carrière de Chalenceon (J. Dupraz, 1983) montre qu'ils se localisent préférentiellement dans des fissures de tension et dans des discontinuités lithologiques. Ceci indique un développement tardif, à un stade où les roches étaient déjà compétentes. Il s'agit probablement d'un phénomène métasomatique, analogue aux classiques tourmalinisation et muscovitisation post-magmatiques. Les formations qui y ont échappé étant simplement contemporaines ou postérieures à ce phénomène.

En conclusion, deux types principaux de cordiérite sont distingués dans le dôme anatectique du Velay (J. Dupraz, 1983, 1986) :

— la cordiérite magmatique, présente dans les mobilisats des anatexites sombres et dans certains granites, se forme

aux dépens d'oxydes libérés par la biotite et la sillimanite lors de la fusion partielle sa précipitation massive et précoce enrichit les liquides granitiques en fluides et en K₂O.

— la cordiérite métasomatique, associée à des fentes de tension, est liée à l'action d'un fluide en surpression. La précipitation avec du quartz se fait aux dépens des silicates d'alumine lorsqu'ils existent, des ferro-magnésiens, des plagioclases et des feldspaths potassiques. La déstabilisation du Fk élimine l'hypothèse (A. Weisbrod, 1962 et 1970 et J. Kornprobst, 1983) selon laquelle ces nodules de cordiérite se seraient développés lors d'un métamorphisme prograde dans la subzone inférieure du faciès amphibolite, aux dépens de l'association biotite-sillimanite de la subzone supérieure.

d) Les intrusions granitiques tardives

1. Les granites tardimigmatitiques :

Ce sont des roches généralement équi-granulaires de grain moyen à fin, parfois porphyroïdes, qui constituent de petites intrusions à bords francs au milieu des autres granites et migmatites du Velay. Certains petits massifs ou filons, de texture microgrenue, en représentent l'équivalent encore plus superficiel. Ils sont particulièrement bien exposés sur la feuille de Lamastre.

L'ensemble le plus important est celui du Pont de Chervil, situé dans le sud-est du Velay. Son grain est fin à moyen souvent porphyrique (orthose perthitique). Ce monzogranite leucocrate possède un peu de cordiérite en prismes isolés et plus rarement en nodules (association à quartz-cordiérite) à bords nets sans auréole leucocrate. Le plagioclase est zoné (An 42-12). Parmi les enclaves, nombreuses et petites, on reconnaît des fragments de granite d'anatexie, de gneiss divers, des loupes surmicacées à cordiérite, grenat, sillimanite et spinelle vert, des grenats blindés dans des nids de biotite. La présence d'enclaves de microdiorites quartziques et un rapport initial du strontium plus faible que celui du granite d'anatexie ($0,7129 \pm 0,0008$ contre $0,7147 \pm 0,0003$) suggèrent une faible participation mantellique (M. Caen-Vachette et al., 1982).

La présence de galets de granites de type tardimigmatitique (granite du Tanargue ?) dans le bassin stéphanien de Prades-Jaujac montre que certains de ces granites étaient déjà érodés au Stéphanien malgré l'âge de 274 ± 7 Ma du massif du Pont de Chervil (G. Durand, 1976 ; M. Caen-Vachette et al., 1982). L'allure filonienne des massifs et leurs contacts nettement sécants accompagnés souvent de bordures figées et d'essaims de xénolites anguleux prouvent que le dôme anatectique était déjà refroidi et rigide à ce niveau.

L'allongement maximum des filons et des massifs est toujours parallèle aux bords du Velay les plus proches. Cette coïncidence est peut-être due au fait que dans la partie méridionale du complexe, ces directions sont celles des accidents hercyniens principaux.

2. Les leucogranites à muscovite :

Ils regroupent des roches équi-granulaires variées, toujours très leucocrates, avec présence de muscovite aux côtés de la biotite. Leurs textures sont aplitiques à grossières, orientées à séquantes. Du point de vue minéralogique, nous signalerons la cordiérite exceptionnelle et sporadiquement l'andalousite, voire la sillimanite.

Certains massifs sont situés à l'intérieur du complexe du Velay, où ils forment des filons ou de petits massifs sécants dans le granite d'anatexie. Leur distribution géné-

rale dessine une sorte de "V". Ces leucogranites se concentrent principalement dans la moitié septentrionale du massif alors que les granites tardimigmatitiques, orientés de la même manière, sont plutôt localisés au sud. Dans le Pilat, des leucogranites ont été interprétés comme le résultat de la fusion de leptynites (J. Ravier et M. Chenevoy, 1966). Cependant, ils ont par rapport au granite d'anatexie du Velay un caractère nettement sécant. Ils représentent donc des épisodes tardifs à l'instar des granites tardimigmatitiques.

D'autres massifs leucogranitiques en revanche sont situés hors du complexe vellave, dans les formations métamorphiques encaissantes. Au niveau des Monts du Forez, les leucogranites périvellaves s'agencent en une bande N-S quasi continue qui borde le bassin d'Ambert. Le faciès commun est une roche à deux micas, grossière et souvent orientée (déformation ductile en partie). Ce massif peut être considéré comme un laccolite à bords diffus reposant sur le granite d'anatexie, mais sous-jacent aux granites porphyroïdes (H. Labernardière, 1961 ; C. Boyer-Guilhaumaud, 1962 ; G. Beaufils, 1966 ; B. Clavaud et G. Ratsimba, 1972 ; B. Etlicher, 1983 ; B. Barbarin, 1983). Il s'est mis en place tardivement par rapport au granite d'anatexie, lui-même postérieur au granite porphyroïde à enclaves dioritiques. La muscovitisation des différents granites et migmatites au contact de ce leucogranite prouve cette postériorité.

Plus au sud, le granite à muscovite de la Chaise-Dieu, intercalé dans les gneiss de l'Arc de Fix, montre ce caractère à la fois tardif mais encore syntectonique, car les déformations cisailantes à forte composante d'aplatissement, très marquées à l'approche du dôme, sont avant tout d'origine magmatique. Elles donnent des granites foliés, probablement contemporains de la fin de la montée diapirique du Velay (J.M. Grivotte, 1985). Les massifs de Saint-Bonnet-le-Courreau et de Périgueux ($T = 287 \pm 9$ Ma ; $Sr_i = 0,7120 \pm 00003$ - A. Gourgaud, 1973), intrusifs dans le Forez oriental, représentent les lames liées à des subsidences souterraines.

