

SOCIETE GEOLOGIQUE DE L'ARDECHE

Archives départementales

Place André Malraux

07000 PRIVAS

SFA  
3890

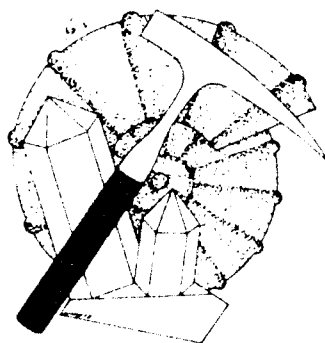
Musée de Géologie régionale

Place du Collège

07000 PRIVAS

STAGE 1984

DECOUVERTE GEOLOGIQUE DES ENVIRONS DE MEZENC :  
SOCLE METAMORPHIQUE ET VOLCANISME.



2 au 5 septembre 1984.

## INTRODUCTION

Le département de l'Ardèche, ancienne province du Vivarais, s'accroche à la bordure sud-orientale du Massif Central, de la vallée du Rhône à l'Est, aux montagnes de la Lozère et de la Haute-Loire à l'Ouest.

De par sa situation géographique et sa constitution géologique, le pays est une terre de contraste.

Le "Plateau" cristallin, cristallophyllien et volcanique du Haut-Vivarais (au sens large), aux confins du Velay oriental, appartient au versant atlantique. Les prairies et les forêts de hêtres et de conifères constituant l'essentiel du couvert végétal induisent une économie tournée vers l'élevage et la sylviculture. Le climat assez rude explique le caractère trapu des habitations bien conçues pour résister au mauvais temps.

Les pentes cristallophylliennes des Cévennes et des Boutières, royaume du châtaignier, sont profondément disséquées par l'intense érosion qui se développe sur le versant méditerranéen. Elles constituent le lien, d'une part entre la Haute-Ardèche et le Bas-Vivarais et, d'autre part, entre la Haute-Ardèche et la vallée du Rhône.

Dans la Basse-Ardèche, grés, marnes et calcaires prédominent. Le climat méditerranéen et l'altitude modeste du typique relief en cuestas autorisent des habitations plus ouvertes et des cultures variées : vignes, oliviers, fruitiers divers. Les pinèdes prospèrent sur les contreforts cévenols. A noter une petite "incurSION de la montagne" (P. Bozon, 1961) au niveau du massif volcanique des Coirons.

Le versant rhodanien est, au Nord, cristallin et cristallophyllien. Il est vigoureusement disséqué par de nombreux et profonds ravins aux versants abrupts occupés par des cours d'eau fougueux après les orages d'été ou les fortes pluies d'automne (Cance, Doux, Embroye, Turzon). Au Sud, vers le Bas-Vivarais, la morphologie du versant en pays à dominante sédimentaire, change. Les cours d'eau sont plus importants et débouchent soit de vallées assez larges (Eyrieux, Lavezon, Escoutay) soit de véritables canyons entaillant des plateaux calcaires (Ouvèze, Payre, Ardèche).

Les excursions présentées se proposent de faire découvrir le Plateau ardéchois dans les environs du Mézenc et sa bordure abrupte tournée vers le bassin du Rhône, résultat d'une violente érosion par l'Eyrieux, l'Ardèche et leurs affluents tumultueux.

Nous sommes au coeur des "Pays volcaniques du Vivarais" (Francus, 1878) où s'entremêlent "sucs", coulées, cônes de scories, cratères d'explosion sur un socle métamorphique ancien essentiellement migmatique.

La première journée sera consacrée à l'étude du socle le long des vallées de l'Escoutay et de l'Eysse. Les anatexites et les migmatites qui en constituent la plus grande partie correspondent au coeur de la chaîne hercynienne dégagée par érosion entre 325 et 230 millions d'années.

Les deuxième et troisième journées nous obligeront à faire un bond prestigieux dans le temps, puisque nous étudierons les premières manifestations volcaniques d'âge miocène supérieur (6 à 10 millions d'années) : les sucS phonolitiques, Gerbier de Jonc, de Sara, du Mézenc, etc., les coulées basaltiques de Saint-Clément et de la Gazeille, les intrusions trachytiques du Cirque des Boutières, etc.

