



BURZET

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

BURZET

La carte géologique à 1/50 000
BURZET est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : LE PUY (N° 186)
au sud : LARGENTIÈRE (N° 197)

*Des sources de l'Ardèche
aux sources de la Loire*

Cayres	Le Monastier	Lamastre
Langogne	BURZET	Privas
Le Bleymard	Largentière	Aubenas

MINISTÈRE DU REDÉPLOIEMENT INDUSTRIEL
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE BURZET A 1/50 000

par

A. BAMBIER, E.-T. BERGER, J. MERGOIL,
B. VALADAS, Y. VEYRET, A. WEISBROD

1985

Éditions du B.R.G.M. - B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX - FRANCE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	5
<i>SOCLE HERCYNIEN</i>	5
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES DES PLATEAUX</i>	13
<i>TERRAINS VOLCANIQUES QUATERNAIRES DITS « DES VALLÉES »</i>	17
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES</i>	36
ÉVOLUTION ET CHRONOLOGIE DU SOCLE HERCYNIEN.....	38
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ET MAGMATIQUE</i>	38
<i>ESSAI DE CHRONOLOGIE</i>	39
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS.....	40
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE.....	41
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	41
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	41
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSUL TABLES</i>	46
<i>ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>	46
AUTEURS DE LA NOTICE.....	46
ERRATA.....	47

INTRODUCTION

La région couverte par la feuille Burzet correspond à la retombée méridionale du dôme migmatitique du Velay, dont l'ennoyage définitif sous les schistes des Cévennes s'observe quelques kilomètres plus au Sud, sur la feuille Largentière.

Le socle comporte essentiellement des formations cristallophylliennes et migmatitiques catazonales ainsi que des granitoïdes. Si la couverture sédimentaire (alluvions, éboulis, terrasses quaternaires et Miocène) est très peu développée, les manifestations volcaniques tertiaires et surtout quaternaires y sont magnifiquement représentées.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE HERCYNIEN

Terrains cristallophylliens

Les formations métamorphiques de la feuille Burzet se groupent lithostratigraphiquement en deux séries et trois unités, à savoir :

- *La série cévenole* (ou Unité supérieure) : micaschistes et gneiss. Quoiqu'ils lui soient géométriquement associés, l'attribution lithostratigraphique et/ou structurale de certains gneiss et surtout d'amphibolites à la série cévenole, reste douteuse.
- *La série ardéchoise* comprenant :

- Unité moyenne : leptynites,
- Unité inférieure : gneiss œillés.

Au point de vue de l'intensité du métamorphisme, ces formations appartiennent toutes à la catazone (zone à sillimanite + orthose, muscovite primaire instable). Quoiqu'en vérité aucune de ces formations ne soit totalement indemne de mobilisation, on peut distinguer deux sous-zones :

- sous-zone non (ou très peu) anatectique, à biotite + sillimanite. Elle fait normalement suite à la mésozone (feuille Largentière) par disparition des associations à 2 micas (et andalousite) ;
- sous-zone anatectique, à cordiérite + orthose. Sa limite supérieure est nettement discordante sur les structures cristallophylliennes, et on y retrouve donc toutes les formations lithologiques de la subzone précédente.

Formations d'attribution douteuse

ζξ^q. **Gneiss et micaschistes à nodules quartzeux de la Cham.** Gneiss et micaschistes très biotitiques, plissotés, contenant de nombreux amas ovoïdes et des lentilles de quartz. Ils n'affleurent qu'au Nord de Thueyts où ils constituent le cœur de la synforme du Suc de la Cham. Quoiqu'ils présentent beaucoup

d'analogie avec des niveaux très alumineux et ferromagnésiens, riches en *rods* de quartz, des schistes des Cévennes, leur appartenance structurale et stratigraphique à la série cévenole reste douteuse.

δ¹¹. **Amphibolites.** Les amphibolites rubanées n'existent qu'au Nord du Lignon où leur épaisseur croît du Sud au Nord : quelques centimètres au Courcoussat (Sud de Thueyts), quelques mètres aux Cluchines (Ouest de Thueyts), quelques dizaines de mètres au Suc de la Cham (Nord de Thueyts) et plus au Suc de Montasset (Est de Montpezat). Elles sont formées d'alternances milli- à décimétriques de lits surtout amphiboliques (hornblende de couleur brun-rouge en lame mince), plagioclasiques (An 30-50) et diopsidiques. Niveaux biotitiques fréquents sur les bordures. Le grenat, pas très abondant en général, se concentre en petites amandes au sein des lits à pyroxène. Aux Cluchines, un affleurement de quelques mètres cubes montre le passage graduel d'un noyau basique non schisteux aux amphibolites rubanées, par transposition intense selon la schistosité régionale S 2 (voir plus bas l'étude structurale) des structures de ce noyau (petits sphéroïdes formés de couches emboîtées monominérales). Ces structures et les compositions sont caractéristiques des méta-éclogitoïdes. Un autre unique échantillon de ces méta-éclogites peu schistosées a été trouvé au Suc de Montasset.

Au Suc de Montasset également, un très petit affleurement montre un gneiss alcalin clair associé aux amphibolites. Cette roche contient orthose, albite-oligoclase, andradite, augite aegyrinique, amphibole sodique (eckermanite ?) (A. Weisbrod, 1970 b). En raison de sa très faible extension, la signification de ce gneiss est inconnue.

Les amphibolites rubanées de l'Ardèche sont à rattacher aux affleurements comparables, mais plus importants, de la région de Lamastre, au Nord. Quoique actuellement associées spécialement aux micaschistes et gneiss de la série cévenole, il est peu probable qu'elles appartiennent structurellement à cette série. Leur équivalent éventuel est d'ailleurs totalement inconnu plus au Sud, dans les schistes des Cévennes.

Série cévenole

De nature globale grésopélitique, elle est lithologiquement semblable aux *Schistes des Cévennes* (feuille Largentière), dont elle ne diffère que par quelques points de détail et surtout par un métamorphisme plus poussé. [Dans la légende des feuilles Largentière et Burzet, ces formations (« Unité supérieure ») sont rangées dans la série ardéchoise ; ce point de vue doit être abandonné : cf. C. Marignac *et al.*, 1980].

ξγ. **Micaschistes, gneiss et quartzites.** Roches sombres, à reflet violacé dû à la biotite toujours abondante, ils prennent par altération une teinte rouille à ocre.

Les faciès sont très variés : micaschistes alumineux, gneiss à grain fin, gneiss lités, gneiss rubanés, gneiss grossiers à lentilles quartzo-feldspathiques, gneiss quartzeux, quartzites micacés, etc. Des bancs et des lentilles leptynitiques sont présents dans toute l'unité. Ils sont particulièrement abondants à la base (épibolites, qui ne peuvent pas être représentés sur la carte).

Les minéraux sont : quartz, oligoclase, orthose, biotite, sillimanite, cordiérite, almandin, tourmaline, apatite et zircon accessoires.

χ. Quartzites à minéraux calco-magnésiens. Les quartzites à minéraux calco-magnésiens (quartz, bytownite, hornblende, diopside, grossulaire, almandin aux éponges, sphène, parfois scheelite) sont des roches verdâtres, très dures. Ils forment des minces niveaux (de quelques centimètres au décimètre) groupés suivant un horizon très constant. Ils sont en moyenne plus siliceux sur la feuille Burzet que sur la feuille Largentière et sont généralement accompagnés de faciès riches en quartz de la série cévenole dans lesquels ils s'intercalent. Leur équivalent stratigraphique est connu au Sud dans les Schistes des Cévennes. Sur la feuille Burzet, ces roches sont magnifiquement exposées en dalles polies, dans le lit de l'Ardèche, sous la passerelle de Bayzan.

Série ardéchoise

λ. Leptynites. Ce sont des roches claires, compactes et dures lorsqu'elles sont saines. Elles forment souvent des éperons rocheux. Elles contiennent : quartz, orthose perthitique et albite abondants, biotite, sillimanite en amas flexueux (faciès fibrolite) et almandin. Ce dernier peut être disséminé dans la roche, rassemblé en nids ou former des alignements discontinus. Les cristaux (trapézoédres) sont généralement millimétriques mais atteignent parfois le centimètre. La muscovite est fréquente dans les gisements tectonisés.

Leur composition chimique les rapproche de rhyolites hololeucocrates alcalines et alumineuses ou de leucogranites alumineux dont elles dérivent probablement par métamorphisme catazonal.

La structure des leptynites est très variable : rubanée, litée granitoïde, œillée...

ο□. Gneiss œillés. Les gneiss œillés, qui caractérisent l'unité inférieure, sont des roches très quartzo-feldspathiques (nettement moins toutefois que les leptynites), de teinte générale claire, rosée à jaunâtre.

Ils sont formés de : quartz, orthose, oligoclase, biotite, sillimanite, grenat rare, apatite, zircon. L'orthose, très abondante, est remarquable par ses mégacristaux maclés Carlsbad, de taille (1-10 cm) irrégulière comme celle, d'ailleurs, de tous les autres minéraux. La teneur en biotite peut varier rapidement de façon sensible. De même, la sillimanite est parfois abondante, parfois totalement absente.

La structure est également très variable : œillée, amygdalaire, grossièrement rubanée. De nombreux et petits bancs et des lentilles leptynitiques, quartzo-leptynitiques, granitiques, aplitiques, sans grande individualité, contribuent par place à esquisser une vague stratification et ajoutent encore à l'hétérogénéité de l'ensemble.

Notons que le nom de gneiss œillé (au sens strict : *augengneiss* des auteurs anglo-saxons) n'est guère justifié pour ces roches qui méritent plutôt l'appellation de gneiss quartzo-feldspathiques grossiers souvent porphyroblastiques. Toutefois, dans les zones pas ou peu affectées par la migmatisation, on retrouve des faciès plus classiques de gneiss œillés (Ouest de la feuille).

Les gneiss œillés passent aux leptynites sus-jacentes de façon assez progressive, le plus souvent par intercalations répétées.

λϕ. Série quartzo-feldspathique indifférenciée. Il s'agit d'une formation hétérogène dont tous les caractères (minéralogie, structure) sont intermédiaires entre ceux des leptynites et ceux des gneiss œillés, avec parfois prédominance

des uns ou des autres. Les faciès amygdalaires et œillés sont les plus courants. La sillimanite, très abondante, forme des placages de près d'un centimètre d'épaisseur. L'almandin est assez fréquent. Les faciès les plus spectaculaires s'observent entre les ravins de Combe Longe et des Blachis au Sud de la feuille.

Cette série constitue localement une zone de transition entre leptynites et gneiss œillés. Mais, en certains endroits (région Montpezat—Barnas—Jaujac surtout), elle englobe la quasi-totalité de l'unité moyenne et une bonne partie, autant que l'on puisse en juger, de l'unité inférieure.

δζ. **Gneiss amphiboliques.** Ils se présentent en minces bancs intercalés dans les gneiss œillés et les leptynites. Quartz, oligoclase-andésine souvent zoné, biotite, amphibole, apatite sont les minéraux observés.

Les tendances géochimiques (éléments majeurs) des formations quartzofeldspathiques de la série ardéchoise sont compatibles avec deux origines possibles :

- origine « superficielle » : série sédimentaire, avec conglomérats, arkoses, grès grossiers (gneiss « œillés »), associée à un volcanisme de type ignimbritique (leptynites) (A. Weisbrod, 1970a) ;
- origine « plutonique » : massif de granites plus ou moins porphyroïdes (gneiss œillés) et de leucogranites associés (leptynites).

En raison des effets dramatiques des déformations, métamorphismes et migmatisation qui ont affecté ces roches, et en ont, en particulier, effacé ou rendu méconnaissables les structures initiales, il est fort hasardeux de vouloir trancher entre ces deux hypothèses extrêmes. Disons seulement que, à partir de quelques observations de terrain, d'ailleurs parfois contradictoires, une origine complexe apparaît la plus probable : l'essentiel des gneiss œillés, ainsi peut-être qu'une partie des leptynites, aurait une origine plutonique, le reste des gneiss œillés et des leptynites représentant une série de couverture (arènes, arkoses et volcanisme acide). Dans le cadre de ce schéma, les gneiss amphiboliques pourraient provenir d'anciens filons et/ou d'enclaves basiques (dolérites, lamprophyres, tonalites, diorites).

Migmatites, granites et vaugnérites

Les formations migmatitiques et granitiques représentent plus des trois quarts de la surface couverte par la feuille Burzet.

Migmatites et granites du Velay

Si les divers termes qui constituent cet ensemble s'ordonnent à la périphérie du massif en zones concentriques traduisant une évolution générale bien visible sur le terrain, ils restent par ailleurs souvent mêlés et passent toujours les uns aux autres de façon très progressive. On conçoit alors que les limites tracées entre les différents types de migmatites soient en réalité très floues et n'aient qu'une valeur statistique ; on ne peut espérer rencontrer de part et d'autre des roches bien distinctes.

Outre leurs structures et leurs hétérogénéités qui les opposent à la série cristallophyllienne catazonale, les migmatites du Velay présentent une autre particularité, d'ordre zonéographique : elles se placent pour l'essentiel dans la subzone à cordiérite-orthose de la catazone. Pourtant, on voit apparaître dans la

moitié ouest de la feuille, des migmatites sans cordiérite qui prennent, vers le Nord-Ouest, une extension croissante (A. Weisbrod, 1962).

Toujours sur le plan zonéographique, on doit signaler la présence, dans les migmatites du Velay, de zones très localisées et restreintes (quelques centimètres à quelques mètres, rarement plus) en complet déséquilibre avec l'encaissant ; ce sont les filonnets ou poches souvent à tendance pegmatitique, contenant en particulier albite, muscovite, tourmaline (phénomènes deutériques tardimigmatitiques localisés).

Migmatites hétérogènes. Représentées surtout en bordure du massif, elles peuvent être classées en dictyonites et crocydites (non séparables sur la carte).

- **Dictyonites** : la roche cristallophyllienne initiale, peu transformée dans la masse (on note toutefois, dès ce stade, l'apparition des plagioclases en cristaux subautomorphes probablement cumulés), est envahie par des filonnets, taches, bouffées, à bords diffus irréguliers. Ces mobilisats sont formés de granite, de nébulite, d'aplite, à cordiérite ; un certain nombre se limitent même à un ou quelques nodules de ce minéral, bordés d'une auréole aplitique.
- **Crocydites** : la roche originelle subit des recristallisations internes de plus en plus prononcées, qui tendent à estomper la schistosité. Sa nature reste toutefois identifiable. Les mobilisats prennent de plus en plus d'importance et s'anastomosent pour former un réseau.

Agmatites et nébulites. Elles représentent un stade plus évolué de la granitisation. Dans les agmatites, le constituant granitique ou nébulitique devient prépondérant. La roche originelle (roches basiques, quartzites et gneiss quartzitiques le plus souvent) subsiste à l'état d'enclaves nombreuses, arrondies ou anguleuses, à bords francs ou diffus.

Les nébulites forment un ensemble tellement hétérogène qu'il est impossible d'en donner en quelques lignes une description précise. Le type moyen est une roche dans laquelle des traînées discontinues, *schlieren*, bouffées nuageuses et tourbillonnaires de biotite dessinent une vague structure gneissique. Dans d'autres échantillons, cette structure peut disparaître presque complètement (on passe alors au granite) ou au contraire conserver les caractères de la roche originelle. La détermination de la nature de cette dernière est par ailleurs très difficile, souvent même impossible (nébulites indifférenciées, cM , cMc). Seuls, quelques indices permettent parfois d'en avoir une idée : présence de porphyroblastes d'orthose en voie de résorption dans les nébulites provenant des gneiss œillés, faciès hololeucocrate à grenats des nébulites qui dérivent des leptynites, nébulites riches en biotite, cordiérite et enclaves gneissiques provenant de l'unité supérieure.

Les migmatites du Velay prennent naissance par fusion partielle, en conditions catazonales, des formations cristallophylliennes décrites ci-dessus (séries ardéchoise et cévenole), avec production de liquides granitiques à granodioritiques. Quoique, à l'échelle régionale, ces liquides soient restés globalement sur place, leur comportement, à l'échelle de l'affleurement, est infiniment plus complexe, avec mélanges de liquide autochtone, de liquides d'origine plus lointaine et de cumulats (souvent feldspathiques) provenant de la cristallisation partielle de tous ces liquides.