Deux massifs importants sont situés sur la bordure occidentale du Velay, au niveau de la Margeride. Le granite de Saint-Christophe-d'Allier, intrusif dans le monzogranite porphyroïde de Chambon-le-Château, semble résulter de l'anatexie des gneiss de l'Arc de Fix (feuille de Cayres, 1978), le grenat, présent de façon sporadique dans le granite, étant assimilable à un résidu de fusion. Le leucogranite de Grandieu (305 ± 9 Ma en U-Pb sur monazite - J.P. Respaut, 1984), intrusif par subsidence souterraine dans le monzogranite de la Margeride (J.P. Couturié, 1977), est quant à lui considéré comme un produit de la fusion des gneiss sous-jacents au massif de la Margeride durant l'anatexie vellave.

e) Les formations sédimentaires paléozoïques postérieures au métamorphisme

Elles sont représentées par les bassins stéphaniens de St-Étienne, de Prades-Jaujac et de Langeac ainsi que par le petit bassin permien de Luthé. L'essentiel des dépôts est constitué de puissantes couches détritiques continentales, typiques des sillons molassiques intramontagneux, avec quelques passées charbonneuses. Des intercalations rhyolitiques sont à rattacher à la mise en place des granites et microgranites tardifs du voisinage. Dans le bassin de St-Étienne, on note dans le conglomérat de base de La Fouillouse de nombreux blocs d'un granite porphyroïde de prove-

nance inconnue (G. Demarcq, 1973). De même, on retrouve en galets des mylonites qui semblent provenir des accidents SW-NE affectant toute la bordure orientale du Massif central (M. Chenevoy, feuille de Vienne, 1971).

Ces bassins reposent en discordance sur les ensembles métamorphiques périvellaves, voire sur le granite d'anatexie. La masse anatectique principale affleurerait dès le Stéphanienn d'où un âge westphalien probable pour le diapirisme. D'après les données thermobarométriques (J.M. Montel et al., 1985, 1986) le massif est arrivé à l'affleurement, 10 Ma environ après son blocage, alors que 10 km de terrains avaient déjà disparu.

Dans le bassin de Saint-Étienne, une tectonique tangentielle importante peut être mise en relation avec un décrochement du dôme. Elle a entraîné la formation de nappes provenant du Pilat et se dirigeant au nord-ouest (P. Pitiot, 1984 ; M. Chenevoy et al., 1970). A Brassac des écailles de cristallin venues de l'est viennent chevaucher le Houiller (J. Didier, 1954).

III. Structure d'ensemble du massif

La structure d'ensemble du massif du Velay n'est pratiquement pas connue car elle n'a jamais fait l'objet d'études particulières. Ceci est principalement dû à sa superficie considérable et aussi à sa complexité extraordinaire. Pour ces raisons, il est difficile de proposer un modèle parfaitement étayé, cependant de nombreux faits, d'ordres divers, amènent à considérer le Velay comme un dôme immature résultant de l'intrusion diapirique d'un ensemble anatectique.

A. Architecture de l'encaissant et des panneaux au toit du Velay :

Il s'agit essentiellement des orthogneiss, des gneiss et des micaschistes, mais aussi des granites porphyroïdes et des leucogranites. Tous sont fortement migmatisés à l'approche du granite et forment une succession d'enveloppes autour du dôme et de grands panneaux flottants sur sa partie orientale. Les granites porphyroïdes et les leucogranites périvellaves, quelles que soient leur positions chronologiques par rapport à la mise en place du Velay sont eux aussi fortement influencés par la présence du batholite.

a) Structures des roches métamorphiques :

Les formations métamorphiques montrent une mise en accordance presque parfaite de leur foliation avec le bord du dôme. Le moulage des orthogneiss de l'Arc de Fix sur le granite en est un exemple tout à fait frappant les pendages externes fortement redressés de la foliation des orthogneiss peuvent être accompagnés d'un plissement de type isoclinal intense ; c'est le cas par exemple sur les bordures méridionales et orientales. D'autres, parties de l'Arc présentent des pendages internes ; ainsi, dans la région d'Alleyras, les orthogneiss ont-ils des structures en dômes déversées vers l'ouest. Cette disposition peut être interprétée comme le résultat d'une forte compression causée par le gonflement du batholite (J. Kornprobst, 1983).

b) Structures des granites porphyroïdes périvellaves et enclaves :

Les granites porphyroïdes périvellaves moulent en de nombreux points les contours du granite d'anatexie. Toute-

fois, il n'est guère possible d'en tirer des relations chronologiques simples sans des études structurales approfondies car cette disposition peut résulter aussi bien de la déformation par le diapir vellave de massifs préexistants que du guidage d'intrusions ultérieures par les structures qu'il a édifiées.

Les enclaves de granite porphyroïde dans le Velay doivent être attribuées à des parties de massifs rencontrées en profondeur et remontées et non pas aux parties affleurant aujourd'hui à sa périphérie, en effet le front d'anatexie n'est probablement pas monté aussi haut. On ne connaît de migmatisation de l'encaissant qu'à proximité immédiate du granite d'anatexie.

B. Structures internes du Velay. Arguments pour une hypothèse allochtone :

S'il est difficile de se faire une opinion sur l'architecture interne du massif, son caractère intrusif par rapport à son encaissant paraît évident.

Bien que certains auteurs aient défendu encore récemment une origine métasomatique de ce granite (A. Weisbrod, 1970), son caractère magmatique ne fait guère de doute. Ainsi, les zircons montrent très peu de noyaux hérités (J.P. Pupin, 1976 ; B. Barbarin, 1983) et la plupart des autres minéraux ont un caractère magmatique indéniable. Ces observations prouvent que le granite est passé par un stade entièrement fondu, malgré son hétérogénéité et sa richesse en enclaves. Ceci s'accorde bien d'ailleurs avec l'absence de déformations ductiles, celles-ci ne pouvant apparaître que dans un matériel ayant moins de 30 % de liquide (A.A. Arzi, 1978 ; J. Dupraz, 1983).