La dernière journée nous rapprochera encore plus du temps présent puisque nous découvrirons le volcanisme récent (50.000 à 12.000 ans) qui, avec la Vestide du Pal, le volcan du Suc de Bauzon et sa coulée épanchée dans la vallée de la Loire s'est manifesté après les importantes phases d'érosion du Pliocène et du Quaternaire.

Ainsi, cette découverte géologique des environs du Mézenc se présente-t-elle comme un grand voyage dans les Temps géologiques au départ et à l'arrivée duquel il y a deux manifestations majeures de la "Tectonique des Plaques" (ou "Dérive des Continents") : la formation d'une formidable chaîne de montagnes (la chaîne hercynienne ou varisque) et d'importantes éruptions volcaniques intraplaques.

Notre étude sera complétée par un petit coup d'oeil sur le système d'alimentation de l'usine hydroélectrique de Montpezat à partir du Lac d'Issarlés et des barrages de La Palisse et du Gage.

## I - L'ARDECHE METAMORPHIQUE

### I - INTRODUCTION

Les formations métamorphiques constituent en Ardèche, l'essentiel de l'infrastructure du "Plateau", de la Montagne, des Cévennes et des Boutières. Elles forment un socle qui se rattache au Massif Central français et qui, par rapport à sa couverture sédimentaire du Bas-Vivarais est décallé par faille avec une surélévation relative de plus de 1500 m.

Avant d'étudier ce socle métamorphique il nous semble utile de donner quelques précisions sur le phénomène métamorphique.

### II - GENERALITES SUR LE METAMORPHISME

#### II.1 - Définition

On peut définir le métamorphisme comme l'ensemble des transformations minéralogiques et structurales subies par une roche sous l'influence d'une modification des conditions physico-chimiques ayant présidé à leur formation.

Ces transformations peuvent affecter aussi bien des roches sédimentaires que des roches magmatiques ou des roches métamorphiques.

#### II.2 - Principaux facteurs

Les deux facteurs principaux du métamorphisme étant la température et la pression, il est possible de définir le domaine du métamorphisme dans un simple diagramme binaire (fig. 1). Toutefois il faut noter le rôle non négligeable des fluides interstitiels.

##### II.2.1 - Température

Les variations de température jouent un rôle fondamental sur les transformations. La  $t^{\circ}$  augmente en profondeur en moyenne de  $30^{\circ}/\text{Km}$ . Cette augmentation agit d'une part en favorisant les réactions et en augmentant leur vitesse. La température est donc responsable de l'aspect plus ou moins cristallin des roches métamorphiques.

##### II.2.2 - Pression

Plusieurs types de pression s'exercent sur les roches pour concourir à leur transformation : pression lithostatique  $P_s$  (poids des terrains superposés), de  $2,5 \text{ Kbars}/10\text{km}$ ; pression hydrostatique, non orientée transmise par les fluides, comprise entre  $P_s$  et  $P_s/3$ ; pression orientée d'origine tectonique qui développe les surfaces d'échange et facilitent la circulation des fluides.

Les résultats de la pression sont l'aspect orienté des minéraux (foliation) et le débit en feuillets des roches métamorphiques (schistosité).

##### II.2.3 - Fluides interstitiels

Les fluides présents dans les pores des roches (fluides initiaux, de réactions ou percolants) transmettent les pressions et les températures et jouent l'important rôle de milieu d'échange. Ils influent donc sur le déroulement des

réactions et sur les assemblages minéralogiques formés.

## II.3 - Types, faciès et intensité métamorphiques

### II.3.1 - Types

Sur la fig. 1 nous voyons que si nous augmentons P et T nous nous déplaçons depuis un milieu sans transformation jusqu'au domaine de fusion (anatexie).

Ce "voyage" peut se faire de diverses manières selon l'augmentation relative PT, la pression pouvant être reliée à la profondeur, selon le gradient de  $t^\circ$ .

On définit ainsi trois itinéraires majeurs pour le métamorphisme général : - gradient faible ( $1^\circ/100m.$ ) : métamorphisme de haute pression-faible température;

- gradient moyen ( $3^\circ/100m.$ ) : métamorphisme moyenne pression (Barrowien) (disthène, staurotide, sillimanite);

- gradient fort ( $7^\circ/100m.$ ) : métamorphisme basse pression-haute température (andalousite, cordiérite, sillimanite) (Abukuma).