Selon les cas (composition de la roche originelle, mais aussi des phases fluides impliquées : cas des restites borées en particulier), le résidu de fusion contient de la cordiérite (très abondante et commune), du grenat (leptynites

surtout) ou de la tourmaline (peu courante mais localement abondante) (A. Weisbrod et al., 1980).

γ^M . **Granite du Velay.** Il ne diffère des migmatites que par une abondance moindre des restites et par une structure plus isotrope. Son caractère le plus évident, signalé dès 1892 par M. Boule, est son hétérogénéité à toutes les échelles : faciès variés (on devrait parler de granites du Velay), présence de nombreuses enclaves, passage continu à des migmatites, variations de granulométrie et de minéralogie. En fait, c'est un granite alcalin à calco-alcalin à grain moyen, à quartz, orthose, albite-oligoclase. Le minéral le plus remarquable est la cordiérite en prismes, en grains et surtout en gros nodules poecilittiques (jusqu'à 20 cm de diamètre). L'affleurement le plus spectaculaire de granite du Velay (encore qu'il n'en présente qu'un faciès particulier) est celui de la carrière du barrage de la Palisse, dans la vallée de la Loire.

Granites circonscrits

γ^3 . **Granite de la Chavade.** Signalé pour la première fois par M. Bertucat (1956), ce granite forme un massif laccolitique localisé dans la partie tout à fait supérieure du cours de l'Ardèche, à l'Est et au Sud du col de la Chavade. Les gneiss œillés en constituent l'encaissant exclusif.

C'est un granite de granulométrie (moyenne à fine) et de composition bien homogènes. La structure est en général assez bien orientée. Il est formé de quartz et de feldspath potassique, xénomorphes, d'oligoclase (An 20-30) subautomorphe, de biotite, de cordiérite, d'apatite et de zircon accessoires, de muscovite deutérique, pas très abondante. Chimiquement, c'est un granite leucocrate à hololeucrate calco-alcalin. Le rapport Na/K élevé le distingue nettement des autres formations granitiques de la région.

Le granite contient assez souvent des bouffées et des filons à tendance pegmatitique à muscovite et tourmaline.

La structure du laccolite est bien accordée aux structures générales de l'encaissant. Les contacts avec les gneiss œillés sont bien délimités mais n'ont pas cependant la netteté qu'on leur connaît pour le granite du Tanargue par exemple. On observe même par endroit (RN 102 à la traversée de l'Ardèche, 800 m à l'E.SE du col de la Chavade) des interpénétrations granite—gneiss œillés qui sont de véritables migmatites.

Des affleurements plus ou moins dispersés de ce même granite, non cartographiés, affleurent aussi sur le flanc sud de la haute vallée de l'Ardèche entre Astet et Cautet.

γ^2 . **Granite du Tanargue.** Beaucoup moins abondante que sur les feuilles voisines Largentière et Privas, cette roche est néanmoins bien représentée ici par de très nombreux petits massifs concentrés dans le coin sud-est de la feuille et quelques beaux filons au Nord de Burzet. On peut lui rattacher certains filons granitiques du Suc de l'Homme de Pierre (W.NW de Burzet).

C'est un granite à tendance porphyroïde qui, en raison de son homogénéité à toutes les échelles, contraste fortement avec les migmatites encaissantes.

Le fond, à grain plutôt fin, comprend quartz, orthose, plagioclase zoné (AnO-20), biotite, cordiérite automorphe pinitisée, variable en abondance, muscovite deutérique. Les nombreux phénoblastes d'orthose, très allongés et maclés Carlsbad, sont de taille moyenne (0,5 à 2 cm). Ils montrent parfois une orientation privilégiée près des bordures, où ils peuvent par ailleurs diminuer en taille

et en nombre jusqu'à disparaître complètement. Une autre caractéristique très constante du granite est la présence de nombreuses petites enclaves schisteuses, de taille réduite (quelques centimètres) très riches en minéraux alumineux et ferromagnésiens : biotite, cordiérite, sillimanite, andalousite, muscovite, spinelle, grenat rare. Le granite du Tanargue présente (rarement) des faciès à grain fin, pauvres en enclaves, parfois en bordure, le plus souvent en petits filons satellites (région Meyras—Chirols, surtout).

Un faciès plus sombre d'un granite du Tanargue, un peu plus basique que le faciès normal, contenant en outre de nombreuses petites enclaves d'un matériau doléritique à affinité lamprophyrique, est observable sur la route et dans le lit de la Bourges au lieu-dit la Douceur (2 km au Nord de Burzet) (voir plus bas le magmatisme basique).

Le granite du Tanargue est nettement intrusif dans les migmatites déjà consolidées au moins en grande partie. Son caractère hyperalumineux et la nature des restites qu'il véhicule permettent d'attribuer au magma qui lui a donné naissance la même origine globale que pour le granite du Velay avec, en outre, contamination possible (faible sauf exception) par des magmas basiques.

γ^1 . **Granite de Fabras.** Ce petit massif, franchement intrusif dans les migmatites encaissantes, affleure bien au Sud de Fabras. Quelques filons d'une roche semblable ont été observés un peu plus à l'Est, entre les lieux-dits la Penderie et les Terrisses.

Le granite alcalin hyperalumineux est à grain moyen, régulier. Toutefois, des faciès à grain fin existent en bordure et dans les filons. La minéralogie est intéressante : quartz, orthose, albite abondante. La muscovite contient en inclusions de très petites paillettes de biotite fraîche qui lui donne, sur le terrain, une teinte bronzée caractéristique. Les minéraux accessoires sont : apatite, tourmaline magnésienne (rare), cordiérite altérée et surtout topaze, assez abondante. La fluorine violette secondaire est fréquente. Des « joints » assez plats, géométriquement liés à la structure de l'intrusion, servent de guide à un réseau filonien discret (sauf exceptions locales). Les filons contiennent quartz, fluorine abondante, phyllites (chlorites, montmorillonite...), quelques produits uranifères jaunes et verts et même un peu d'autunite.

$\mu\gamma$. **Microgranites.** Ils affleurent surtout le long d'une étroite bande qui va de la Bastide-de-Juvinas à Saint-Cirgues-en-Montagne en passant par le Suc de Montasset et le Suc du Pal. Ce sont des roches compactes, de couleur rose à grise, dans la pâte desquelles on distingue : quartz bipyramidé, feldspath potassique, plus rarement plagioclases (albite—oligoclase), biotite rare, plus ou moins chloritisée, muscovite finement (re)cristallisée, parfois en textures micropegmatitiques. Ces roches représentent les dernières manifestations magmatiques hercyniennes de la région.

Vaugnérites et roches associées (□□⁴)

De teinte très sombre, ces roches compactes ont le plus souvent une structure isotrope mais montrent parfois une vague schistosité. Leur texture peut être grenue, cloisonnée, à tendance ophitique, doléritique, lamprophyrique ; la granulométrie est excessivement variable (taille des biotites par exemple entre 0,1 mm et plus de 10 cm). Les minéraux constitutifs essentiels sont le plagioclase automorphe à subautomorphe (An 30 à 60), toujours zoné et souvent

maclé albite + Carlsbad, et la biotite, extrêmement abondante dont deux générations sont assez souvent présentes. Zircon, allanite (souvent métamicté) et surtout apatite et sphène sont les accessoires systématiques et parfois abondants (apatite surtout). Les minéraux suivants peuvent être également présents mais en quantités très variables : amphiboles (actinote peu ferrifère), diopside très magnésien, feldspath potassique toujours xénomorphe, quartz xénomorphe. Les relations entre minéraux sont complexes et indiquent deux types de réactions : réactions entre liquidus et solidus et réactions subsolidus.

Si la composition chimique moyenne des vaugnérîtes les apparente aux lamprophyres, elle est, dans le détail, extrêmement variable. Le comportement des traces (Sr, Nd, Terres rares, Cr, Ti, V...) est curieux et indique, d'une part un matériau initial de type basaltique (avec même parfois un caractère cumulatif marqué) et d'autre part une contamination extrêmement importante (allant jusqu'à un équilibrage quasi parfait) par l'encaissant plus ou moins migmatitique (Terres rares et néodyme en particulier, mais aussi majeurs) (F. Albarède et A. Weisbrod, 1982).

Les quelques essais de minéralogie expérimentale (J.-M. Montel et A. Weisbrod, non publié) confirment les observations pétrographiques et indiquent en outre des pressions de mise en place des variables.

Au Suc de l'Homme de Pierre (2 km W.NW de Burzet), on peut observer les plus superficielles de ces roches (*vaugnérîte doléritique*) ainsi que de beaux exemples d'interactions entre le magma basique et le magma granitique anatectique (migmatites du Velay).

Dans les zones très déformées, on constate, en bordure des masses vaugnérîtiques, l'apparition de faciès plus ou moins bien orientés, moins basiques (donc plus contaminés par l'encaissant) (*vaugnérîtes gneissiques*) et même de véritables *gneiss vaugnérîtiques* : gneiss à grain assez fin, à plagioclase An 30-40, biotite orientée très abondante, quartz, apatite, allanite, sphène. L'étude texturale microscopique montre que la structure de ces roches n'est pas une véritable schistosité au sens classique du terme, mais a été acquise par déformation de filons de matériau magmatique basique, avant la fin de la cristallisation totale de ce matériau.

Les vaugnérîtes, vaugnérîtes gneissiques et gneiss vaugnérîtiques, sont souvent accompagnées de masses et de veines pegmatitiques. Ces roches proviennent de mélanges en proportions très variables, de *magmas vaugnérîtiques*, résiduels et de magma anatectiques. On notera à ce propos que le taux de fusion des migmatites du Velay augmente toujours de façon très nette à l'approche des masses vaugnérîtiques.

Les affleurements de vaugnérîtes sont extrêmement nombreux et répartis sur toute la surface de la feuille, sauf sur sa bordure ouest. La plupart sont très petits et beaucoup n'ont pas été représentés sur la carte. Les plus importants et les plus spectaculaires sont : le flanc nord de la haute vallée de l'Ardèche entre Astet et Mayres (massifs de la Pierre Plantée, du Château, de Pei Plot en particulier), le flanc sud de cette même vallée entre Barnas et Mayres, les amas de Combe Longe—Rocher du Midi et le Suc de l'Homme de Pierre, déjà cité.

Il faut remarquer que, plus au Sud (feuille Largentière), les vaugnérîtes sont remplacées dans la mésozone par des intermédiaires entre lamprophyres et vaugnérîtes, et dans l'épizone par des lamprophyres vrais.

Il est tentant de conférer à ces roches, une source très profonde (mantellique ?), mais en raison des contaminations importantes par l'environnement, une telle origine reste hypothétique.

Terrains sédimentaires

h5a-b. **Stéphanien inférieur et moyen. Grès à lits de houille.** Localisé dans le coin sud-est de la feuille, le Stéphanien inférieur et moyen du petit bassin des Prades est formé de grès grossiers, voire conglomératiques à la base, et de schistes avec quelques niveaux charbonneux qui ont fait jadis l'objet de petites exploitations (région de Lalavade surtout, feuille Privas).

FORMATIONS VOLCANIQUES DES PLATEAUX

Les formations volcaniques de plateau ne sont représentées qu'à la bordure nord. Elles constituent l'extrémité méridionale du vaste plateau basaltique du Devès (feuille Cayres) vers le Nord-Ouest et du horst volcano-tectonique à laves différenciées du Velay (feuille le Monastier-sur-Gazeille), vers le Nord.

Les laves en coulées d'épaisseur maximum 20 à 25 m forment des plateaux en inversion de relief sur le socle cristallin. Pour les coulées tertiaires du Velay, cette inversion de relief est nette. Dans le secteur nord-occidental, les coulées basaltiques du Devès, d'âge villafranchien à plus récent, ne sont parfois qu'en faible inversion de relief ; dans ce secteur les volcans sont encore bien conservés et leurs formes constituent un paysage volcanique caractéristique.

Sédiments infra-volcaniques

ms. **Miocène terminal. Sables et argiles à chailles.** Les sédiments infra-volcaniques sont des sables très quartzeux à grain assez anguleux et englués dans une matrice argileuse verte, ils affleurent très mal sous les coulées, mais leur présence est signalée à l'affleurement par l'abondance des chailles qu'ils contiennent. Au Nord de Lachamp-Raphaël (x = 754,0 ; y = 281,5), ces sédiments renferment des macrofossiles végétaux et des traces ligniteuses (M. Abibon, 1964).

Formations volcaniques tertiaires

Les formations volcaniques tertiaires couvrent les hauts plateaux à la limite des départements de la Haute-Loire et de l'Ardèche ; la base de ces formations est toujours au-dessus de 1 150 m d'altitude. Ce volcanisme d'âge principalement pliocène a des formes déjà notablement émoussées ; les volcans apparaissent mal dans la topographie. Les pyroclastites associées ne sont pratiquement plus représentées ou ne sont conservées que sous la protection du manteau formé par les coulées de lave. Aux limites d'érosion de ces plateaux apparaissent des falaises basaltiques, prismées avec la zone de la colonnade et la zone des faux-prismes en surplomb. Les reliefs hardis qui accidentent la surface de ces plateaux sont les extrusions de laves alcalines très différenciées, trachytes et phonolites, toujours largement cernées d'éboulis (Suc de Montvernoux : x = 755,5 ; y = 280,1), mais ces laves peuvent aussi s'être largement étalées en coulées très grossièrement prismées (plateau des Coux : x = 749,0 ; y = 281,8).

Laves

Les laves montrent un échantillonnage d'une différenciation, des basaltes alcalins à olivine aux phonolites.

• **Pétrographie.** Les basaltes *s.l.*, sont des laves gris bleuté à noires, le plus souvent aphyriques, constituant des coulées ayant en moyenne une épaisseur de 25 à 30 mètres. Considérée dans la zone de la colonnade, la roche est en général grise ; on peut y voir quelques phénocristaux d'olivine et souvent un débit en plaquettes sub-perpendiculaire à l'axe des prismes. Par contre, la même lave dans la zone des faux-primés est beaucoup plus finement cristallisée, de teinte pratiquement noire et peut souvent présenter une teneur notable en verre coloré en brun. Ces laves peuvent contenir de petits nodules centimétriques de dunites—cumulats d'olivine.

La différenciation des laves basaltiques conduit d'une part vers des roches porphyriques où le premier temps de cristallisation est formé de clinopyroxènes (salîtes) et d'olivine ($\rho\sigma^2$), et d'autre part vers des laves noires à gris acier toujours aphyriques ($\rho\sigma^2$), à texture fluidale et à débit en lauzes. Ces dernières sont regroupées dans la rubrique leucobasaltes aphyriques différenciés ; ce sont les labradorites et les andésites augitiques des anciens auteurs (carte géologique à 1/80 000 le Puy, n° 186, M. Boule, 1893). Tous les intermédiaires existent entre les basaltes alcalins à olivine (σ_{ol}^2) et ces leucobasaltes aphyriques différenciés.

Les laves les plus différenciées sont des trachytes ($m\tau^1$, $m\tau^1_a$) et des phonolites ($m\phi$) alcalins de teinte grise à verdâtre, toujours à texture fluidale, à débit en lauzes très développé. Ces roches ont été largement exploitées (lauzières) pour la couverture des habitations rurales. Ces laves peuvent être porphyriques et montrer alors des phénocristaux millimétriques de feldspaths Na-K, ou plus rarement de clinopyroxènes ou d'amphiboles. Leur gisement est intrusif dans les basaltes et elles peuvent s'étaler en coulées sur ces derniers. Le dyke phonolitique de Pra-de-la-May ($x = 751,8$; $y = 281,0$) est associé à un basalte porphyrique très oxydé et zéolitisé (chabasia).

Tableau 1. — Micrographie

	Basaltes alcalins à olivine	Basaltes porphyriques	Leucobasaltes aphyriques différenciés	Trachytes et phonolites
Structure	La mésostase des laves basaltiques a toujours une tendance marquée à une disposition fluidale des microlites. Cette tendance s'affirme nettement dans les leucobasaltes.			Structure nettement trachytique fluidale. Les phénocristaux de feldspaths Na-K sont concordants avec cette structure.
Phénocristaux	Rares à peu abondants 01. >Cpx	Abondants Cpx > 01 Clinopyroxènes souvent zonés	Inexistants sauf rares hornblendes très résorbées	F. Na-K zonés ou homogènes. Cpx : augite aegyri- nique. Hornblende rare- ment.
Mésostase	Clinopyroxènes incolores abondants. Olivine. Deux feldspaths Pl_{An45} à An_{55} . F_{Na-K} interstitiels associés avec biotite, analcime et rarement néphéline.		Clinopyroxènes. Olivine peu abondante. Deux feldspaths Pl_{An30} à An_{40} . F_{Na-K} de plus en plus abondants. Hornblende résorbée, associée avec apatite.	Pratiquement holo-feldspathique. F_{Na-K} . Quelques clinopyroxènes à caractères optiques d'aegyryne. Analcime.