Les aspects très orientés rencontrés si fréquemment dans le Velay, traduisent l'écoulement visqueux d'un matériel très mobilisé (J. Marre, communication personnelle).

En raison de sa liaison avec des migmatites, le massif du Velay a été généralement considéré comme autochtone. Cependant, les passages progressifs aux migmatites sont à reconsidérer. En effet, il est difficile de concevoir que des orthogneiss subalcalins type Fix puissent passer par l'intermédiaire de migmatites à un monzogranite d'anatexie bien plus basique. Avec 400 à 800 ppm de Ba et des rapports initiaux du Sr proche de 0,706 (J. Dupraz, inédit), certains granites d'anatexie vellaves sont mêmes plus basiques que la plupart des granites périvellaves. F.H. Forestier (1961) avait d'ailleurs signalé cette indépendance génétique du granite du Velay et des gneiss œillés qui sont toujours plus acides.

Au premier abord, il est difficile d'imaginer l'intrusion d'une masse granitique aussi grande que celle du Velay dans une croûte d'épaisseur normale ; mais c'est oublier que, au moment de l'anatexie vellave, la croûte du Massif central était considérablement épaissie par rapport à ce qu'elle est aujourd'hui (25-30 km). Des épaisseurs d'environ 60 km sont tout à fait plausibles et il est alors possible de loger un massif de près de 20 km d'épaisseur. Cela suppose cependant, que la montée d'un tel batholite s'inscrive dans un modèle de rééquilibrage isostatique, induisant une érosion basicrustale, car le granite du Velay est peu érodé (J. Dupraz, 1983)*.

Si l'on intègre à ces données le contour subcirculaire du massif, on est amené à imaginer un diapir immature avec une forme en galette ayant effectué un déplacement vertical

* Voir la discussion de l'estimation de l'épaisseur érodée à son toit avant le dépôt des bassins stéphaniens.

relatif de 20 km. Ce chiffre correspond à l'épaisseur de la série métamorphique du Haut-Allier (F.H. Forestier, 1961) ce qui est tout à fait normal puisque le toit du granite se trouve après le diapirisme à la hauteur des schistes épizonaux.

Les mesures thermo-barométriques (J.M. Montel, 1965 et J.M. Montel et al., 1985, 1986) montrent un écart de 7 kb entre la migmatisation de contact apparue après blocage du dôme et les conditions de formation des enclaves hyperalumineuses remontées par la diorite du Peyron. Cette différence doit être considérée comme un minimum car il n'y a aucune raison pour que la diorite ait collecté ces enclaves dans la zone de formation des granites.

La présence d'un soubassement granitique (A. Leyreloup, 1973 ; C. Dupuy et al., 1979 ; G. Vitel, 1984 ; H. Downes et A. Leyreloup, 1985) interprété comme le résultat d'une dégranitisation liée à une importante anomalie thermique mantellique vers 300 Ma (C. Pin et D. Vielzeuf, 1983) et celles de roches basiques intrusives dans le Velay (Didier, 1963) suggèrent une participation mantellique que la composition des granites rend d'ailleurs plausible.

L'anatexie à l'origine du granite de Velay s'est produite dans des conditions où PH_2O était relativement faible et surtout en présence de CO_2 (J.M. Montel et al., 1986). La typologie des zircons montre que ce granite était plus sec que ceux de type Margeride (J.P. Pupin, communication personnelle). La teneur en CO_2 est anormalement élevée dans les nodules de cordiérite (J.L. Zimmermann, 1981). En effet, bien que postmagmatiques, ces nodules se sont probablement formés lors d'un déséquilibre entre les fluides magmatiques piégés et le magma consolidé, auparavant tous deux en équilibre (J. Dupraz, 1983, 1986). De plus la fusion des enclaves de toutes tailles entraînées par le magma a continué jusqu'à l'arrêt du dôme. La digestion d'enclaves au cours d'une décompression probablement adiabatique implique une surchauffe du magma et donc une pression d'eau inférieure à la pression totale (J. Dupraz, 1983). Enfin, l'analyse des textures montre que PH_2O n'atteignait pas la pression totale en fin d'ascension.

C. La tectonique tardi-hercynienne

Après la mise en place du batholite vellave, la région a subi d'importants mouvements. Les grandes directions de fracturation hercyniennes ont joué en compression lors de la phase pyrénéenne ou en distension lors de la formation des bassins oligocènes.

1) Le couloir de laminage oriental

Sur les feuilles de Tourmon et de Serrières (M. Chenevoy, 1976, 1979), les synformes gneissiques subméridiennes de la série orientale sont séparées du complexe du Velay par des mylonites variées dont la puissance peut excéder 500 m. Leur grain est fin, leur schistosité marquée, avec souvent un débit en crayon et une forte linéation. Cet accident, probablement anté-stéphaniens a dû jouer pendant et après l'anatexie, si l'on en juge par la présence de faciès schisteux dans les granites à son voisinage. Il est tronçonné par des décrochements verticaux dextres de direction NE.

2) Le système de failles NE-SW et NW-SE

Ces fractures, toujours très importantes, se répartissent de manière symétrique par rapport au Velay. Les directions NE se situant le long du Rhône, celles NW étant cantonnées dans la moitié occidentale. Le réseau oriental semble nettement plus dense, peut-être simplement parce que les reliefs

beaucoup plus prononcés de ces régions le font ressortir davantage. Ces failles verticales sont jalonnées d'importants amas mylonitiques et, comme elles délimitent par parte l'extension des synformes gneissiques orientales, il n'est pas étonnant que ces mylonites aient été attribuées à tort par A. Demay (1931) à des nappes ayant affecté ces panneaux (P. Lapadu-Hargues, 1955).

Ces failles sont faiblement décrochantes avec un jeu dextre pour le système oriental et un mouvement senestre pour la zone occidentale (*cf.* faille de la Chaise-Dieu). La présence de galets de granites mylonitisés dans le Stéphanois montre que le jeu de ces failles est antérieur et que le granite était à l'affleurement dès le Stéphanois. D'après les données de J.M. Grivotte sur l'accident de la Chaise-Dieu, ces failles étaient actives alors que la plupart des granitoïdes régionaux étaient encore à l'état magmatique. La réinterprétation des données structurales de P. Batias (1979) sur le granite de Tournon (J.M. Grivotte, communication personnelle) confirme l'initialisation précoce des accidents orientaux, la fabrication magmatique ayant été fortement guidée à l'approche de ces décrochements. Il est donc logique d'avancer un âge Wespalien pour le système NE-SW.