### II.3.2 - Faciès

Chaque itinéraire est jalonné par des domaines de P.T. à l'intérieur desquels tel ou tel minéral est stable. Ces domaines définis expérimentalement au laboratoire peuvent se recouper mutuellement. Il est alors possible de définir des domaines au sein desquels nous trouvons à l'état stable plusieurs minéraux (paragenèse). De tels domaines définissent des faciès métamorphiques.

L'intérêt de la définition d'un faciès auquel appartient tel ou tel type de roche métamorphique est de préciser le type de métamorphisme car chaque type de métamorphisme correspond à un milieu géodynamique précis qu'il est bon de déterminer (réconstitutions géodynamiques des chaînes de montagnes par exemple).

### II.3.3 - Intensité

D'une façon simplifiée, on peut estimer l'intensité du métamorphisme sans rechercher à caractériser son type. On définit alors quatre zones principales:

- anchizone = métamorphisme très faible;

- épizone = métamorphisme faible, minéral type: la chlorite;

- mésozone = métamorphisme d'intensité moyenne, minéral type: biotite puis muscovite;

- catazone = métamorphisme élevé, minéral type: orthose.

Les limites entre les zones d'intensité sont appelées les isogrades.

## II.4 - Notion de séquence

Dans tout ce que nous avons exposé sur le métamorphisme, nous n'avons pas évoqué un aspect important: la nature des roches de départ et le stock chimique initial qu'elles représentent. Ainsi, pour les mêmes conditions physico-chimiques nous obtiendrons deux roches métamorphiques différentes si les stocks chimiques de départ sont différents. Ainsi, une argile et un grès pur donneront dans la mésozone un micaschiste et un quartzite. Par contre, deux roches d'aspect très différent mais de composition chimique semblable comme une marne et un basalte donneront dans la catazone une amphibolite. Il y a convergence de faciès. Pour désigner l'origine sédimentaire d'une roche métamorphique ou parlera de para- (par exemple une para-amphibolite). Pour désigner l'origine magmatique on dira ortho- (par exemple une ortho-amphibolite).