• **Géochimie.** Ces laves sont les produits de différenciation jusqu'à des niveaux très poussés d'une série alcaline sodique forte dont les termes alcalins les plus variés sont bien représentés plus au Nord (feuille le Monastier-sur-Gazeille).

Dans les basaltes alcalins de la base de la série, la présence de néphéline normative est constante et se situe toujours entre 4 et 8 %, la somme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ est aux environs de 4 à 6 %.

Ces roches sont toujours assez fortement altérées et présentent toujours des quantités notables de minéraux secondaires hydratés submicroscopiques. La calcite est fréquente dans ces roches.

Tableau 2. — Analyses chimiques : laves tertiaires

	1	2	3
SiO ₂	45,50	49,80	61,00
Al ₂ O ₃	11,40	16,90	19,20
Fe ₂ O ₃	5,05	6,50	1,70
FeO	7,20	3,90	1,60
MnO	0,20	0,20	0,15
MgO	5,70	2,80	1,90
CaO.....	9,45	7,85	1,45
Na ₂ O.....	4,20	4,20	6,65
K ₂ O.....	1,45	1,60	4,60
TiO ₂	2,70	1,60	0,45
P ₂ O ₅	0,50	1,25	0,20
H ₂ O+	5,60	1,40	0,50
H ₂ O'	0,40	1,10	0,20
Total	99,35	99,10	99,60

1 - Basalte alcalin à olivine : base de la série de Lachamp-Raphaël (x = 754,0 ; y = 281,5). Analyse n° 2258—Clermont-Ferrand.

2 - Leucobasalte aphyrique différencié : plateau de Lachamp-Raphaël (x = 754,0 ; y = 281,0). Analyse n° 2203-Clermont-Ferrand.

3 - Trachyte alcalin : plateau des Coux (x = 749,0 ; y = 281,5). Analyse n° 2173-Clermont-Ferrand.

Pyroclastites

Les pyroclastites ($sc\beta^2$) n'affleurent que dans de très mauvaises conditions, elles témoignent cependant la présence de volcans très érodés comme au col de Pranlet (x = 752,5 ; y = 281,3) ou au Suc de l'Areilladou (x = 756,0 ; y = 278,8).

Au lieu-dit les Granges de Sausses (x = 754,0 ; y = 276,0) affleure, sous une épaisse coulée basaltique en inversion de relief sur le bord du haut plateau ardéchois, une formation bréchiq (b β^1) très chaotique et montrant une organisation en strates. On y observe des blocs anguleux du socle cristallin et d'un basalte holocristallin. Il existe des lapilli de magma contemporains de l'explosion. Le ciment clastique est presque uniquement formé de microfragments du socle cristallin. Des filons de basalte recoupant cette brèche de remplissage suggèrent l'ascension de la lave formant la grosse coulée supérieure par une voie ouverte dans cette cheminée de brèche.

Paléomagnétisme

Trois mesures ont été effectuées sur les coulées superposées affleurant au Nord de Lachamp-Raphaël (M. Prévot, 1969).

Formations volcaniques villafranchiennes

Tableau 3. — Analyses chimiques : laves villafranchiennes

	1	2
SiO ₂	42,83	42,29
Al ₂ O ₃	13,40	13,58
Fe ₂ O ₃	4,68	7,02
FeO.....	7,30	6,90
MnO.....	0,16	10,09
MgO.....	11,97	10,94
CaO.....	10,64	3,17
Na ₂ O.....	3,69	1,51
K ₂ O.....	1,55	2,58
TiO ₂	2,58	0,72
P ₂ O ₅	0,48	0,24
H ₂ O ⁺	0,54	
	0,23	
Total.....	100,05	99,04

1 - Basanite à néphéline et leucite : Suc de la Cluche (x = 731,8 ; y = 280,5). Analyse VII (M. Normand, Paris, 1973).

2 - Basanite riche en néphéline : Montlaur (x = 729,0 ; y = 278,0). Analyse XV (M. Normand, Paris, 1973).

Laves

Les laves sont des basaltes *s.l.*, en général clairs, gris, à texture souvent huileuse, à phénocristaux d'olivine et de clinopyroxènes, souvent à nodules de lherzovite. Le plus généralement, ces coulées ne sont que grossièrement et irrégulièrement prismées.

• **Pétrographie.** L'étude pétrographique de ces laves (M. Normand, 1973) montre qu'il s'agit le plus souvent de basanites à néphéline. L'association néphéline—leucite est décrite dans la basanite du Suc de la Cluche (\square_{oln}). La néphéline peut être le minéral blanc dominant [coulée de Montlaur (\square^1 , \square^1_{ol}), 2 km au Sud de Courcouron]. Ces feldspathoïdes sont toujours en position interstitielle dans la mésotase et ils sont xénomorphes ; ils représentent la fin de cristallisation avec les feldspaths alcalins. Les plagioclases sont toujours microlitiques et le plus souvent submicroscopiques. Les laves limburgitiques montrent un verre brun, mais l'indice hyalin est toujours très bas sauf dans les « parois froides ».

L'olivine est largement représentée dans toutes ces basanites en phénocristaux et en microlites. Les phénocristaux d'olivine (F_{O75-80}) contiennent des inclusions d'oxydes opaques et/ou de spinelles.

Les clinopyroxènes se présentent en méga- et microphénocristaux et en microlites. En phénocristaux, ils montrent souvent un zonage et leur composition chimi-

que a un rapport Si/Al_{IV} caractéristique des augites et des salîtes cristallisant à partir des magmas alcalins. Ces minéraux sont relativement riches en Na et Fe.

Les enclaves ultrabasiques fréquentes dans ces laves sont des péridotites (dunites et lherzolites), des pyroxénolites et beaucoup plus rarement des amphibolites.

- Géochimie. Toutes ces laves sont des basaltes de la série alcaline, riches en TiO_2 . Le rapport Na_2O/K_2O y varie de 1,1 à 2,6 pour $Na_2O + K_2O > 5\%$. Le fer total varie de 11 à 13 %. Le calcul de la norme CIPW fait toujours apparaître un important déficit de silice, les teneurs en néphéline normative ont une valeur moyenne égale à 12 %.

Pyroclastites

Les pyroclastites ($sc\beta^1, br\beta^1$) sont le plus souvent directement accumulées au voisinage des volcans où elles constituent des cônes avec cratère sommital (le Plot de la Laonne : $x = 729$; $y = 280$). Les carrières entaillées dans les flancs de ces édifices (exploitations de pouzzolanes) montrent la structure et la nature de ces dépôts. Ce sont le plus souvent des formations rouges, grossières, pas ou peu granoclassées qui marquent la partie centrale des appareils volcaniques. Elles sont constituées de lapilli, blocs et bombes toujours de nature basaltique et elles présentent parfois des fragments d'ultrabasites et/ou des enclaves enallogènes de roches du socle cristallin, ces dernières le plus souvent marquées par les traces d'un intense thermo-métamorphisme.

Le lac d'Issarlès est installé dans une dépression circulaire à flancs verticaux dont la morphologie typique est celle d'un cratère de maar. Les explosions qui ont marqué l'activité de ce maar ont déposé sur les bords ouest et nord du lac un croissant de projections ($br\beta^1B$) très grossièrement chaotiques, sans granoclassement vertical et où l'on peut observer des figures d'anti-dunes (*base-surge*). Ces projections sont essentiellement composées de fragments clastiques du socle cristallin dont le volume varie du millimètre cube au mètre cube. Les dépressions circulaires de la Chapelle-Grailouze ($x = 732,5$; $y = 280,8$) et de Sagne-Redonde ($x = 732$; $y = 274,3$) ont la morphologie de cratère d'explosion, mais aucun dépôt dans les environs immédiats n'atteste l'origine explosive de ces cratères.

Les projections ($sc\alpha^1$) exploitées en carrière au Sud du lac d'Issarlès sont des formations de saupoudrage granoclassées (granulométrie d'un sable), également riches en éléments clastiques du socle et en éléments scoriacés de lave basaltique ; elles résultent du dépôt de projections aériennes bien vannées émises par le volcan quaternaire de Cherchemuse situé à 3 kilomètres au Nord-Est (feuille le Monastier-sur-Gazeille). Ces projections sont également observables (feuille le Monastier-sur-Gazeille : $x = 740,3$; $y = 282,1$) sous la coulée basaltique de vallée du Cherchemuse qui apparaît à la lisière nord de cette feuille dans la vallée du Gage.

TERRAINS VOLCANIQUES QUATÉNAIRES DITS « DES VALLÉES »

Le volcanisme basaltique quaternaire de l'Ardèche moyenne, situé au Sud de la province différenciée du Velay oriental, comprend une dizaine d'appareils. Les volcans de cette province ont eu soit uniquement un dynamisme strombolien (coupes de Jaujac et d'Aizac, Gravennes de Thueyts et de Montpezat, Suc de Bauzon), soit un dynamisme phréatomagmatique puis strombolien (Vestide du Pal, Pic de l'Étoile, Ray-Pic).

Les laves sont des *nepheline-basalt* riches en enclaves enallogènes, dont la variété souligne l'hétérogénéité du socle, en mégacristsaux (clinopyroxènes et amphiboles) et agrégats polycristallins de haute pression (pyroxénites à olivine), et en enclaves arrachées au manteau supérieur (péridotites, pyroxénites).

Chronologie relative, paléomagnétisme, âge des éruptions

Chronologie relative. La chronologie relative des différents événements éruptifs peut être déduite des observations de terrain. A titre d'exemple, il est possible de constater que les coulées de la Gravenne de Montpezat et du Souilhol sont postérieures à la coulée du Ray-Pic (fig. 1 et 2).

Paléomagnétisme. Les données du paléomagnétisme (E. Berger, 1973, 1981) mettent en évidence l'existence de deux périodes éruptives bien distinctes et probablement brèves (fig. 3).

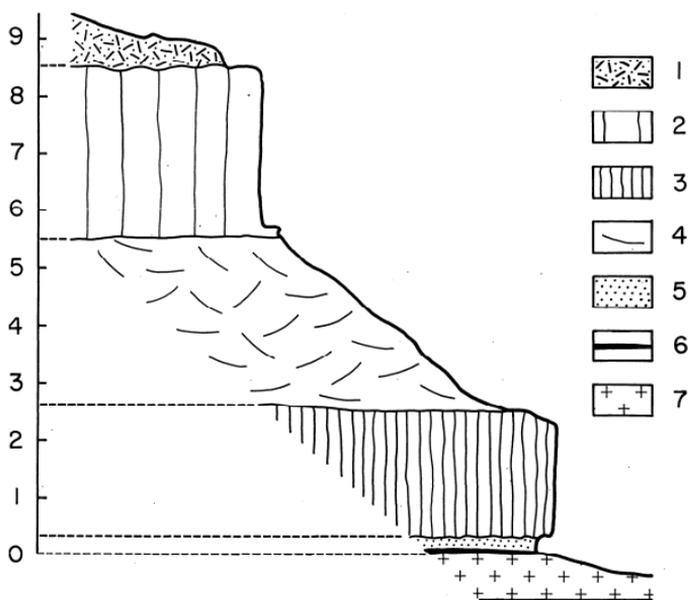
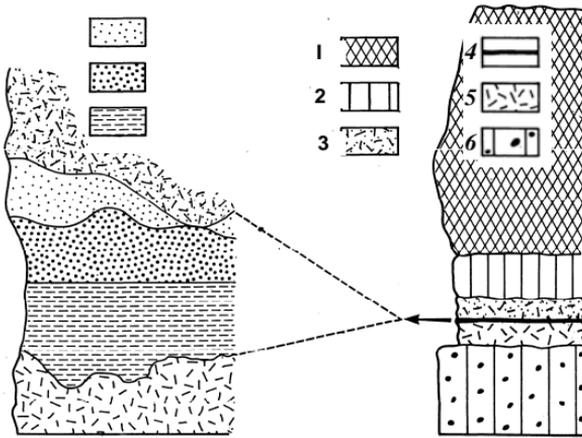


Fig. 1. — Superposition des coulées du Ray-Pic et de la Gravenne de Montpezat, au confluent de la Bourges et de la Fontolière.

1 Basalte scoriacé. 2 Prismes basaltiques (coulée de la Gravenne de Montpezat). 3 Vraie colonnade (coulée du Ray-Pic). 4 Fausse colonnade (coulée du Ray-Pic). 5 Scories sous-basaltiques. 6 Niveau de sable roux (2 à 5 cm). 7 Socle.

Age des éruptions. Les observations de terrain impliquent, *a priori*, un âge quaternaire (fraîcheur de certains appareils, mise en place des coulées dans les vallées du réseau orohydrographique actuel, intercalation de certaines projections dans les produits des grands cônes de déjection quaternaires).

Les datations radiométriques par la méthode ^{14}C situent les deux phases éruptives respectivement à plus de 35 000 ans et à $11\,770 \pm 270$ ans (E. Berger, 1973, 1981 ; E. Berger et al., 1975).



4a
4b
4c

Fig. 2. — Superposition des coulées du Ray-Pic et du Souilhol à Pont-de-Labeaume.

1 Fausse colonnade (coulée du Souilhol). 2 Vraie colonnade (coulée du Souilhol). 3 Scories de base de la coulée du Souilhol. 4 Paléosol avec : 4a, porcelanites ; 4b, sable quartzofeldspathique à passées argileuses ; 4c, argile (hauteur totale 30 m). 5 Scories supérieures de la coulée du Ray-Pic. 6 Coulée du Ray-Pic (à nodules de péridotites).

Les datations, par thermoluminescence des plagioclases (G. Guérin, 1983), conduisent à des âges un peu plus anciens : respectivement 80 000 ans et 47 300 ans B.P. (*). Ces âges rendent mieux compte, non seulement de l'érosion importante subie par certaines coulées (coulée de la coupe de Aizac empruntant la vallée de la Volane) mais également du surcreusement que nous avons localement observé dans le socle.

Géologie des appareils volcaniques

L'ensemble géographique Bauzon—Vestide du Pal—Chambon, ainsi que le maar du Ray-Pic sont décrits à titre d'exemple (**).

Bauzon — Vestide du Pal — Chambon

Volcans du Bauzon. Les volcans du Bauzon sont situés à 1,2 kilomètres au S.SW de Rieutord (sur la Loire), à quelques centaines de mètres au Nord-Ouest de la Vestide du Pal. Quatre unités, à dynamisme strombolien, se sont succédé du Sud vers le Nord :

— le cône de Narçon (1 282 m), situé immédiatement au Sud de la N 536, s'élève d'une trentaine de mètres au-dessus du socle ;

(*) Abréviation de « *before present* », avant le présent, l'année de référence étant 1950.

(**) Pour les autres appareils, se reporter à E. Berger (1973, 1981).

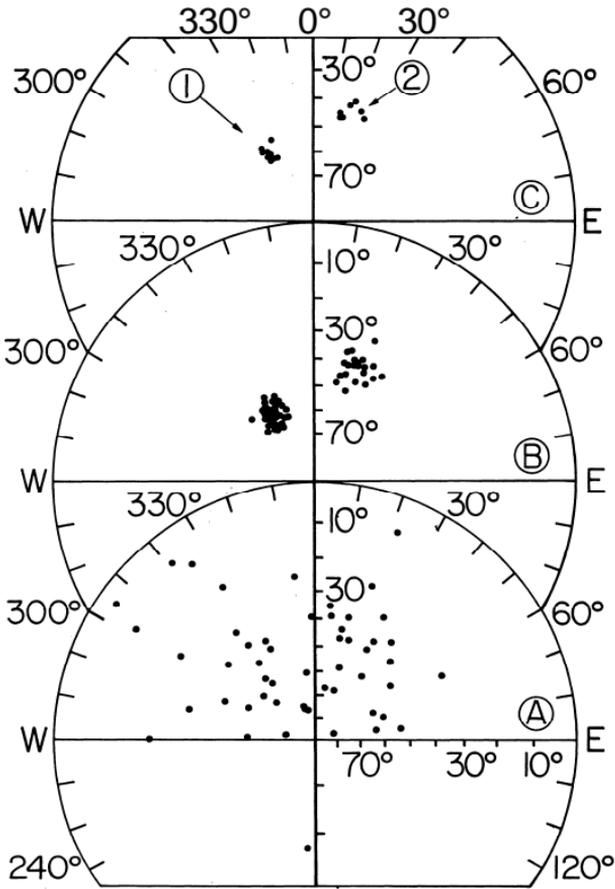


Fig. 3. — Le volcanisme récent de l'Ardèche : données du paléomagnétisme.