Deux autres directions moins évidentes, NNE-SSW pour la partie orientale, et NNW-SSE pour la partie occidentale, accompagnent ce système majeur. La seconde est bien représentée dans le Forez où elle s'aligne sur l'axe granitique principal. Nous noterons la coïncidence entre ces directions et celles du réseau filonien des leucogranites et des granites tardimigmatiques.

3) Le système NS-EW :

Il est représenté par des décrochements senestres et dextres localisés surtout entre Velay, Margeride et Mont-Lozère. La faille de Villefort représente le principal décrochement senestre NS alors que le système transverse dextre est constitué par les failles d'Orcières, du Goulet et celles bordières du Velay, de part et d'autre du Tanargue. Là aussi, l'initialisation de ce système semble synmagmatique (J. Mialhe, 1980).

IV. Place du complexe vellave dans l'histoire géologique du Massif central

La formation du complexe granito-migmatique du Velay apparaît comme un phénomène tardif dans l'histoire géologique du Massif central. Celle-ci, d'après les données les plus récentes sur la chaîne hercynienne d'Europe Occidentale, commence en effet très tôt dans le Paléozoïque par la fermeture d'un domaine océanique d'extension limitée situé entre deux masses continentales qui sont ensuite entrées en collision. Les principaux événements tectono-métamorphiques de cette histoire ont pu se succéder comme suit si l'on en croit les données géochronologiques.

— Une première phase de subduction responsable de la disparition des fonds océaniques a laissé pour trace des éclogites, formées par un métamorphisme de haute pression et aujourd'hui tectoniquement dispersées. Les niveaux trondjhémiques accompagnant ces éclogites dans le complexe leptyno-amphibolique de Marvejols ont donné un âge U-Pb sur zircons de 415 ± 6 Ma (C. Pin,

1979). Plus proche du Velay, l'éclogite de la Borie dans le groupe leptyno-amphibolique du Haut Allier a été datée à 432 ± 20 par la même méthode (J. Ducrot *et al.*, 1983).

— La collision des deux continents qui a suivi a dû se produire entre 400 et 380 Ma, car le métamorphisme majeur de type barrovien a été daté aux alentours de 380 Ma en Limousin (Bernard-Griffiths *et al.*, 1977) et il est accompagné d'une structuration en nappes crustales majeures du Limousin au Lyonnais. A partir de ce stade, le serrage de la chaîne a entraîné la formation d'une série de grands accidents tangentiels. Dans le secteur du Massif central qui nous intéresse, ces accidents, ont tous une vergence sud (J.P. Burg et P. Matte, 1978 ; J.P. Brun et J.P. Burg, 1982 ; C. Pin et J.R. Lancelot, 1982 ; J.P. Burg *et al.*, 1984 ; P. Matte, 1986). Ils amènent donc des unités d'origine plus septentrionale (internes) à chevaucher des domaines plus méridionaux (externes).

Le chevauchement du Haut-Allier est probablement antérieur à celui de Marvejols daté vers 350-340 Ma (C. Pin, 1979). Dans le Limousin, où la structuration en nappes est plus ancienne, les premiers massifs granitiques à composante crustale majoritaire se mettent en place à partir de 360 Ma (J.L. Duthou *et al.*, 1984).

Suite au surépaississement crustal occasionné par le chevauchement du Haut-Allier, les terrains chevauchés fondent donnant des "mantled gneiss domes" comme le Celoux et Saint-Alyre (J. Dupraz, 1983, 1986, en préparation). Ces dômes gneissiques synmétamorphes et contemporains des déformations 3 reprennent la grande schistosité régionale S_2 liée au chevauchement et redressent fortement ce dernier sur leurs pourtours.

Suite à ces multiples chevauchements le magmatisme granitique, à partir du Viséen supérieur, s'étend à tout le sud du Massif central. On note ainsi dans les régions qui nous intéressent la mise en place des grandes masses monzogranitiques de la Margeride (323 ± 12 Ma selon J.P. Couturié *et al.*, 1979), de Tournon 337 ± 13 Ma selon P. Batias et J.L. Duthou, 1979). A noter que le manteau intervient dans la genèse de ces magmas, de façon faible mais visible (présence d'enclaves de vaugnérites et autres roches basiques) et qu'il en est de même pour la plupart des granitoïdes du Massif central, leucogranites exceptés, qui sont donc d'origine mixte (granites M. de J. Didier *et al.*, 1982).

Le magmatisme granitique progresse ensuite vers les régions encore plus externes des Cévennes et de La Montagne Noire avec la mise en place des granites de Rocles (302 ± 3 selon M. Caen-Vachette *et al.*, 1977) de l'Aigoual (298 ± 9 selon Y. Vialette et G. Sabourdy, 1977), du Sidobre (279 ± 13 selon J. Hamet et C.J. Allegre, 1976) et de plusieurs autres petits massifs dont on retrouve la trace sous forme d'enclaves dans le complexe du Velay.

La mise en place dans la région considérée, d'une majorité de massifs granitiques entre le Viséen et le Westphalien témoigne d'une forte anatexie crustale dont l'origine est à rechercher dans le manteau (J. Dupraz, 1983, 1986). Cette fusion intense a déclenché la mise en place diapirique du Velay. Dans l'hypothèse proposée ici, d'une interprétation des gneiss œillés de Fix comme des granites syncinématiques, ceux-ci auraient joué le rôle de gaine lubrifiante vis-à-vis du batholite. Le Velay atteint des niveaux très superficiels (J.M. Montel *et al.*, 1986) où il détermine un métamorphisme de BP-HT. Le même phé-

nomène intervient au même moment en Montagne noire (M. Demange, 1982).

Son ascension terminée le complexe cristallise et commence à réagir de façon compétente, la cordiérite métasomatique se développe alors. Cet épisode est accompagné ou suivi de près par la mise en place des différents grani-

tes à cordiérite magmatique et des anatexites sombres de type Saint-Agrève.