Projections stéréographiques : A, aimantation rémanente naturelle (A.R.N.) ; B, direction de l'aimantation après « nettoyage » à 280 0° ; C, direction moyenne de chaque site.

- le cône de la Vestide du Barbonnet (1 326 m), situé immédiatement au Nord, qui domine le socle de trente à quarante mètres et dont le cratère, peu marqué, regarde vers le Sud-Est ;
- le cône de la Serre de Reoul (1 344 m) est fait de scories et de bombes, et partiellement ennoyé sous les projections du Suc de Bauzon ;
- le Suc de Bauzon (1 471 m) enfin qui est un cône typiquement strombolien. Le diamètre du cratère est de 430 m au sommet, point qui domine de près de 150 m le toit de la coulée qui a mis un terme au cycle éruptif. Cet appareil a projeté des lapilli à de grandes distances, en particulier les pouzzolanes observées au Nord-Ouest de la Vestide du Pal (voir carte) pourraient en provenir. Une puissante coulée (trente à quarante mètres), issue de ce cratère égueulé vers l'W.NW (fig. 4), s'est épanchée dans le lit de la Loire sur une distance de 7 à 8 kilomètres. On la suit, de façon continue, depuis Rieutord jusqu'à l'amont du barrage de la Palisse au-delà duquel l'érosion l'a fortement disséquée.

Maar de la Vestide du Pal. La Vestide du Pal est située immédiatement au Nord de la route N 536, à mi-chemin du barrage de la Palisse (sur la Loire) et de la commune de Montpezat-sous-Bauzon ; elle domine, au Sud, la commune de Rieutord.

Pour A. Burat (1833) « on ne peut attribuer qu'à des soulèvements la formation de ce cirque parfait... » alors que H. Lecoq (1867) y voit un cratère d'explosion. M. Fabre (1887), pourtant vigoureux défenseur des cirques d'effondrement, pense qu'il s'agit « d'un cirque qui doit reconnaître pour cause première de violentes explosions gazeuses... ». Enfin, P. Bozon (1963) assure que « les produits d'explosions ne se montrent en aucun endroit ».

Cet appareil évoque morphologiquement une caldeira (P. Bozon, 1963, E. Berger, 1973). L'intérieur de l'appareil a effectivement la forme d'une cuvette de 1700 m de diamètre et de 150 m de profondeur. Cinq venues tardives reposent sur le plancher de la cuvette (fig. 4). Le rebord de la dépression est fréquemment fait de socle à parois sub-verticales à verticales (fig. 4). Des produits d'explosion phréatomagmatiques (Formation du Pal) couronnent la dépression. Ils sont particulièrement bien visibles sous le Suc de Pal, lequel, observé depuis la source de la Fontolière, se présente comme un sommet arrondi au flanc oriental largement raviné. Ces produits d'explosions phréatomagmatiques, très riches en éléments du socle, s'accumulent sur environ deux cents mètres d'épaisseur. On observe une succession de lits, parfois granoclassés, à grains faiblement soudés, le plus souvent de quelques millimètres à plusieurs centimètres d'épaisseur. La trace frontale des lits est sub-horizontale : ceci a conduit certains auteurs à considérer que la formation du Pal était d'origine sédimentaire. Cette interprétation (P. Bozon, 1963) ne résiste pas à l'observation, même rapide, de cette formation. D'une part l'altitude du socle sous le Suc de Pal est pratiquement la plus élevée que l'on observe dans un large rayon, d'autre part les pendages des tufs, bien que faibles (quelques degrés) sont systématiquement orientés vers l'extérieur de l'appareil. Enfin, on notera la présence de *crystal-lapilli* d'olivine et de verre basaltique cimentant, généralement mal, ces tufs. Ces observations éliminent l'hypothèse sédimentaire et illustrent un dynamisme typiquement phréatomagmatique. De plus, sous le Suc de Pal, des bombes « en choux-fleurs », caractéristiques des maars, sont relativement abondantes.

La mise en place de ces produits a été soit initiale, soit très précoce (E. Berger, 1973, 1981). Une période d'activité strombolienne, plus ou moins concomitante d'une phase d'effondrement, a suivi. Les produits stromboliens (scories, bombes fuselées, bombes en bouses de vaches passant à des pseudo-coulées, coulées) s'observent près de la source de la Fontolière et, légèrement à l'amont, au bord et au-dessus de la route N 536 (fig. 4 et 5). Tous ces produits contiennent, en plus d'enclaves de roches connues à l'affleurement, quelques pyroxénolites à spinelles, d'abondants nodules de péridotites, ainsi que des fragments du socle profond, en particulier des norites (E. Berger, 1973).

Maar du Chambon. L'histoire du maar du Chambon, situé 2,5 km au Nord-Ouest de Montpezat-sous-Bauzon, ne saurait être comprise indépendamment de celle de la Vestide du Pal (fig. 4 à 6).

Le cratère est presque entièrement entaillé dans le socle, ce qui a peut-être conduit P. Bozon (1963) à écrire : « Ce volcan est sans doute très mal conservé, personne ne l'a décrit et nous n'avons pu le découvrir à l'emplacement indiqué sur la carte ». C'est, le cas échéant, l'impression que peut laisser une reconnaissance sommaire. En effet, ce volcan figure déjà sur la carte géologique dressée par M. Fabre de 1875 à 1885 (feuille à 1/80 000 Largentière). Le cratère est sub-circulaire (500 mètres du Nord au Sud sur 450 m d'Est en Ouest). La lèvre supérieure est à l'altitude de 1 135 m et la lèvre inférieure à

Fig. 4. — Coupes schématiques des volcans du Bauzon, du Chambon et de la Vestide du Pal.

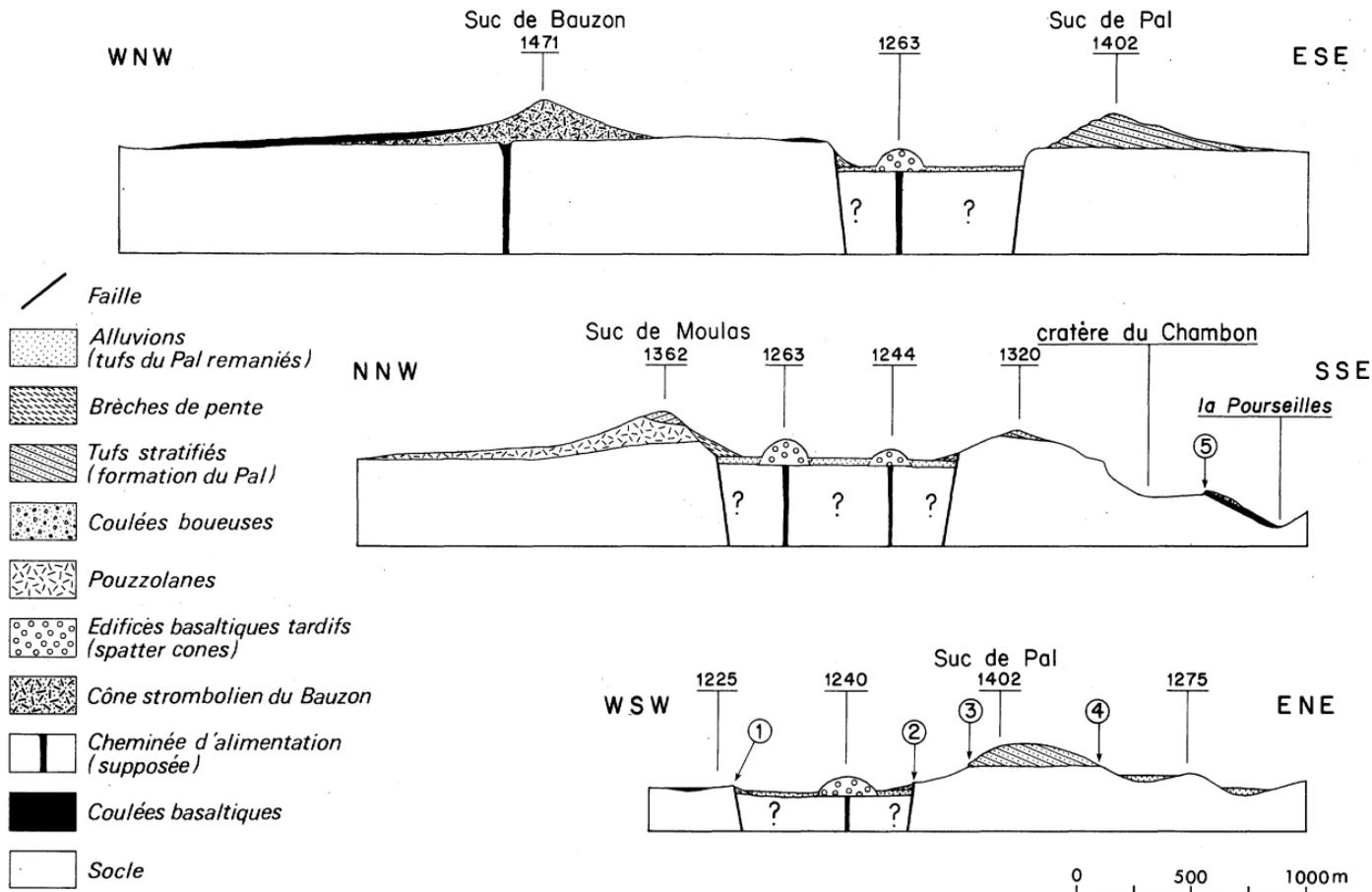
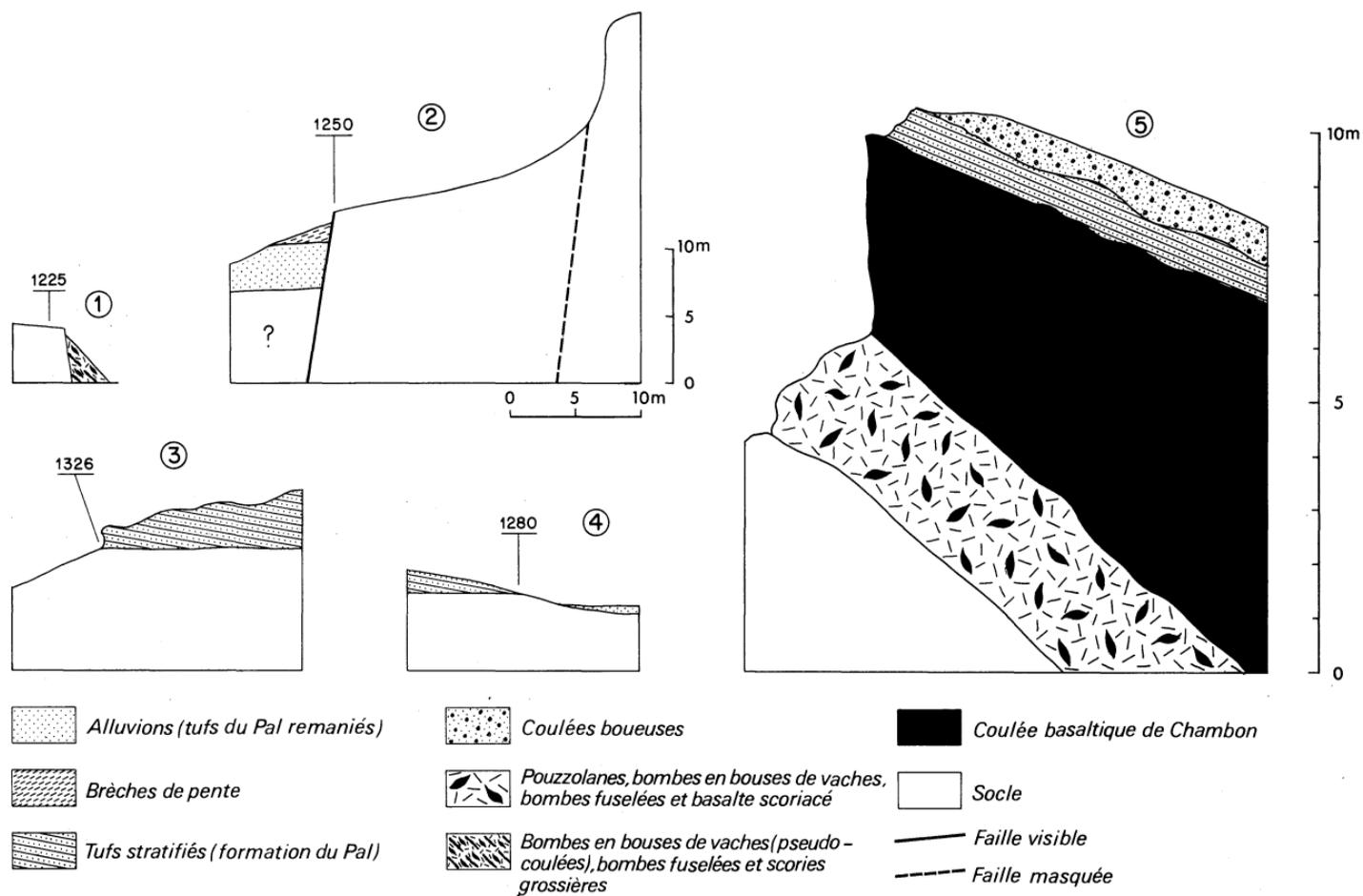


Fig. 5. — Détails des coupes de la Vestide du Pal et du Chambon.



-  *Brèche de pente*
-  *Pouzzolanes*
-  *Pouzzolanes contenant des blocs de basalte scoriacé*
-  *Scories grossières dominantes*
-  *Basalte scoriacé à la base de la coulée*
-  *Coulée basaltique*
-  *Coulée boueuse intermédiaire(1)*
-  *Coulée boueuse supérieure*
-  *Socle*

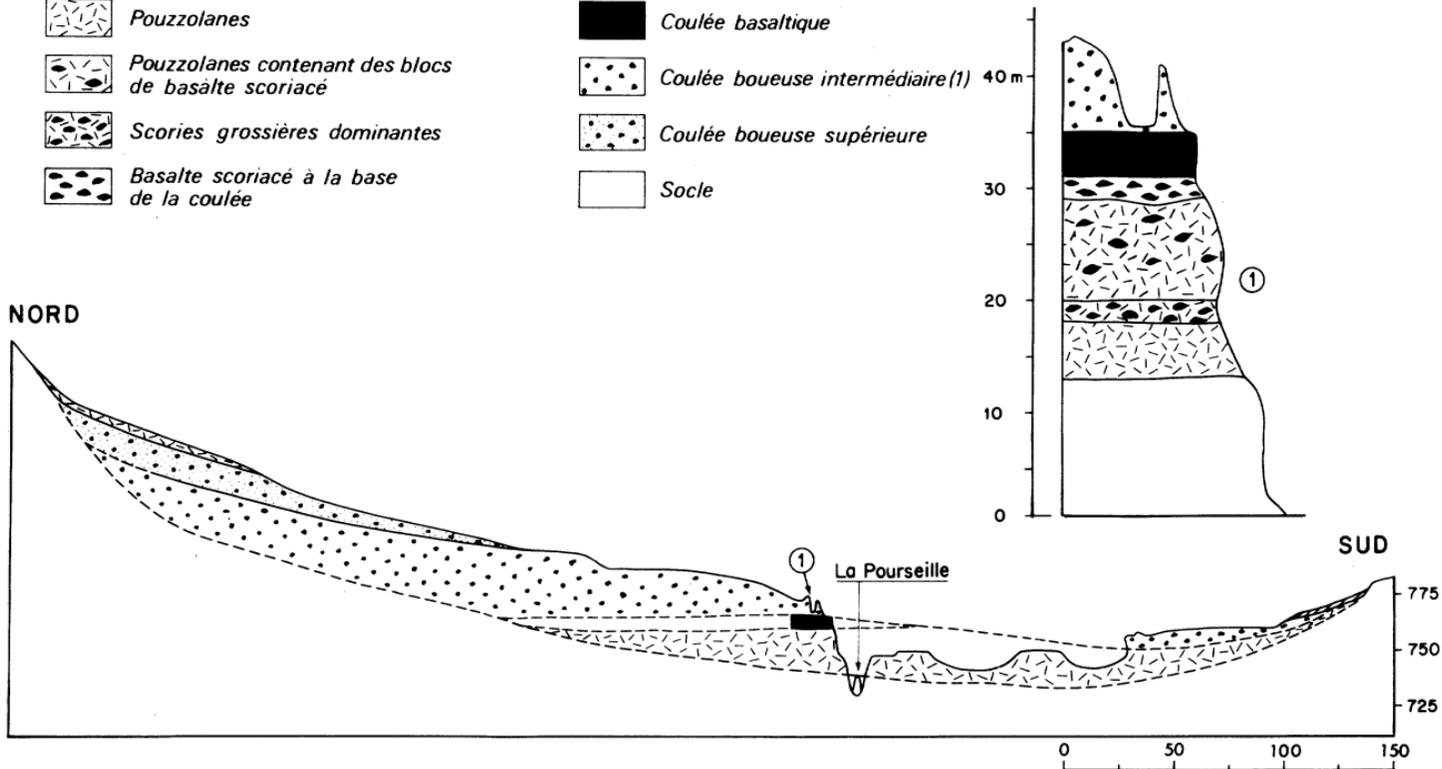


Fig. 6. — Formations d'origine volcanique, issues de la Vestride du Pal et du Chambron : coupe à l'amont du Fau.

1 071 mètres. Les parois, particulièrement raides à l'amont, sont adoucies à l'aval. La profondeur (65 m) et l'absence de produits volcaniques sur la presque totalité de son pourtour nous avaient conduit, à l'issue d'une reconnaissance préliminaire, à suggérer que le Chambon était un cratère d'explosion ou d'effondrement (R. Brousse et E. Berger, 1968). De nouvelles observations (E. Berger, 1975, 1981) montrent qu'un dynamisme phréatomagmatique a présidé à la réalisation du cratère tel qu'on l'observe aujourd'hui.

La coupe du rebord méridional du cratère (fig. 5) montre que ce volcan a connu une période strombolienne précoce. Immédiatement au-dessus du socle, on trouve soit des produits d'origine phréatomagmatique soit des scories et d'abondants blocs de socle (non figurés sur la coupe) puis des lapilli, des scories et des bombes, produits que M. Fabre (1887) avait parfaitement observés... Ensuite vient une coulée basaltique d'une dizaine de mètres de puissance que surmontent quelques mètres de matériel d'explosion comparable à celui observé au Suc de Pal. Une coulée boueuse, issue de la remobilisation de ces tufs, repose au-dessus. On retrouve cette disposition plus bas sur les flancs du cratère, en rive gauche de la vallée du Fau (fig. 6) où tous ces produits (3 coulées boueuses au lieu d'une seule visible plus en amont) sont recouverts de lapilli dont l'émission semble avoir terminé le cycle éruptif.

Maar du Ray-Pic, ou coupe de fa Fialouse

Connu dès le XVIII^e siècle (Faujas de Saint-Fond, 1778), ce volcan n'a pourtant pas de nom consacré par la littérature. Il a été appelé successivement Cros de Pélissier (J.-B. Dalmas, 1872), Volcan du Ray-Pic (P. Bozon, 1963, qui a vu là un exemple typique d'appareil hawaïen), enfin coupe de la Fialouse (R. Brousse et E. Berger, 1968).

La coupe de la Fialouse est située à 6 200 m au N.NE du village de Burzet, sur un promontoire limité à l'Ouest par le ruisseau du Pas de Fer, au Sud et au Sud-Est par la vallée de la Bourges, à l'Est et au Nord-Est par le ruisseau des Fonts. La coupe culmine à 1 293 m d'altitude et domine de plus de 100 m le rebord du plateau ardéchois. Elle a l'aspect classique d'un cratère strombolien égéulé vers l'Est, soit un hémicycle de 1 200 m sur 1 500 m, à pentes extérieures assez faibles (20°) et à pente intérieure plus forte (25°). La phase strombolienne, qui s'est achevée par l'émission de l'une des plus longues coulées de France (21 km), a été précédée d'une phase à dynamisme phréatomagmatique, qui a entaillé le socle, y perçant une ouverture cylindrique dont on peut observer le bord dans sa partie nord-est. L'interprétation structurale du maar est résumée par les figures 7 et 8 qui prennent en compte les observations effectuées en divers points privilégiés (E. Berger, 1981).

Basaltes

Chimisme. Les basaltes quaternaires dits « des vallées » se situent généralement dans le champ des *nepheline-basalt* (tableau 5). Le mode (tableau 6) ne reflète le plus souvent qu'imparfaitement le chimisme ; les feldspathoïdes ne sont que rarement exprimés (Vestide du Pal) et les alcalins en excès sont alors, comme le montrent les analyses sous la microsonde, piégés dans l'espace intergranulaire et/ou le verre résiduel.

Minéralogie (*). A la Vestide du Pal, par exemple, les phénocristaux sont représentés par : des salîtes (Wo 45.23 En 45.44 Fs 9.34 à Wo 46.88

(*) Les compositions des diverses phases constitutives de basaltes de l'Ardèche sont consignées dans E. Berger (1981).

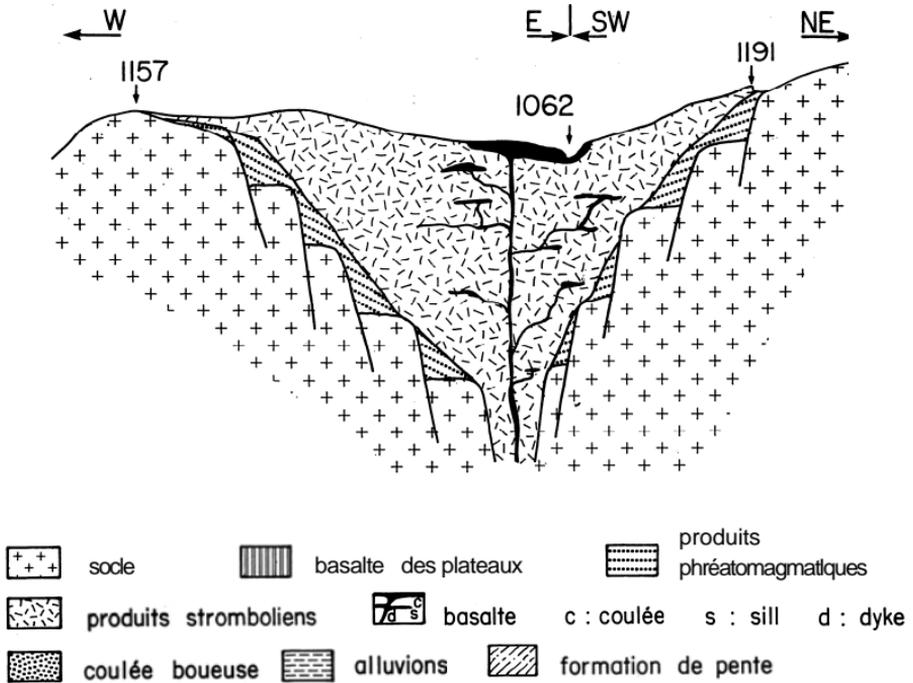


Fig. 7. — Maar du Ray-Pic : coupe semi-interprétative.

En 41.01 Fs 12.12 au cœur), des olivines (Fo 85 à Fo 80 au cœur) et par quelques minéraux opaques. Ceux-ci sont également abondants dans la mésostase où le pyroxène (Wo 49.75 En 36.60 Fs 13.65 à Wo 50.80 En 32.61 Fs 16.59) prédomine sur l'olivine (Fo 79 à Fo 65). Les plagioclases ont, pour la plupart, une composition allant de Ab 37.34 An 60.71 Or 1.95 à Ab 44.37 An 53.72 Or 1.91.

Conditions de cristallisation (exemple du basalte V. 6710, la Vestide du Pal). Les basaltes de l'Ardèche contiennent fréquemment des xénocristaux ; ainsi le basalte V. 6710 par exemple (tableau 5, colonne 2) contient 3,2 % de xénocristaux d'olivine mantellique dont la teneur molaire en forstérite est de 90 %. En « extrayant » ces xénocristaux, il est possible de déterminer la teneur en MgO du liquide, au moment du franchissement du liquidus. Dans ce cas particulier, le calcul conduit à une teneur effective en MgO de 8,43 % (au lieu de 9,74 %) et à une température du liquidus voisine de 1 220 °C.

Les fugacités d'oxygène ($10^{-10,3,5}$ atm. pour $t = 1\ 070$ °C ; $10^{-10,9,5}$ atm. pour $1\ 005$ °C ; $10^{-11,5}$ atm. pour 964 °C) sont très proches du tampon fayalite—magnétite—quartz (F.M.Q.).

L'estimation des pressions d'eau implique la détermination de la température de cristallisation des plagioclases les plus basiques. Dans le cas particulier de l'échantillon V. 6710, l'examen en lames minces montre que les plagioclases les plus basiques ont cristallisé après les premiers oxydes mais avant les plus tardifs, soit à une température comprise entre 1 070 et 1 005 °C. La pression d'eau est donc comprise entre 2,5 et 3,5 kilobars. La pression « moyenne » ($3 \pm 0,9$ kilobar), obtenue pour les basaltes « des vallées », bien que relative-

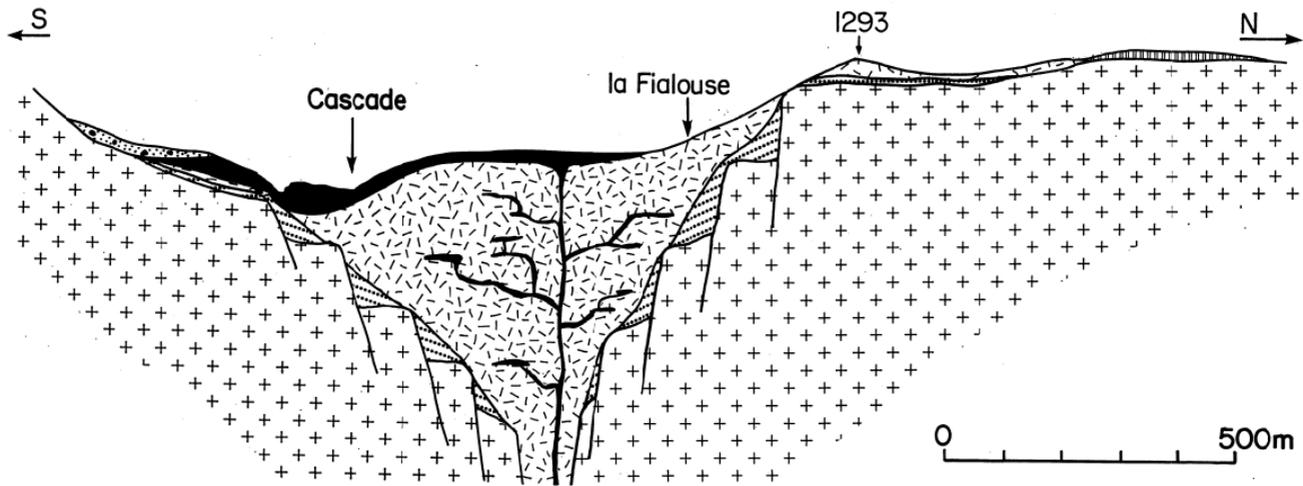


Fig. 8. — Maar du Ray-Pic : coupe semi-interprétative.

ment élevée, n'est pas invraisemblable. A la Vestide du Pal (mais aussi au Ray-Pic et au Pic de l'Étoile : voir infra), on rencontre des mégacristsaux d'amphibole (kaersuite) qui pourraient refléter l'existence d'une forte pression d'eau intratellurique.

Mégacristsaux et agrégats polycristallins de haute pression

Les basaltes étudiés contiennent très fréquemment de nombreux mégacristsaux et des agrégats polycristallins, généralement considérés comme ayant cristallisé, à haute pression, au liquidus des basaltes-hôtes (ou de leurs précurseurs).

Mégacristsaux

Ce sont : exceptionnellement des olivines (Vestide du Pal), rarement des spinelles (Pic de l'Étoile, Vestide du Pal), souvent des amphiboles (Pic de l'Étoile, Ray-Pic, Vestide du Pal), très souvent des clinopyroxènes.

Les olivines ont des teneurs molaires en forstérite allant de 87,5 % à 82,2 %, les teneurs en NiO correspondantes étant de l'ordre de 0,15 %.

Les spinelles se rangent dans le groupe des ferripléonastes, spinelles à peu près dépourvus de chrome et à teneurs relativement élevées en fer.

Les clinopyroxènes sont des Al-Ti-augites (groupe A de E. Berger, 1981). D'une façon générale chaque mégacristal a une composition homogène ; on observe néanmoins, pour un gisement donné, une série présentant, toutes choses égales par ailleurs, une évolution comparable à celle observée pour les clinopyroxènes de basse pression. Ces clinopyroxènes de haute pression se situent le plus souvent dans le champ des augites (Ray-Pic, Pic de l'Étoile, Vestide du Pal), plus rarement dans celui des salites ; il s'agit alors des pyroxènes les plus évolués, pour un gisement donné. Les teneurs en Al_2O_3 sont relativement élevées (6,9 à 9,6 %), comme celles en Na_2O , éventuellement supérieures à celles observées dans les clinopyroxènes de basse pression. Globalement, ces teneurs se traduisent, pour un basalte donné, par un pourcentage de jadéite virtuelle très supérieur à celui observé dans les clinopyroxènes de la matrice.

Les amphiboles, à l'instar des clinopyroxènes, montrent dans un gisement donné, une importante évolution depuis un pôle magnésien jusqu'à un pôle relativement riche en fer. Au Pic de l'Étoile, par exemple, la valeur du paramètre $m = 100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ va de 73,7 à 57,7. Cette évolution s'accompagne d'un enrichissement en potassium et d'une diminution corrélative en sodium. La présence, dans le même gisement, de mégacristsaux de clinopyroxènes, plus ou moins cotectiques et quasiment dépourvus de potassium, pourrait expliquer l'enrichissement relatif, en potassium, observé.

Agrégats polycristallins de haute pression

Distinction entre enclaves à titano-augites alumineuses et enclaves à diopsides chromifères. Les enclaves mafiques et ultramafiques contenues dans les basaltes alcalins peuvent être regroupées en deux catégories :

- celles à diopside chromifère (*Cr-diopside group* ; ce sont essentiellement les lherzolites et les pyroxénites mantelliques) ;
- celles à titano-augite alumineuse (*Al-Ti-augite group*) (*), incluant les pyroxénolites à spinelles des auteurs français.

(*) J.-F.-G. Wilkinson (1975) d'une part, H.-G. Wilshire et J.-W. Shervais (1976) d'autre part, ont respectivement parlé de Ti-augites et Al-augites. L'utilisation du terme titano-augite alumineuse permet de rendre compte des importantes quantités d'aluminium et de titane simultanément présentes dans ces augites (E. Berger, 1981).

Le groupe à titano-augite alumineuse comprend notamment des pyroxénites avec ou sans olivine, des wehrlites et, subsidiairement, des roches plus riches en olivine (ces dernières étant en général interprétées comme provenant de parois mantelliques rééquilibrées avec le basalte qui y a fait intrusion (P. Boivin, 1982 ; E. Berger et *al.*, 1983, 1984). Pyroxénites à spinelles et wehrlites peuvent être considérées comme des cumulats (*s.l.*) de hautes ou moyennes pressions (8 à 16 kilobars : E. Berger, 1981) cogénétiques du basalte qui les porte. Les textures, très variées, se rapprochent en effet davantage de celles des roches ignées que de celles des roches métamorphiques. D'une façon générale, les olivines des enclaves de ce groupe sont plus riches en fer ($M < 86$) que celles des enclaves à diopside chromifère. Mais des critères de distinction plus discriminants sont fournis par les teneurs en titane et en chrome des pyroxènes : selon H.-G. Wilshire et J.-W. Shervais (1976), ces teneurs moyennes seraient $TiO_2 = 1,30$ et $Cr_2O_3 = 0,25$ pour les titano-augites alumineuses contre $TiO_2 = 0,55$ et $Cr_2O_3 = 0,85$ pour les diopsides chromifères. Des résultats récents (tableau 4) permettent de mieux cerner ces valeurs.