Les derniers épisodes magmatiques correspondent à la venue des leucogranites qui s'injectent dans le complexe et à sa périphérie, et à l'intrusion des granites tardimigmatitiques hypovolcaniques.

Références bibliographiques

- ANDRIEUX P., KORNPLOBST J., HARMAND C. (1980). - Les granitoïdes de St-Just, et Médeyrolles (Puy-de-Dôme) : un sill différencié sur la bordure occidentale du Massif du Velay. 8° R.A.S.T., Marseille, p. 9.
- ANTHONIOZ P.M. (1984). - Les gneiss ocellés du socle cristallin ardéchois (Cévennes médianes, Massif central français) : granites porphyroïdes métamorphisés. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **299**, série II, n° 5, pp. 199-201.
- ANTHONIOZ P.M. (1985). - Analyse tectonique du socle de l'Ardèche (Massif Central français). Une lecture nouvelle d'un segment de la chaîne hercynienne. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **300**, série II, n° 14, pp. 699-702.
- ARZI A.A. (1978). - Fusion kinetics, water pressure, water diffusion and electrical conductivity in melting rock, interrelated. *Journal of petrology*, **19**, part I, pp. 153-169.
- ARZI A.A. (1978). - Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**, pp. 173-184.
- AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1975). - L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque (Massif central Français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **280** D, pp. 1649-1652.
- AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1977). - L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin (MCF) au Paléozoïque. Relations entre les cycles calédoniens et varisques. in Colloque internat. CNRS "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", pp. 211-226.
- BARBARIN B. (1983). - Les granites carbonifères du Forez septentrional (Massif central français). Typologie et relations entre les différents massifs. Thèse de 3° cycle, Clermont-Ferrand, 177 p.
- BARBARIN B., (1984). - Mise en évidence à l'aide de la typologie des zircons de deux provinces granitiques dans la montagne du Forez (Massif central, France). *C.R. Acad., Sci. Fr.*, **299**, série II, n° 20, pp. 1401-1404.
- BASSOT J.P. (1970). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille Valence, n° 187, 3° édition.
- BATIAS P. (1979). - Le massif de granite de Tournon-Saint-Cierge. Massif central français. Gisement, pétrologie et géochronologie, Thèse de 3° cycle, Lyon, 174 p.
- BATIAS P., DUTHOU J.L. (1979). - Age viséen supérieur du granite porphyroïde de Vienne-Tournon (Massif central français), 7° R.A.S.T., Lyon, p. 34.
- BEAUFILS G. (1966). - Étude géologique du versant occidental du Haut-Forez central (Puy-de-Dôme). Thèse 3° cycle, Clermont-Ferrand, 142 p.
- BENKO D. (1970). - Les formations cristallophylliennes et granitiques de la région située à l'Ouest de Saint-Peray, Ardèche, MCF, Thèse 3° cycle, Lyon.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L. (1977). - Radiometric evidence for an acadian tectonometamorphic event in Western Massif central. *Contrib. Miner. Petrol.*, **61**, 2, pp. 199-212.
- BERNARD-GRIFFITHS J., LASNIER B., MARCHAND J., VIDAL Ph. (1980). - Approche par la méthode Rb/Sr de l'étude de granulites acides en Haut-Allier (Massif central français). 8° R.A.S.T., Marseille, p. 41.
- BEURRIER M. (1976). - Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisations des formations cristallophylliennes de la région de Lamastre (Ardèche), Massif central français. Partie II : Secteur médian et formations sombres. Thèse 3° cycle, Lyon, 141 p.
- BOULE M. (1908). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Privas, n° 198, 1^{re} édition.
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1962). - Étude géologique et métallogénique de la Région d'Ambert, Mont-du-Forez, Puy-de-Dôme. Thèse 3° cycle, Paris, 100 p.
- BRUN J.P. (1983). - L'origine des dômes gneissiques : modèles et tests. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **25**, n° 2, pp. 219-228.
- BRUN J.P., BURG J.P. (1982). - Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc, a corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, **61**, pp. 319-332.
- BURG J.P. (1977). - Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère. Thèse 3° cycle, Montpellier, 79 p.
- BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1984). - Structures tangentielles en Rouergue Oriental : Arguments tectoniques et métamorphiques *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **298**, série II, n° 8, pp. 375-378.
- BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE P. (1984). - Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the Variscan belt : an example in the French Massif central. In "Variscan Tectonics of the North Atlantic Region". Hutton DHW et Sanderson DJ. éd. *Géol. Soc. London*, pp. 47-61.
- BURG J., MATTE P. (1978). - A cross-section through the French Massif central and the scope of its Variscan Geodynamic Evolution. *Z. Dtsch Geol. Ges.*, **129**, pp. 429-460.
- BURG J.P., TEYSSIER C., (1983). - Contribution à l'étude tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue oriental. La déformation des laccolites syntectoniques type Pinet. *Géologie de la France* (2), 1, n° 1-2, pp. 3-30.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.P., DIDIER J. (1982). - Ages radiométriques des granites anatectique et tardimigmatique du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **294**, pp. 135-138.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.P., FERNANDEZ A. (1981). - Age westphalien du granite de Rocles (Cévennes, Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **293**, D, 13, pp. 957-960.
- CARME F. (1974). - Tectoniques superposées dans le Haut-Allier : mise en évidence d'une mégastructure tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **278**, série D, pp 2501-2504.
- CHENEVOY M. (1960). - La série métamorphique du synclinal de Sarras et ses rapports avec le granite des Cévennes septentrionales, à l'Ouest de Tournon (Ardèche). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **250**, n° 12, pp. 2234-2236.
- CHENEVOY M. (1964). - Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du Mont Pilat (Massif central) et leur histoire cristallogénétique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VI, pp. 55-63.
- CHENEVOY M. (1967). - Carte géologique de la France à l'échelle 1/80 000, feuille de Saint-Étienne, n° 177, 3° édition.
- CHENEVOY M. (1970). - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Saint-Étienne, BRGM.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1968). - Extension des séries cristallophylliennes à andosite-cordiérite et à disthène-staurotide dans les Cévennes septentrionales et médianes. *A.S.G.F.*, (7), V, pp. 613-617.

- CHENEVOY M. (1970). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Vienne, BRGM.
- CHENEVOY M., DURAND G., MONTRAVEL C. de (1974). - Enclaves de granite porphyroïde dans les migmatites de la série cristallophyllienne du Vivarais occidental : importance et signification *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 5.
- CHENEVOY M. (1976). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Serrières, BRGM.
- CHENEVOY M. (1977). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Valence, BRGM.
- CHENEVOY M. (1979). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Tournon, BRGM.
- CHENEVOY M. (1979). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Lamastre, BRGM.
- CHENEVOY M., BENKO D., GROS J.J. (1977). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Valence, BRGM.
- CHENEVOY M., DURAND G., BEURRIER M., PASSERON J.P., MICHON G. (1979). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Lamastre, BRGM.
- CHENEVOY M., GROS J.J. (1976). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Crest, BRGM.
- CHENEVOY M., PETERLONGO J.M., PRUVOST P., de MAISTRE J., BONTE A., WATERLOT G., COMPTE P., DE MONTJAMONT M. (1970). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Saint-Étienne, BRGM.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1968). - Extension des séries cristallophylliennes à andalousite, cordiérite et disthène - staurotide dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), V. pp. 613-617.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1971). - Caractères généraux des métamorphismes dans le Massif central. Symposium J. Jung, Plein Air service Édition. p. 109.
- CHUBERT B. (1974). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Langogne, BRGM.
- CLAVAUD B., RATSIMBA G. (1972). - Versant oriental des Monts du Forez, granites et formations associées, (M.C.F.). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 265 p.
- CORDIER P.L.A. (1809). - Journal de Physique, T. LXIX, p. 460.
- COUTURIÉ J.P. (1969). - Sur l'antériorité du granite porphyroïde de La Margeride par rapport au granite à cordiérite du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 269, (D), pp. 2292-2300.
- COUTURIÉ J.P. (1972). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Saugues, BRGM.
- COUTURIÉ J.P. (1977). - Le Massif granitique de La Margeride (Massif central français). Étude pétrographique, géochimique et structurale. Exemple de différenciation par gravité dans les roches granitiques. Évolution régionale de la croûte au cours de l'orogénèse hercynienne. *Annales Sci. Univ. Clermont*, 62, 310 p., 12 pl.
- COUTURIÉ J.P., CAEN-VACHETTE M., VIALETTE Y. (1979). - Age namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de La Margeride (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, 289, D.5, pp. 449-452.
- DEMANGE M. (1982). - Étude géologique du massif de l'Agout, Montagne Noire, France. Thèse Doctorat Paris, 2 vol., 1047 p.
- DEMARQ G. (1973). - Lyonnais, Vallée du Rhône, de Mâcon à Avignon. Guides géologiques régionaux, Masson et Cie, Éditeurs, 175 p.
- DEMAY A. (1931). - Les nappes cévenoles. *Mém. explic. carte géol. de la France*, Imprimerie Nationale, Paris, 175 p.
- DEMAY A. (1938). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Saint-Étienne, n° 177, 2^e édition.
- DEMAY A. (1943). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Monistrol, n° 176, 2^e édition.
- DEMAY A. (1946). - Carte géologique des terrains précambriens et paléozoïques du Massif central. Imprimerie Nationale, Paris.
- DEMAY A. (1948). - Carte géologique à l'échelle du 1/80 000, feuille de Valence, n° 187, 2^e édition.
- DHELLEMMES R., PETERLONGO J.M., LAUZAC F. (1974). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Montbrison, BRGM.
- DIDIER J. (1954). - Le bassin houiller de Brassac et ses bordures cristallines. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, 20, pp. 9-48.
- DIDIER J. (1961). - Les roches malgachitiques de la région de Lamastre (Ardèche, Massif central français). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 84, pp. 2-5.
- DIDIER J. (1963). - Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif central français. *Annales Fac. Sci. Univ. Clermont*, 23, 254 p., 9 pl.
- DOWNES H., LEYRELOUP A. (1985). - Sr and Nd isotopic evolution of granulitic xenoliths : implications for granitoid petrogenesis. In "The nature of lower continental crust". Meeting of the Metamorphic studies group. *Geol. Soc. of London, Sp. Publ.* (sous presse).
- DOWNES H., LEYRELOUP A. (1986). - Granulitic xenoliths from the French Massif central - Petrology. Sr and Nd isotope systematics and model age estimates. In : Dawson J.B., Carswell D.A., Hall J. and Wedepohl K.H. (Eds). Nature of the Lower Continental Crust. *Geol. Soc. Lond. Sp. Pub.*, 24, pp. 319-330.
- DUCROT J., LANCELLOT J.R., MARCHAND J. (1983). - Datation U-Pb sur zircons de l'éclotite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution antéhercynienne de l'Europe occidentale. *Earth and Planetary Science Letters*, 62, pp. 385-394.
- DUPRAZ J. (1983). - Évolution du complexe anatectique de Velay et genèse de la cordiérite. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 176 p., 1 carte H.T.
- DUPRAZ J. (1985). - Croissance de cordiérite métasomatique dans les migmatites et les granitoïdes du Velay (M.C.F.). Réunion spécialisée du groupe "géochimie" du S.F.M.C. : "Interaction fluides minéraux, étude expérimentale, modélisation", E.N.S.P.
- DUPRAZ J. (1986). - Métasomatose cordiéritique dans le granite du Velay (M.C.F.). 11^e RST, Clermont-Ferrand, p. 57.
- 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. (1986). - Cordiérite magmatique et métasomatique du Velay (Massif central français) : leurs significations et relations. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, à paraître.
- DUPRAZ J. - Données nouvelles sur la signification et l'âge possible de la mise en place des orthogneiss de l'Arc de Fix, du Celoux et de Saint-Alyre (Haut-Allier, M.C.F.) : Conséquence sur les schémas actuellement proposés pour la structuration de la chaîne hercynienne au niveau du Massif central français. En préparation.
- DUPUY C., LEYRELOUP A., VERNIERES J. (1979). - The lower continental crust of the Massif central (Bournac, France) with special references to REE, U and Th composition evolution, heat flow production. In "Origin and distribution of the elements". Ahrens édit. Pergamon Press, Oxford New-York, pp. 405-415.
- DURAND G. (1976). - Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisations des formations cristallophylliennes de la région de Lamastre (Ardèche), Massif central français. Partie III : secteur occidental et géochronologie. Thèse 3^e cycle, Lyon.
- DUTHOU J.L. (1984). - Age dévonien supérieur des gneiss à cordiérite de la carrière du Puy-du-Roi à Aubusson (Creuse). 10^e RAST, Bordeaux, p. 204.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984). - Paleozoic granitoids from the Massif central (France). Age and origin studied by 87 Rb-87 Sr. *Phys. Earth. Planet. Interior*, 35, pp. 131-144.
- EILICHER R. (1983). - Structure du socle et morphogénèse dans les Monts du Forez. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 24, n° 1, pp. 75-85.