Description d'une enclave à titano-augite alumineuse : la clinopyroxénite à olivine, spinelle et amphibole R.P. 7403 (maar du Ray-Pic). Cette roche a été prélevée dans les produits stromboliens du maar du Ray-Pic. Elle est de taille moyenne (5x5x10 cm) et largement constituée de pyroxènes noirs, sub-automorphes, plurimillimétriques à centimétriques. De l'olivine en quantité notable ainsi que quelques spinelles noirs et brillants sont également discernables à l'œil nu. L'examen au microscope permet de compléter l'inventaire de la paragenèse et, localement, de reconstituer l'ordre de cristallisation. On constate en particulier que l'olivine (25,7 %), millimétrique à centimétrique, a cristallisé au liquidus où le pyroxène (62,7 %) puis le spinelle (3,5 %) l'ont ensuite rejointe. Le spinelle est également interstitiel ; il est alors entouré par de l'amphibole (0,6 %) baignant elle-même dans un verre résiduel, de couleur jaunâtre (7,5 %). La présence de ce verre, à composition proche de celle d'une hawaïite, est particulièrement intéressante puisqu'elle suggère une trempe concomitante de l'éruption. De ce fait, on pourra considérer comme significative la température qu'indiquera la teneur en silicium d'un spinelle, coexistant avec l'olivine la plus magnésienne.

Le chimisme des clinopyroxènes (teneur en jadéite virtuelle : 6 % ; $Al^{IV}/Al^{VI} = 1,58$) reflète une cristallisation à pression moyenne, de l'ordre de 10 à 14 kilobars (E. Berger et *al.*, 1983). Une telle pression paraît en bon accord avec la relative abondance d'olivine (25,7 %).

La température, calculée à partir de la teneur en silicium du spinelle, n'est que de 1 210 °C. Compte tenu de la pression à laquelle a débuté la cristallisation, une telle température paraît un peu faible. L'écart, par rapport aux températures attendues est de quelques dizaines de degrés si nous nous calons sur les données expérimentales disponibles. En fait, ces données, pour ce qui concerne l'échantillon étudié, doivent être prises en compte avec prudence compte tenu de ce que nous enseignent l'examen en lames minces :

— le spinelle n'est pas cotectique avec l'olivine dès le franchissement du liquidus ;

— la présence d'amphibole et d'un verre résiduel, vraisemblablement hydraté, suggèrent que la cristallisation s'est effectuée sous une certaine pression d'eau et donc que le liquidus a pu être déprimé. Le géothermomètre de J. Lehmann (1983), appliqué à la même paire olivine—spinelle, conduit à une température de 1 204 °C.

Autres enclaves à titano-augites alumineuses. L'échantillon R.P. 7403, décrit ci-dessus, est représentatif de la plupart des clinopyroxénites trouvées en

enclaves dans les produits des volcans étudiés ici. D'autres types d'enclaves sont cependant présents (E. Berger, 1981), en particulier :

— des clinopyroxénites, très riches en olivine mais dépourvues de spinelles, équilibrées entre 8 et 12 kilobars ;

— des clinopyroxénites à spinelle et grenat, mais dépourvues d'olivine, équilibrées à plus de 16 kilobars. Ce dernier type d'enclave a indubitablement connu une histoire complexe et, en particulier, a évolué en subsolidus avant son incorporation dans le basalte-hôte. Un tel résultat implique que les enclaves de pyroxénites à grenat ont, pour le moins, fractionné à partir de liquides très pré-curseurs de ceux ayant conduit aux basaltes qui les portent.

Enclaves mantelliques.

Le manteau supérieur, de nature essentiellement péridotique et à un moindre degré pyroxénitique, s'étend depuis la discontinuité de Mohorovicic jusqu'à 1 000 km de profondeur. L'abondance et la diversité des enclaves de péridotites, contenues dans les basaltes alcalins de l'Ardèche, permet de se faire une excellente idée de la nature et de la structure des quatre vingt à cent premiers kilomètres de manteau sub-crustal. L'étude pétrologique (E. Berger, 1981) permet également de bien cerner les conditions thermodynamiques susceptibles d'y régner. A une exception près, les enclaves récoltées sont équilibrées dans le faciès à spinelle.

Principaux types structuraux rencontrés dans les basaltes « des vallées »

La diversité structurale des enclaves de péridotites est désormais bien connue (J.-C.C. Mercier, 1972 ; J.-C.C. Mercier et A. Nicolas, 1975 ; B. Harte, 1977). Pour les spécialistes des déformations, les principales structures dériveraient les unes des autres par déformation croissante, le glissement intracristallin étant alors le mécanisme responsable. La migration des dislocations jouerait un rôle important et serait en particulier responsable des structures porphyroclastiques. Enfin, la désorientation des sous-grains (J.-P. Poirier et A. Nicolas, 1975) rendrait compte de certaines recristallisations observées. Nous nous limiterons à rappeler ici les caractéristiques propres aux structures les plus fréquemment rencontrées dans la province étudiée.

Structure à gros grain (ou protogranulaire). Les enclaves de ce groupe se caractérisent par la grande taille (2 à 5 mm) de leurs olivines et de leurs enstatites. L'olivine présente peu de sous-grains, ceux-ci étant alors larges, et les structures de déformation sont absentes. D'une façon générale, les limites des grains sont courbes mais une certaine polygonisation est parfois observée. Les néoblastes, qui se présentent alors en petits agrégats, ont une orientation commune, à la différence des minéraux de grande taille qui ne présentent aucune fabrique. Ces enclaves proviendraient de zones tectoniquement inactives du manteau supérieur (J.-C.C. Mercier et A. Nicolas, 1975 ; P. Coisy et A. Nicolas, 1978) ; elles se rencontrent en particulier au Ray-Pic, au Pic de l'Étoile et à la Vestide du Pal.

Structure porphyroclastique. Les enclaves de ce groupe contiennent deux catégories d'olivines et d'enstatites : de grands cristaux allongés (8x2 mm) à nombreux *kink-bands* (porphyroclastes) et des petits cristaux polygonaux (\approx 0,5 mm) non déformés : les néoblastes. Ceux-ci se forment par recristallisa-

tion à la périphérie des porphyroclastes. D'une façon générale, on observe (sur échantillon macroscopique) une nette foliation de l'olivine, une linéation de spinelle et deux linéations possibles d'enstatite suivant que la déformation s'est effectuée à basse ou à haute température. La linéation se ferait en tablettes à basse température et serait lamellaire à haute température. Les enclaves de ce groupe proviendraient de zones du manteau présentant une activité tectonique notable (J.-C.C. Mercier et A. Nicolas, 1975) ; ces enclaves sont présentes dans les produits du maar de la Vestide du Pal.

Structure équi-granulaire. Les roches de ce groupe ont un grain fin ($\approx 0,5$ mm) de taille uniforme (sauf pour le sous-type Cerzat) et se caractérisent par une recristallisation systématique. Le sous-type Cerzat (J.-C.C. Mercier, 1972) présente des caractères intermédiaires entre le type porphyroclastique et le type équi-granulaire. Il se caractérise généralement par des olivines de petite dimension (0,5 à 1,5 mm), exceptionnellement de plus grande taille (jusqu'à 4 à 5 mm) et par des enstatites-reliques, plurimillimétriques et contenant des lamelles d'exsolution de clinopyroxène. P. Coisy et A. Nicolas (1978) soulignent que le réseau de l'olivine, comme celui de l'enstatite, présente, à l'image de celui des olivines et des enstatites de péridotites à structure porphyroclastique, une bonne orientation préférentielle. Ces enclaves proviendraient de zones tectoniquement actives du manteau supérieur. Elles se rencontrent dans les produits de la Vestide du Pal, du Chambon et du Ray-Pic.

Minéralogie, géochimie, conditions d'équilibre

Enclaves équilibrées dans le faciès à spinelle. Ces enclaves ont des compositions allant d'un pôle « déprimé » à un pôle relativement « fertile ». Elles se répartissent entre les principaux types structuraux ; toutefois, dans un appareil

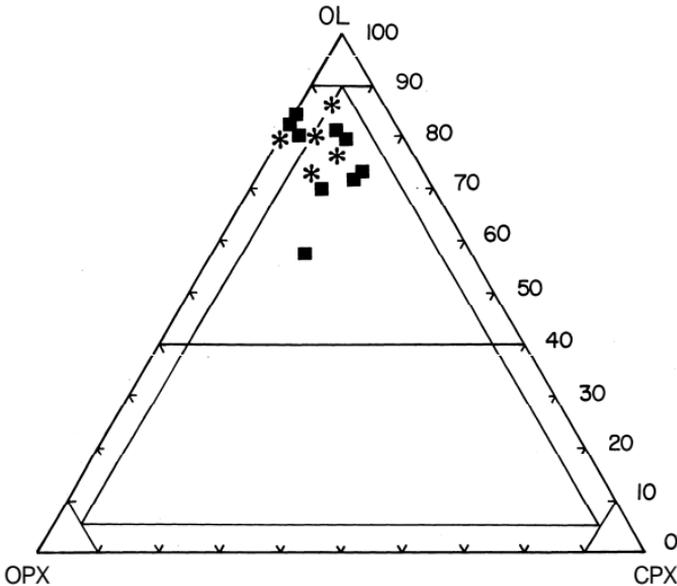


Fig. 9. — Mode des enclaves de péridotite de la Vestide du Pal.

■ Péridotites à structure à gros grain. * Péridotites à structures autres qu'à gros grain.

donné, il y a toujours un type structural dominant. A la Vestide du Pal, par exemple, la plupart des échantillons recueillis présentent la structure à gros grain et les enclaves à structure porphyroclastique et équi-granulaire sont rares. Ce dernier type (et le sous-type équi-granulaire Cerzat) est en revanche assez abondant dans les produits du volcan du Chambon. Les minéraux cardinaux constitutifs de ces enclaves sont, d'une façon générale : une olivine Fo \approx 90, une enstatite En \approx 90, un diopside (M (*)) \approx 91-92). La paragenèse est systématiquement complétée par un spinelle (M le plus souvent \approx 75 à 78) presque toujours alumineux, exceptionnellement chromifère et, de façon très fréquente, par une amphibole pargasitique à ferropargasitique.

D'une façon générale, ces enclaves se situent dans le domaine des lherzolites, parfois dans celui des harzburgites, exceptionnellement dans celui des dunites (fig. 9).

Les températures d'équilibre sont comprises entre 950 et 1 250 °C. On observe une corrélation nette entre le type structural et la température d'équilibre : 950 à 1 050 °C pour les péridotites à structure équi-granulaire, 1 000 à 1 150 °C pour les péridotites à structure à gros grain, enfin de l'ordre de 1 250 °C pour deux enclaves à tendance porphyroclastique. On remarquera qu'à la Vestide du Pal, comme pour la quasi-totalité des gisements du Massif Central (E. Berger, 1981) la plupart des enclaves (\approx 80%) sont équilibrées entre 1 000 et 1 100 °C. Ces résultats sont consignés sur la figure 10.

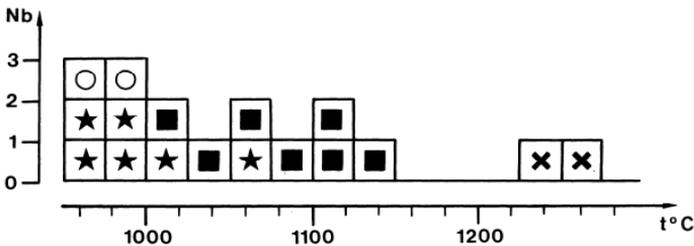


Fig. 10. — Péridotites de la Vestide du Pal : relation entre type structural et température d'équilibre.

* Structure équi-granulaire. O Structure équi-granulaire, sous-faciès Cerzat. ■ Structure à gros grain, x Structure porphyroclastique.

Les fugacités d'oxygène ont été calculées à partir du programme SPOLOR (équilibre olivine—orthopyroxène—spinelle : M. Vannier, 1977). Les résultats obtenus sont les suivants : entre 950 et 1 000 °C log $f_{O_2} \approx$ - 11 à 10,5 ; entre 1 000 et 1 050 °C log $f_{O_2} \approx$ - 10,5 à - 10,0 ; entre 1 050 et 1 100 °C log $f_{O_2} \approx$ - 10,0 à - 9,5 ; au voisinage de 1 250 °C log $f_{O_2} \approx$ - 8,2 à - 7,2.

Enclaves à spinelle et grenat. L'enclave décrite (E. Berger, 1977, 1979) est de faible dimension (4x4x3 cm), à grain millimétrique et a une composition modale (olivine, 69,7 % ; bronzite, 19,9 % ; diopside, 7,8 % ; spinelle, 1,7 % ; grenat, 0,9 %) qui la situe dans le champ des lherzolites. L'observation en lame mince suggère que la présence de spinelle n'est pas due au rééquilibrage d'une péridotite initialement à grenat seul. Si nous admettons que ces deux minéraux

(*) M = 100Mg/(Mg + Fe²⁺).

sont en équilibre c'est dans le domaine situé à la limite des faciès à spinelle et grenat qu'il convient de situer cette roche.

Sur la base des données empiriques et/ou expérimentales, alors disponibles, nous avons initialement considéré que cette enclave était équilibrée à 1 400 °c et 30 kilobars (E. Berger, 1977). L'utilisation de divers géothermomètres récents conduit à une température d'équilibre de l'ordre de 1 200 °C. En revanche la pression reste incertaine ; en effet le géobaromètre de J.-C.C. Mercier (1976), applicable aux péridotites contenant seulement du grenat, conduit à une pression voisine de 25 kilobars. Or la présence de spinelle non réactionnel implique, nous l'avons vu, que la roche étudiée se situe à la limite des deux faciès. De toutes façons, l'incertitude reste relativement élevée : 7 à 8 kilobars soit une épaisseur de terrain de l'ordre de 25 km. Nous noterons enfin que la fugacité d'oxygène obtenue à partir de l'équilibre olivine—orthopyroxène—spinelle (programme SPOLOR) est comparable ($\log fO_2 \simeq 8,38$) à celle des enclaves de péridotites à spinelle seul.

	Cr-diopsidgroup	Dunités océaniques	Al-Ti-augite group
Roches types	Lherzolites, pyroxénites mantelliques	Dunités	Pyroxénites avec ou sans olivine, avec ou sans spinelle
Nature du pyroxène	Diopside chromifère	Diopside chromifère	Titano-augite alumineuse
TiO ₂	0.55		1.30
	** 0.10 < TiO ₂ < 0,70	0.35 < TiO ₂ < 1,	1.35 < TiO ₂ < 2.10
Cr ₂ O ₃	0,85		0.25
	** 0.40 < Cr ₂ O ₃ < 1.5	0.60 < Cr ₂ O ₃ < 1,30	0.00 < Cr ₂ O ₃ < 0.35

Tableau 4. — Distinction des clinopyroxènes des enclaves ultramafiques et mafiques contenues dans les basaltes alcalins.

* : Valeurs moyennes données par H.-G. Wilshire et J.-W. Shervais (1976)

** : Valeurs moyennes données par E. Berger (1981) et E. Berger et al (1983). Les caractères propres aux enclaves de dunités (très rares dans le contexte étudié ici) sont donnés à titre de comparaison.

Référence	Olivine	Pyroxène	Opaques	Plagioclase	Verre
V.6753	18.2	36.0	10.6	35.2	0
V.6710	15.3	38.5	11.0	35.2	0
V.6756	10.7	31.4	12.2	41.8	3.9
V.6731	9.9	31.2	11.4	46.4	1.1
CH.6726	11.8	28.2	13.3	46.7	0
BZ.6724	12.7	25.6	11.8	49.9	0

Tableau 6. — Basaltes « des vallées » : analyses modales.

	1a	1b	2	3	4	5	6
SiO ₂	44.10	44.18	44.59	45.29	45.00	44.69	46.79
TiO ₂	2.33	2.40	2.73	3.03	3.44	2.67	2.43
Al ₂ O ₃	12.81	13.17	14.49	15.57	16.05	15.09	15.50
Fe ₂ O ₃	4.48	4.61	3.26	5.10	3.03	4.49	3.91
FeO	6.53	6.45	7.51	6.86	8.37	7.12	6.94
MnO	0.19	0.19	0.16	0.20	0.18	0.23	0.18
MgO	11.88	10.82	9.74	6.55	6.47	7.37	7.12
CaO	10.48	10.78	9.97	9.20	9.18	9.39	9.06
Na ₂ O	3.91	4.02	3.68	3.16	3.55	4.88	4.96
K ₂ O	1.75	1.80	1.71	1.64	2.53	2.12	2.06
P ₂ O ₅ +	0.74	0.76	0.75	0.73	0.91	0.95	0.75
H ₂ O ⁺	0.60	0.62	0.68	2.41	1.52	0.33	0.23
H ₂ O ⁻	0.19	0.19	0.57	0.48	0.02	0.13	0.03
Total	100.00	100.00	99.84	100.22	100.25	99.46	99.96
FeO*	10.56	10.60	10.44	11.45	11.10	11.15	10.46
Oxydes							
Or	10.43	10.73	10.25	9.96	15.15	12.66	12.21
Ab	6.84	7.00	12.26	27.48	14.74	12.56	17.52
An	12.33	12.68	18.23	24.10	20.66	13.14	13.99
En	11.47	11.79	8.15	2.60	5.34	8.34	7.70
Fs	1.86	1.94	2.31	0.60	2.49	2.45	2.53
Wo	14.90	15.34	11.47	7.68	8.38	11.81	11.14
Fo	12.87	10.78	11.53	9.92	7.70	7.15	7.07
Fa	2.30	1.95	3.61	2.52	3.96	2.31	2.56
Ne	14.36	14.79	10.47	0.00	8.50	15.79	13.31
Ma	6.55	6.74	4.79	7.60	4.45	6.58	5.69
Ilm	4.46	4.60	5.26	5.91	6.62	5.12	4.63
Ap	1.63	1.67	1.66	1.64	2.01	2.10	1.64
Norme							
D.I.	31.63	32.51	32.98	37.44	38.39	41.01	43.05
N.I.	64.32	64.43	59.79	46.72	58.36	51.13	44.40
S.I.	41.61	39.06	37.61	28.10	27.01	28.37	28.49
θ	23.69	23.78	27.74	32.04	27.20	23.34	25.64

Tableau 5. — Basaltes « des vallées » : compositions chimiques et normes C.I.P.W.

1a *Nepheline-basalt* (V.6753 A), la Vestide du Pal, xénocristaux d'olivine (# 2,9 %) inclus ; 1b Même basalte, composition obtenue après élimination des xénocristaux d'olivine. 2 *Nepheline-basalt* (V.6710), la Vestide du Pal. 3 Hawaïite (V.6756), la Vestide du Pal. Cette roche, déjà évoluée, ne contient ni enclaves de péridotites macroscopiques, ni xénocristaux d'olivine décelables en lames minces. 4 *Nepheline-basalt* (V.6731), la Vestide du Pal. Cette roche, comme la précédente, ne contient pas d'enclaves de péridotites. 5 *Nepheline-basalt* (CH.6726), volcan du Chambon. Cette roche est proche du domaine des hawaïites dans le diagramme D.I./N.I. 6 Hawaïite (BZ.6724), volcan du Bauzon. Cette roche contient des petites enclaves de péridotites (\simeq 1 cm).

FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES

Le territoire de la feuille Burzet présente des formations superficielles abondantes et variées. Il est cependant aisé d'opposer deux domaines :

— *les plateaux de l'Ouest et du Nord* possèdent une couverture assez généralisée de formations sablo-limoneuses à blocs. Cette couverture provient de la météorisation des roches du socle ; elle a été ensuite remaniée sur les pentes lors de plusieurs épisodes dans un contexte climatique froid et assez humide (Würm). On peut relever de simples arènes litées ou étirées (structuration créée par la glace de ségrégation dans le sol) et des formations gélifiées, déplacées sur de plus longues distances (parfois d'ordre hectométrique). Ces glissements de matériaux expliquent l'épaississement des formations au bas des pentes, dans les vallons ou les dépressions qui sont aujourd'hui mal drainées ;

— *à l'opposé, la façade méditerranéenne*, très profondément entaillée, est beaucoup moins riche en formations superficielles. Celles-ci sont étroitement localisées et souvent d'une autre nature que les couvertures déplacées des plateaux nord et ouest. Sur les parties les plus hautes des versants subsistent en position de suralimentation nivale (c'est-à-dire en façade est et E.SE) les témoins de petits cirques glaciaires avec de petites moraines (ex. : au droit du plateau des Valadous). La complexité de cette région vient du fait que, au même moment, en fonction de conditions sensiblement différentes d'apport nival, se mettaient en place des formations plus proches des moraines de glaciers couverts. Cet englacement s'est produit assez tardivement au cours du Würm, lors probablement de la phase considérée comme la plus froide, autour de 22 000 à 18 000 B.P.

Antérieurement à cet épisode ont été mis en place des cônes torrentiels qui relèvent d'épisodes de fontes saisonnières brutales de couverts nivaux ou glaciaires lors du Würm moyen et ancien (cf. le degré d'altération des composants et leur position par rapport aux petits systèmes morainiques qui sont installés dans les entailles de ces cônes).

Enfin cette façade méditerranéenne conserve de nombreux éboulis et des tabliers de blocs qui résultent d'une active gélifraction échelonnée tout au long du Würm.

En conclusion, cette feuille montre clairement l'opposition au Quaternaire récent de deux provinces climatiques dans le Massif Central : l'une était d'affinité atlantique, les plateaux occidentaux, tandis que l'autre offrait des traits climatiques différents avec de forts contrastes saisonniers. Ces contrastes sont actuellement renforcés par les différences dans l'occupation humaine et par les effets de celle-ci, beaucoup plus marqués sur les pentes méditerranéennes : à la simple redistribution des matériaux sur le versant atlantique s'oppose le décapage du versant méditerranéen ; ajoutons que la moitié inférieure des versants de la vallée de l'Ardèche et de ses affluents a été entièrement aménagée en terrasses de culture (aujourd'hui abandonnées pour la plupart).

De petits espaces supra-forestiers existent sur les plateaux de Chamlonge et des Valadous. Ils sont localement l'objet de reprises d'érosion : aréolaire avec création de terrassettes et linéaire marquée par la présence de petits ravins ; ces dynamiques sont plus à mettre au compte de congères de neige tardives qu'à l'action du surpâturage.

G. Matériel morainique attribué au Pléniglaciaire wurmien. Quelques formations morainiques de faible volume sont localisées dans de petits cirques perchés au-dessus de la haute vallée de l'Ardèche, en position de suralimentation neigeuse, en bordure orientale des plateaux de la forêt de Bauzon, de la forêt

de Mazan et des Valadous. Les matériaux sont disposés tantôt sous forme de moraines véritables avec ombilic de surcreusement en arrière, tantôt sous forme d'accumulations longitudinales de matériaux hétérogènes évoquant d'anciens glaciers couverts.

C, Cs. **Colluvions périglaciaires des vallons.** La plupart des vallons du haut plateau ardéchois sont remblayés par des formations hétérogènes à blocs et matrice fine limono-argileuse (C). Ces formations proviennent de la remobilisation par l'action répétée du gel-dégel d'altérites héritées, lors du dernier Maximum wurmien. Des structures et des microstructures créées par la glace de ségrégation sont visibles ; la mise en place des matériaux s'est effectuée sous forme d'une gélifluxion affectant l'ensemble des versants.

Des épaissements (Cs) pouvant atteindre plusieurs mètres s'observent dans certaines têtes de vallons aménagées en amphithéâtres évasés ; des figures de poussée y ont été relevées ce qui témoigne, en plus de la gélifluxion, du rôle localisé de petits appareils glaciaires. Ces formations se rencontrent surtout au Sud-Ouest (bois de Riou Clar) et au Nord-Est (bois de Cuze, Lachamp-Raphaël).

Sur le haut des versants, dans les secteurs les plus intensément mis en valeur, l'érosion agricole a conduit au remaniement des formations gélifluées hétérogènes à blocs, laissant tantôt des versants nettoyés, tantôt des versants à banquettes d'accumulations anthropique.

E. **Éboulis et tabliers de blocs.** De nombreuses formations, riches en blocs détachés des parois rocheuses lors de la dernière période froide, tapissent les versants du domaine méditerranéen de la carte.

Les éboulis de gravité pure se localisent surtout au fond des petits cirques qui échancrent le sommet des versants de l'Ardèche et de ses affluents. Ce type d'éboulis, présentant un bon granoclassement, est relativement rare ; il doit être rapporté au Tardiglaciaire.

Plus nombreux sont les éboulis flués marqués à l'aval par la superposition de grands bourrelets.

Les « tabliers de blocs » sont de véritables champs de blocs de toute taille (centimétrique à métrique) : ils présentent une absence de tri granulométrique le long de la pente ; leur structure est *open-work*, les plus gros blocs en surface, les plus petits en profondeur ; en général peu épais (de un à quelques mètres), ils passent latéralement aux formations gélifluées à blocs. Leur formation exige, non seulement une forte gélifraction et la redistribution des matériaux sur les versants, mais aussi un nettoyage ultérieur évacuant les fines, ce qui explique leur localisation privilégiée à l'emplacement des congères de neige les plus marquées. Leur mise en place s'étale sur une longue période depuis le Pléniglaciaire jusqu'au Tardiglaciaire (localement jusqu'à nos jours).

Fx, Fx-z, Fy-z. **Alluvions anciennes et wurmiennes.** — Jx, Jy-z. **Cônes torrentiels.** Sur les hauteurs de la façade méditerranéenne, les fontes saisonnières d'épaisses couvertures de neige ont fourni l'eau nécessaire pour mettre en place au Quaternaire de *grosses accumulations torrentielles*. Ces dépôts sont composés de matériel plus ou moins émoussé selon la distance parcourue, hétérométrique et disposé en vrac. Ces cônes de déjection fluvio-nivaux ou localement fluvio-glaciaires (flanc nord du Serre de la Croix de Bauzon) caractérisent une des provinces climatiques quaternaires du Massif Central : ils indiquent un milieu froid relativement enneigé, à saisons très contrastées.

Plusieurs générations de cônes torrentiels sont conservées dans ces vallées de la façade méditerranéenne. En fonction de leur position respective et de l'altération plus ou moins marquée de leurs constituants, on peut distinguer plusieurs systèmes torrentiels qui relèvent pour l'essentiel de la dernière période froide (Würm) mais appartiennent à des phases distinctes (Würm ancien et moyen pour l'essentiel). A ces différentes familles de cônes torrentiels se rattachent des dépôts longitudinaux dans les vallées principales (Ardèche).

ÉVOLUTION ET CHRONOLOGIE DU SOCLE HERCYNIEN

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ET MAGMATIQUE

Comme de nombreuses autres régions du Massif Central, la région couverte par les feuilles Burzet, Largentière et Privas ont été le siège d'une succession complexe de déformations et de recristallisations métamorphiques, suivies de nombreuses phases cassantes.

Événement 1. Dans les domaines épi- et mésozonaux des Schistes des Cévennes (feuille Largentière), une surface apparemment concordante avec la stratification, à caractère métamorphique possible, noté So/1, et à laquelle aucun pli indiscutable n'a pu être rattaché jusqu'ici, est déformée et transposée par l'événement suivant. Sans être absolument prouvée, l'existence d'un événement tectono-métamorphique 1, de toute façon plutôt discret, doit donc être envisagée.

Événement 2. Cet événement est responsable de l'expression de la grande schistosité régionale S 2 et d'une grande partie, par transposition intense des structures antérieures selon S 2, de l'actuel rubanement lithologique. Le métamorphisme associé est, sur la feuille Burzet, largement sinon totalement oblitéré par les événements ultérieurs. Plus au Sud (feuille Largentière), la cristallogénèse des grenats (F. Toteu, 1981) suggère une ancienne épizone « barroviennienne ». S 2 est due avant tout à l'orientation de la biotite, mais elle est surtout caractérisée par une morphologie en tablettes des cristaux de quartz (ce caractère disparaît toutefois très vite à l'approche des domaines migmatitiques) et par la cristallisation, dans son plan, de baguettes de rutile. S 2 est nettement associée à des plis centi- à décamétriques isoclinaux très aplatis (plis synschisteux). Ces plis, nés avec S 2, reflètent la structuration de la région, mais l'existence de plis d'ordre supérieur reste hypothétique. A grande échelle, on a plutôt l'impression d'une immense zone déformée en cisaillement hétérogène dominant (*shear zone*) plutôt qu'à des grands plis couchés.

Événement 3. Essentiellement thermique et magmatique, c'est de très loin l'événement de plus marquant de la région. Il affecte indistinctement toutes les formations préalablement structurées par les événements 1 et surtout 2. Il débute par des recristallisations de basse pression, haute température (cordiérite, andalousite sur la feuille Largentière) en régime plutôt statique. Il se poursuit dans la même ambiance métamorphique (associations à cordiérite, sillimanite, grenat, orthose) par le développement de nouvelles déformations. Les plis méso- à mégascopiques P 3, isoclinaux, d'axes en gros est-ouest, présentent dans leurs charnières des biotites disposées en arcs polygonaux. Une linéation de microplissement leur est associée, ainsi qu'une nouvelle schistosité métamorphique S 3, à caractère de clivage de *strain slip*, parallèle au plan axial de P 3.

Surtout soulignée par la biotite et la sillimanite, cette schistosité est rarement très bien exprimée sur la feuille Burzet. Par contre, dès que se manifeste l'anatexie, on assiste aux phénomènes suivants :

- les plis P 3 acquièrent un caractère plastique de plus en plus accusé ;
- dans les stades peu évolués, la fusion *in situ* est étroitement guidée par des directions de cisaillement ou d'extension correspondant à S 3. Les injections les plus précoces, souvent guidées par S 2, sont plus ou moins plissées par P 3 ;
- dans les stades plus évolués, il apparaît une structuration extrêmement marquée, parfois accordée sur S 2 mais le plus souvent sécante ; cette structuration résulte de la dilacération des roches cristallophylliennes par les injections et les exsudats granitiques et par la fluidalité de ces mobilisats, elle-même soulignée par les traînées de restites (micas, cordiérite, enclaves). Il s'agit là d'une véritable « schistosité migmatitique » ;
- il y a, globalement, synchronisme entre deux phénomènes évolutifs (donc non instantanés, et même probablement de durée assez longue) : la fusion anatectique et ses conséquences d'une part, les déformations 3 d'autre part ;
- le magmatisme basique (mise en place des vaugnérîtes) reste actif, par pulsions successives, tout au long de l'événement 3, depuis les vaugnérîtes gneissiques et gneiss vaugnérîtiques précoces, jusqu'aux dernières « vaugnérîtes doléritiques » du Suc de l'Homme de Pierre.

L'importance primordiale des phénomènes magmatiques a eu pour conséquence, dans les phases tardives de l'événement 3, l'expression d'un important diapirisme des masses anatectiques (dôme granitique du Velay) conduisant à relever fortement schistosités et axes de plis dans toute la catazone.

C'est vers la fin de l'événement 3 (ou au début de l'événement 4), dans un bâti qui déjà commence à se rigidifier et à la faveur, semble-t-il, de grandes fractures d'extension liées aux antifformes migmatitiques, que se mettent en place les granites du type Tanargue, puis les granites type Fabras et les microgranites. On remarquera à ce sujet que l'anatexie débute, en même temps que les déformations 3, à des pressions de l'ordre de 3 à 4 kilobars (A. Weisbrod, 1968, 1970a) ; à la fin de cet événement, les faciès subvolcaniques du Tanargue, les microgranites, etc., se mettent en place dans ces mêmes migmatites, non encore totalement consolidées (donc à des températures encore de l'ordre de 700 °C), à des pressions certainement inférieures au kilobar. Ces valeurs sont démonstratives de la remarquable décompression et donc de la spectaculaire remontée du domaine anatectique lors de ces phases.

Événement 4 et phases tardives suivantes. Ils constituent en réalité les phases terminales de l'événement 3 et correspondent aux dernières phases de la surrection du dôme du Velay (déformations de plus en plus cassantes, évoluant vers les grands systèmes faillés courbes, à concavité tournée au Nord, observables dans la moitié sud de la feuille). La mise en place du bassin stéphanien de Prades traduit peut-être encore les manifestations ultimes de ce cycle.

ESSAI DE CHRONOLOGIE

Les premiers terrains datés avec un minimum de précision sur le territoire couvert par la feuille Burzet sont d'âge stéphanien. Des considérations diverses (A. Weisbrod, 1970a) et des isochrones Rb-Sr sur des granites de régions voisines conduisent à attribuer un âge hercynien *s.str.* (320-280 M.A.) à l'événement 3. A moins de décaler exagérément vers des âges anciens les événements anté-

rieurs, on est amené à attribuer l'événement 2 au cycle éohercynien (ou acadien) (410-360 M.A.) ; le style général de l'événement 2 s'accorde d'ailleurs bien avec les grands chevauchements crustaux éohercyniens.