- FABRE G. (1889). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Largentière, n° 197, 1^{re} édition.
- FORESTIER F.H. (1957). - Caractères des migmatites du socle métamorphique en Haute-Loire. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, n° 2, pp. 19-20.
- FORESTIER F.H. (1961). - Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier. *Bull. Serv. Carte géol.*, 271, 293 p.
- FORESTIER F.H. (1967). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille du Puy, n° 186, 3^e édition, BRGM.
- GIROD M. (1979). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille du Puy, BRGM.
- GONNARD F. (1894). - Notes pour la minéralogie du Plateau central. Cordiérite dans le granite du Velay. *Bull. Soc. Fr. Minér.* Paris, t. XVII, n° 7, pp. 272-274.
- GOURGAUD A. (1973). - Les granites et migmatites du Forez au Sud de Montbrison. (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 171 p.
- GROS J.J. (1971). - Étude géologique des terrains cristallins de la région de St-Péray (Massif central). Thèse 3^e cycle, Lyon.
- GRIVOTTE J.M. (1985). - Le Livradois méridional et la région de St-Flour. Exemples de zones de cisaillement ductile dans le Massif central français. Étude structurale pétrographique et géohistorique. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 156 p.
- GRIVOTTE J.M. (1985). - Les granites de la région de la Chaise-Dieu (Haute-Loire). Étude pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 226 p.
- GROS J.J. (1971). - Étude géologique des terrains cristallins de la région de St-Péray (Massif central). Thèse 3^e cycle, Lyon.
- HAMET J., ALLEGRE C.J. (1976). - Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France). Application of Rb87-Sr87 systematics. *Geol. Soc. Ann., Bull.*, 87, pp. 1429-1442.
- HYNDMAN D.W. (1981). - Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. *Geology*, 9, pp. 244-249.
- JÖHANNES W., GUPTA L.N. (1982). - Origin and evolution of a migmatite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, pp. 114-123.
- JUNG J., VACHIAS O., PECOIL R. (1941). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Montbrison, n° 167, 2^e édition.
- KONE M. (1985a). - Mise en évidence de cisaillements ductiles tangentiels et décrochants dans le sud Livradois (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 301, série II, n° 3, pp. 189-193.
- KONE M. (1985b). - Le Livradois Méridional et la région de Saint-Flour. Exemples de zones de cisaillement ductile dans le Massif central français. Étude structurale, pétrographique et géohistorique. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.
- KORNPROBST J. (1978). - Carte et notice explicative de la carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Cayres, BRGM.
- KORNPROBST J. (1983). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille d'Arlanc, BRGM.
- KORNPROBST J., ANDRIEUX P., BACHELERY P., BOVIN P., FERNANDEZ A., HARMAND C., TISSIER H., VIELZEUF D. (1983). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille d'Arlanc, BRGM.
- LABERNARDIERE H. (1961). - Étude géologique du Sud-Forez (Région d'Ambert), D.E.S., Clermont-Ferrand, 74 p.
- LABERNARDIERE H. (1964). - Étude géologique de la partie méridionale des Monts du Forez au N.-E. d'Ambert (Puy-de-Dôme). *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, 30, fasc. 1-2-3-4.
- LABOUE M. (1982). - Étude structurale du massif granitique de La Margeride. Thèse 3^e cycle, Clermont Ferrand, 140 p.
- LAPADU-HARGUES P. (1955). - A propos des nappes cévenoles (MCF). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 241, p. 605.
- LAPADU-HARGUES P. (1966). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Largentière, n° 197, 3^e édition.
- LASNIER B. (1977). - Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français, Haut-Allier. Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse d'État, Nantes.
- LASNIER B., MARCHAND J. (1983). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Brioude, BRGM.
- LEMOINE S. (1967). - Étude géologique des schistes cristallins de la région d'Alleyras (Haute-Loire). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 148 p.
- LE VERRIER (1889). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Montbrison, n° 167, 1^{re} édition.
- LEYRELOUP A. (1973). - Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes ; son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et série charnockitique (MCF). Travaux Lab. Pétrol. Minéralogie, Nantes, 356 p.
- LONGCHAMBON J. (1939). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Largentière, n° 197, 2^e édition.
- MARCHAND J. (1974). - Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français, Haut-Allier. Les termes acides. Thèse 3^e cycle, Nantes, 267 p.
- MARCHAND J. (1979). - Les nodules de sillimanite et quartz des gneiss entourant le dôme orthogneissique du Celoux (Haut-Allier, Massif central français) seraient d'origine tectonique. 7^e RAST, Lyon.
- MARIGNAC C., LEROY J., MACAUDIERE J., PICHAVANT M., WEISBROD A. (1980). - Évolution tectonométamorphique d'un segment de l'orogène hercynien : les Cévennes médianes, Massif central français. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 291, Série D., pp. 605-608.
- MATHONNAT M. (1983). - La série métamorphique du Cézallier (Massif central français). Lithologie et structure, relations du groupe leptyno-amphibolique avec les autres formations de la région. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 208 p., 1 carte H.T.
- MATTE P. (1986). - La chaîne varsique parmi les chaînes paléozoïques périalantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 2, n° 1, pp. 9-24.
- MEHNERT K.R. (1968). - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier publishing company. Amsterdam, London, New-York, 393 p.
- MERGOIL-DANIEL J. (1970). - Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif central français. *Annales Fac. Sci. Univ. Clermont*, 42, 304 p.
- MIALHE J. (1980). - Le massif granitique de la Borne (Cévennes), étude pétrographique géochimique, géochronologique et structurale. Thèse de 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 130 p.
- MILLER C.F., HYNDMAN D.W. (1981). - Comment and reply on Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. *Geology*, vol. 9, n° 11.
- MONTEL J.M. (1985). - Xénolithes peralumineux dans les dolérites du Peyron, en Velay (Massif central, France). Indications sur l'évolution de la croûte profonde tardi-hercynienne. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 301, série II, n° 9, pp. 615-620.
- MONTEL J.M., WEBER C., BARBEY P., PICHAVANT M. (1985). - Fusion crustale et genèse des magmas granitiques à la fin du cycle orogénique hercynien : l'exemple du domaine vellave. Colloque sur l'Hercynien d'Europe, I.P.G. Paris.
- MONTEL J.M., WEBER C., BARBEY P., PICHAVANT M. (1986). - Thermo-barométrie du domaine anatectique du Velay (Massif central, France) et conditions de genèse des granites tardimigmatitiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 302, série II, n° 9, pp. 647-652.
- NEGRON J. (1979). - Pétrologie et géochimie des formations quartzo-feldspathiques de la série mésozonale du Chassezac (Lozère, Massif central français). Thèse 3^e cycle, Lyon.
- PALM Q.A. (1957). - Les roches cristallines de Cévennes médianes à hauteur de Largentière (Ardèche, France). Drukkey Storm, Utrecht, 121 p.