On est ainsi conduit à dater du Cambro-Ordovicien l'âge de dépôt de la série cévenole. Plus avant, on est réduit aux hypothèses : légère structuration tardicalédonienne de cette série (événement 1), intrusion par des complexes granitiques (gneiss ocellés et leptynites de la série ardéchoise) pénécotemporains (520-500 M.A.) ou un peu plus tardifs (470-430 M.A.) (on connaît dans le Massif Central deux principaux épisodes « granitiques », le premier vers la fin du Cambrien, le second au Silurien) ; ou bien ancien socle granitique cadomien (série ardéchoise *p.p.*) recouvert par des formations volcano-détritiques cambriennes (sommet de la série ardéchoise) puis cambro-ordoviciennes (série cévenole).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

EAUX MINÉRALES

De nombreuses petites sources minérales froides sont présentes le long de la vallée de l'Ardèche : sources du Château (2 km W.NW de Mayres), de Peyrallade (1 km N.NW de Mayres), des Plots (2 km W.SW de Thueyts), de Neyracles-Bains (ancienne station « thermale »), etc. Ces sources, accompagnées d'importants dégagements de CO₂, appartiennent au système hydrominéral de Vals-les-Bains (J.-P. Destombes, 1957).

HYDROGÉOLOGIE

Dans le socle, le réseau aquifère est essentiellement lié aux zones broyées, souvent jalonnées de sources. Les autres ressources en eau proviennent de petites nappes d'arènes et/ou sous-basaltiques (plateau du Velay).

RESSOURCES MINÉRALES

Les quelques indices minéralisés liés aux filons quartzeux dans le granite et les migmatites du Velay ont parfois fait l'objet de recherches (fluorine du Gros de Géorand, fluorine et barytine des H ubacs) et rarement d'exploitations (Mines de Lescure près de Mayres : plomb, argent), certaines très anciennes (filons de l'Ardèche, près de Mayres : plomb).

La pegmatite de Mayres (le Château, 2 km N.NW de Mayres) a été exploitée entre 1957 et 1963 pour les feldspaths alcalins (utilisation en céramique).

Les indices à fluorine et minéraux unanifères (autunite et produits jaunes surtout) du granite de Fabras ont fait l'objet de petits travaux de recherche.

La principale ressource minérale de la feuille est constituée par les scories basaltiques (pouzzolane) activement exploitée pour les revêtements routiers (carrières de Thueyts surtout).

Tableau 7 - Indices et gîtes minéraux

Nom du gîte	N° archivage S.G.N.	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cros-de-Géorand	840-2-4001	F	Fluorine, Quartz	Stockwerk	Granite	Recherche par travaux souterrains
La Chavade	840-5-4001	Pb	Galène	Filon	Migmatite	Indice non retrouvé, signalé au NW d'Astet, lieu-dit la Chavade.
Lanarce	840-5-4002	Pb	Galène	Filon	Migmatite	Indice non retrouvé, signalé dans la commune de Larnace
Les Hubacs	840-5-4003	F, Ba	Fluorine Barytine	Filon	Migmatite	Indice étudié par la SOGEREM
Croix de Bauzon (Lescure)	840-6-4001	Pb Ag	Galène Cérusite Blende, Pyrite Barytine Quartz	Filon N 45° E	Migmatite	Ancienne exploitation ayant produit 52 t de Pb (minerai à 10 %) et 10 kg d'argent. Réserves : 450 t sur l'ensemble de la concession
Mayres (filons de l'Ardèche)	840-6-4002	Pb	Galène Cérusite Barytine Quartz	Filons N 20° E N 110° E	Migmatite	Indice étudié par travaux souterrains Réserves : 450 t Pb
Le Château	840-6-4003		Feldspaths alcalins	Filons Pegmatite	Migmatite	Exploité de 1957 à 1963 pour les feldspaths (céramique)
Fabras	849-8-4001	F	Fluorine	Stockwerk	Granite	Indice

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires intéressant la région et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régional : Causses, Cévennes, Aubrac*, par J. Rouire et C. Rousset, 2^e édition, 1980, Masson :

— *itinéraire 14* : de Marvejols à Aubenas par Langogne.

BIBLIOGRAPHIE

Socle hercynien

- BERTUCAT M. (1956) — Étude géologique du Haut Vivarais occidental. Mém. Dipl. Géol. Pétro., Univ. Clermont, 1 vol., 47 p.
- BOULE M. (1892) — Description géologique du Velay. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 4/28, p. 1.
- BROUSSE R. (1957) — Mode de formation des nodules de cordiérite du granite de Lapalisse. *Bull. Soc. Fr. Min.*, 80, p. 39.
- DANTON M. (1858) — Étude sur le bassin carbonifère des environs d'Aubenas. *Bull. Soc. Ind. min.*, 3, 4, p. 597.
- DESTOMBES J.-P. (1957) - Contribution à l'étude géologique du bassin hydrominéral de Vals (Ardèche). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 7, p. 893.
- DIDIER J. (1964) — Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sc. Clermont*, 23.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1969) — Associations de granites et de diorites quartziques au Peyron, près de Burzet (Ardèche). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268, p. 1368.
- ÉCOLE NAT. SUP. DE GÉOLOGIE DE NANCY (1965-1970 et 1980-1982) - Rapports de stage des Étèves-Ingénieurs (non publiés).
- LAPADU-HARGUES P. (1939) - Étude sur le bassin houiller de Prades. Dipl. Études sup., Paris, 1 vol.
- MARIGNAC C, LEROY J., MACAUDIÈRE J., PICHAVANT M. et WEISBROD A. (1980) — Évolution tectonométamorphique d'un segment de l'orogène hercynien : les Cévennes médianes, Massif Central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 291, p. 605.
- VIIONTEL J.-M. et WEISBROD A. (1982) - Étude chimico-minéralogique et fusion expérimentale de quelques vaugnérîtes ardéchoises. Non publié.

- TOTOU F. (1981) — Utilisation des analyses chimico-minéralogiques et micro-structurales dans la reconstitution des événements tectonométamorphiques des formations polycycliques. Exemple du Vivarais cristallin (Ardèche). Thèse 3^e cycle, Nancy, 1 vol., 207 p.
- VIALETTE Y. (1965) — Granitisation hercynienne dans le Massif Central français. 5c. *de la Terre*, 3-4, p. 369.
- WEISBROD A. (1962) — Relations pétrogénétiques entre les magmatites oëillées et le granite du Velay. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 255, p. 3004.
- WEISBROD A. (1967) — Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes médianes. *Sc. de la Terre*, 12, 4, p. 301.
- WEISBROD A. (1968a) — Étude structurale des Cévennes médianes. I - Formations catazonales du bassin de l'Ardèche. *Sc. de la Terre*, 13, 3, p. 257.
- WEISBROD A. (1968b) — Les conditions du métamorphisme dans les Cévennes médianes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, p. 755.
- WEISBROD A. (1970a) — Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes. Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse de doctorat, Nancy, 4 vol.
- WEISBROD A. (1970b) — Découverte de gneiss alcalins à eckermanite et augite aegyrinique dans la catazone ardéchoise. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1970, 2, p. 31.
- WEISBROD A., PICHAVANT M., MARIGNAC C, MACAUDIÈRE J. et LEROY J. (1980) — Relations structurales et chronologiques entre le magmatisme basique, les granitisations et l'évolution tectonométamorphique tardihercynienne dans les Cévennes médianes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 291, p. 665.

Formations volcaniques des plateaux

- ABIBON M. (1964) — Contribution à l'étude géologique du versant sud-est du massif du Mézenc (Massif Central français). D.E.S. Université Clermont, 1 vol. polycop., 44 p., 1 carte h.-t., inédit.
- GOËR de HERVÉ A. de, MERGOIL J. (1971) - Structure et dynamique des édifices volcaniques tertiaires et quaternaires. *In* Symposium J. Jung sur la Géologie, la Géomorphologie et la structure profonde du Massif Central français (p. 345-376), Plein-Air Service Ed. 1971, Clermont-Ferrand.
- NORMAND M. (1973) — Le volcanisme de la bordure sud-orientale du Devès et du plateau d'Alleyrac (Velay occidental). Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, Laboratoire pétrographie, 1 vol. ronéo, 225 p., 1 carte h.-t.
- PREVOT M. (1969) — Mise en évidence de coulées de polarité magnétique intermédiaire dans une série volcanique miocène du Vivarais (07). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 268, p. 117-120 (6 janvier 1969).

Formations quaternaires volcaniques des vallées

- BERGER E. (1973) - Le volcanisme récent de l'Ardèche. Thèse, Orsay, 402 p.
- BERGER E. (1975) — Dynamisme et pétrologie du volcanisme récent du Vivarais ; Caractères particuliers des appareils de la Vestide du Pal et du Chambon (Ardèche, France). *C.R. Acad. Sci.*, t. 281, série D., p. 507-510.
- BERGER E. (1977) — Sur la présence d'une lherzolite à grenats en enclave dans le basalte alcalin de la Vestide du Pal (Ardèche) : conditions d'équilibre, implications pétrogénétiques et géotectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 284, p. 709-712.
- BERGER E. (1979) — The role on partial melting of mantle diapirism, of CO₂ and H₂O from the study of lherzolite nodules of intracontinental alkali basalts : example of the French Massif Central. Paris, 10-13 Mai 1977, Second Symposium on the origin and distribution of the elements, Pergamon, Physics and Chemistry of the Earth, vol. 11, p. 619-629.
- BERGER E. (1981) — Enclaves ultramafiques, mégacrystaux et leurs basaltes-hôtes en contexte océanique (Pacifique Sud) et continental (Massif Central français). Thèse d'État, Université de Paris-Sud, Orsay, 470 p.
- BERGER E., BROUSSE R., MAURY R.-C. (1975) - Age récent (11 770 ± 270 B.P.) des dernières éruptions du Vivarais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D., t. 280, p. 419-422.
- BERGER E.T., BANCET C., GUÉRIN H. (1983) - Pétrologie comparée de dunites (Bioko, Réunion, Hawaii, Polynésie française) et de pyroxénites (Massif Central) en enclaves dans les basaltes alcalins. Travaux de l'option Sciences de la Terre, C.G.G.M., E.N.S.M.P., 100 p.
- BERGER ET. et VANNIER M. (1984) — Petrology of megacrysts, mafic and ultramafic xenoliths from the pipe of Eglazines, Causse, France. Kimberlites and related rocks. Contribution to a better knowledge of the evolution of the mantle. Proceedings of the « Third International Kimberlite Conference », vol. I, J. Kornprobst, ed., Elsevier's Development in Petrology Series, p. 155-168.
- BOIVIN P. (1982) — Interactions entre magmas basaltiques et manteau supérieur : arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemples du Devès (Massif Central français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). Thèse d'État, Université de Clermont, 345 p.
- BOZON P. (1963) — Contribution à l'étude des formes volcaniques de l'Ardèche. *Rev. Géogr. alp.*, (LI), 4, p. 591-674.
- BROUSSE R. et BERGER E. (1968) - L'Ardèche et le Bas-Vivarais. Diapofilm. Paris, réf. 3561 LA, 7 p., 12 diapositives.
- BURAT A. (1833) — Description des terrains volcaniques de la France centrale. Paris, 343 p.

- COISY P. et NICOLAS A. (1978) — Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif Central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. *Bull. Minér.*, 4, p. 424-436.
- DALMAS J.-B. (1872) — Itinéraire du géologue et du naturaliste dans l'Ardèche et une partie de la Haute-Loire. Savy, Paris, 221 p.
- FABRE M. (1887) — Origine des cirques volcaniques. Description du groupe des volcans de Bauzon (Ardèche). *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 3, t. 15, p. 346-353.
- FAUJAS DE SAINT-FOND (1778) — Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay. Grenoble, 460 p.
- GUÉRIN G. (1983) — La thermoluminescence des plagioclases, méthode de datation du volcanisme. Application au domaine volcanique français : Chaîne des Puys, Mont Dore et Cézallier, Bas Vivarais. Thèse, Paris, 258 p.
- HARTE B. (1977) — Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths. *J. Geol.*, 85, p. 279-288.
- LECOQ H. (1867) — Les époques géologiques de l'Auvergne. Paris, in-8°, 5 vol., avec atlas.
- LEHMANN J. (1983) — Diffusion between olivine and spinel : application to geothermometry. *Earth Planet Sci. Lett.*, 64, p. 123-138.
- MERCIER J.-C.C. (1972) — Structure des péridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawaii. Regards sur la constitution du manteau supérieur. Thèse 3^e cycle, Nantes, France, 229 p.
- MERCIER J.-C.C. (1976) — Single pyroxene geothermometry and geobarometry. *Amer. Miner.*, 61, p. 603-615.
- MERCIER J.-C.C. et NICOLAS A. (1975) — Textures and fabrics of ultramafic peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrol.*, 16, p. 454-487.
- POIRIER J.-P. et NICOLAS A. (1975) - Deformation-induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains with special reference to mantle peridotites. *J. Geol.*, 83, p. 707-720.
- VANNIER M. (1977) — Modélisation de la solution solide spinelle naturelle. *Bull. Soc. Minéral. Cristallogr.*, 100, p. 239-245.
- WILKINSON J.F.G. (1975) — Ultramafic inclusions and high pressure megacrysts from a nephelinite sill, Nanderwar Mountains, North-east South Wales, and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in alkaline volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51, p. 235-262.
- WILSHIRE H.G. et SHERVAIS J.W. (1976) - Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from Western United States. *Phys. Chem. Earth*, 9, p. 257-272.

Carte géologique à 1/50 000

Feuille *Largentière* (864) :

1^{re} édition (1974) par A. Weisbrod, J.-C. Samama, S. Elmi, E. Berger, R. Feys.

Carte géologique à 1/80 000

Feuille *Largentière* (197) :

1^{re} édition (1889) par G. Fabre.

2^e édition (1939) par H. Longchambon.

3^e édition (1966) par P. Lapadu-Hargues et *al.*

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

Feuille *Lyon* (1979), coordination par A. Emberger et J. Méloux.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSUL TABLES

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

— pour le département de l'Ardèche, au SGR Rhône-Alpes, 43, bd du 11-Novembre, BP 6083, 69604 Villeurbanne—Croix-Luizet Cedex ;

— pour le département de la Haute-Loire, au SGR Auvergne, Campus universitaire des Cézeaux, 24, avenue des Landais, 63170 Aubière ;

— ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

ÉQUIVALENCES DES NOTATIONS

File Burzet 1 /50 000 1981	File Largentière 1/50 000 1974
$\zeta\zeta^q$	$C\zeta^q$
$\zeta\chi$	$C\zeta$
χ	C_{qc}
$\lambda o\zeta$	$\lambda\zeta$
$\zeta\lambda^4$	$v1$

AUTEUR DE LA NOTICE

Socle hercynien, terrains métamorphiques et éruptifs, Paléozoïque : Alain WEISBROD, professeur à l'École nationale supérieure de géologie de Nancy.

Terrains volcaniques tertiaires et villafranchiens, sédimentaire miocène : Jean MERGOIL, maître assistant à l'Université de Clermont-Ferrand II.

Terrains volcaniques quaternaires des vallées : Emmanuel T. BERGER, assistant à l'École nationale supérieure des mines de Paris, Centre de géologie générale et minière.

Formations superficielles et quaternaires : Bernard VALADAS, assistant agrégé à l'Université de Limoges, et Yvette VEYRET, maître assistant à l'Université de Clermont-Ferrand.

Tableau des indices et gîtes minéraux : André BAMBIER, ingénieur géologue au BRGM.

ERRATA

Des erreurs se sont glissées lors de la rédaction de la carte : elles sont signalées ci-après.

— Le gîte 6-4003 correspond à une pegmatite exploitée en carrières souterraines de 1957 à 1963 pour les feldspaths alcalins (céramique) : ce n'est pas un indice de Pb.

— Sur la rive droite de la Fontolière, entre Meyras et Chirols, les zones indiquées comme coulées boueuses (lahar) sont en réalité de simples cônes de déjection torrentiels.

— Les terrains sédimentaires paléozoïques ont été levés par A. WEISBROD, ceux du Miocène terminal par J. MERGOIL et ceux du Quaternaire par Y. VEYRET et B. VALADAS.