- PASSERON J. (1976). - Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisation des formations cristallophylliennes de la région de Lamastre (Ardèche), Massif central français. Partie I : secteur oriental et formations claires. Thèse 3^e cycle, Lyon, 152 p.
- PIN C. (1979). - Géochimie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques antéstéphanien de l'Aubrac et de la région de Marvejols (M.C.F.). Thèse de 3^e cycle, Montpellier, 205 p.
- PIN C., LANCELOT J. (1982). - U-Pb dating of an early paleozoic bimodal magmatism in the French Massif central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**, n° 1, pp. 1-12.
- PIN C., VIELZEUF D. (1983). - Granulites and related rocks in variscan median Europe : a dualistic interpretation, *Tectonophysics*, **93**, pp. 47-74.
- PITTIOT P. (1984). - Relations des ensembles cristallins du Lyonnais et du Pilat du point de vue structural. Thèse 3^e cycle, Lyon, 178 p.
- PITTION J.L. (1971). - Étude géologique des terrains cristallins de la région de Riotord (Hte-Loire, Ardèche, M.C.F.). Thèse 3^e cycle, Lyon.
- PUPIN J.P. (1976). - Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de méthode typologique. Applications. Thèse de doctorat, Université de Nice, 394 p.
- RAVIER J., CHENEVOY M. (1966). - Les granites à muscovite du Mont Pilat (Massif central). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, pp. 133-149.
- RESPAUT J.P. (1984). - Géochronologie et géochimie isotopique U-Pb de la minéralisation uranifère de la mine des Pierres Plantées (Lozère) et de son encaissant : le massif granitique de La Margeride. Thèse 3^e cycle, Montpellier.
- ROMAN F., GOGUEL J. (1939). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Privas, n° 198, 2^e édition.
- SANITAS C. (1967). - Carte géologique à l'échelle du 1/80 000, feuille de Privas, n° 198, 3^e édition.
- SHODZINSKIY V.S. (1981). - Evolution of phase composition and genesis of granitic magma. *Geochemistry International*, **18**, n° 1, pp. 25-41.
- TERMIER P. (1890). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Saint-Étienne, n° 177, 1^{re} édition.
- TERMIER P. (1892). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Monistrol, n° 176, 1^{re} édition.
- TERMIER P. (1898). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille de Valence, n° 187, 1^{re} édition.
- TERMIER P., BOULE M. (1893). - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/80 000, feuille du Puy, n° 186, 1^{re} édition.
- TOTTEU S.F. (1981). - Utilisation des analyses chimico-minéralogiques et microstructurales dans la reconstitution des événements tectonométamorphiques des formations polycycliques. Exemple du Vivarais cristallin, Ardèche (France). Thèse 3^e cycle, Nancy, 177 p.
- TOURNAIRE (1880). - Carte géologique du département de la Haute-Loire. Quatre feuilles à 1/80 000. Geffroy éditeur, Paris.
- VIALETTE Y., SABOURDY G. (1977). - Age du granite de l'Aigoual dans le Massif des Cévennes. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, **3**, pp. 130-132.
- VIARD M. (1981). - Lithostratigraphie et pétrologie des formations métamorphiques du versant nord du Mont Lozère. Massif central français. Thèse 3^e cycle, Lyon I, 161 p., 1 carte.
- VITEL G. (1984). - Le passage faciès granulite - faciès amphibolite dans les enclaves du granite du Velay (M.C.F.). 10^e RAST, Bordeaux.
- VITEL G. (1985). - La transition faciès granulite faciès amphibolite dans les enclaves basiques du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **300**, série II, n° 9, pp. 407-412.
- WEISBROD A. (1962). - Les occurrences de la cordiérite dans la haute vallée de l'Ardèche. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **254**, pp. 3393-3395.
- WEISBROD A. (1962). - Relations pétrogénétiques entre les migmatites œillées et le granite du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **255**, pp. 3004-3006.
- WEISBROD A. (1967). - Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes médianes. *Sci de la Terre*, **12-4**, pp. 301-344.
- WEISBROD A. (1970). - Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (M.C.F.). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse Doctorat, Nancy, 3 vol.
- WEISBROD A., PICHAVANT M., MARIGNAC 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 français. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **291**, Série D., pp. 665-668.
- WEISBROD A., SAMAMA J.C. (1974). - Carte et notice explicative de la carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000, feuille de Largentière, BRGM.
- ZIMMERMANN J.L. (1981). - La libération de l'eau, du gaz carbonique et des hydrocarbures des cordiérites. Détermination des eaux. Cinétique des mécanismes. Intérêt pétrogénétique. *Bull. Minéral.*, **104**, pp. 325-338.