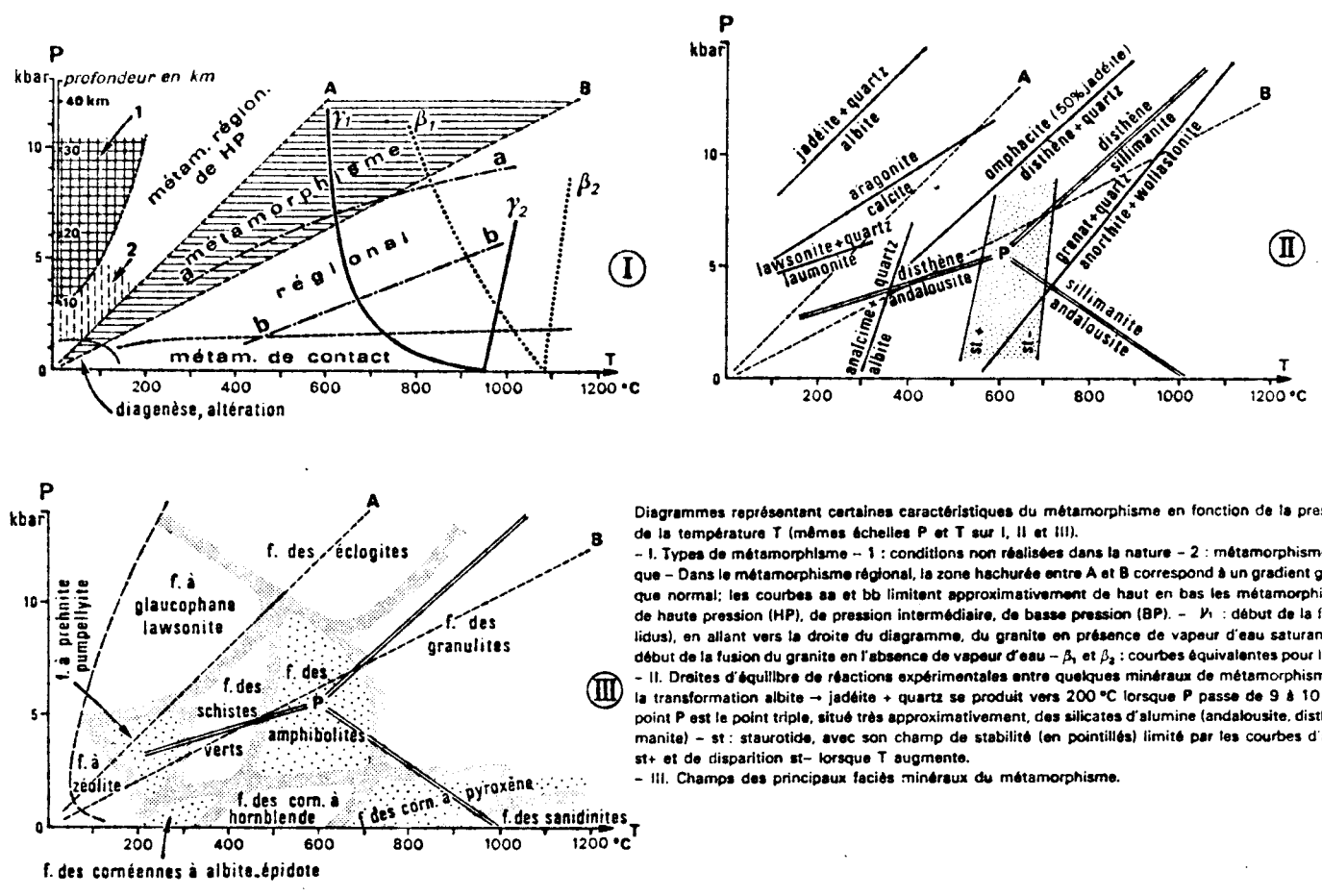


Figure 1: Conditions Pression-Température du métamorphisme (in "Dictionnaire de Géologie", Raoult et Foucault, 1980)

	SEQUENCES PARAMETAMORPHIQUES					SEQUENCES ORTHOMETAMORPHIQUES			
	S. argileuse	S. détritique pure	S. détritique impure	S. carbonatée pure	S. carbonatée et argileuse	S. plutonique acide	S. plutonique basique	S. volcanique acide	S. volcanique basique
Roches initiales	Argile	Grès pur	Arkose	Calcaire	Marne	Granite	Gabbro	Rhyolite	Basalte
Différents termes de la séquence disposés par ordre croissant du métamorphisme (il n'y a pas de corrélation entre les colonnes)	Ardoise		Porphyroïde		Prassinite	Protogine (Granite déformé)		Porphyroïde	Prassinite
	"Schiste" ou Phyllade				Amphibolite				Amphibolite
	Micaschiste	Quantzite	Leptynite		Marbre	Gneiss ou Gneiss œillé	Serpentinite	Leptynite	
	Gneiss								
	Migmatite		Migmatite		Migmatite	Migmatite		Migmatite	Migmatite
	Granite d'anatexie		Granite d'anatexie			Granite d'anatexie		Granite d'anatexie	

Figure 2: Roches métamorphiques des principales séquences.

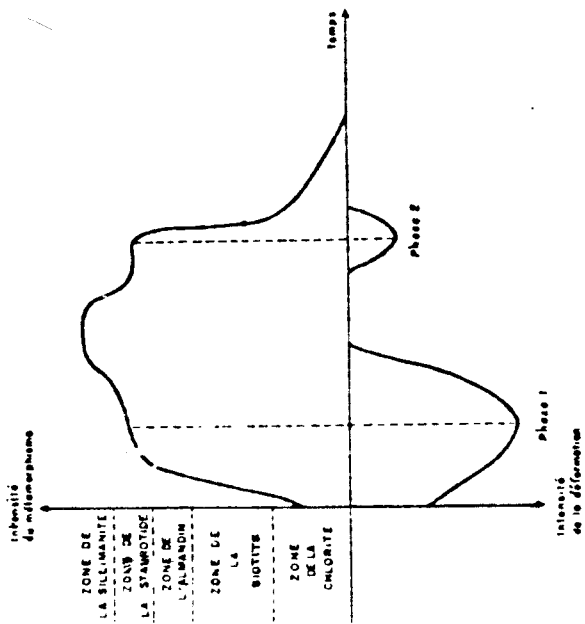
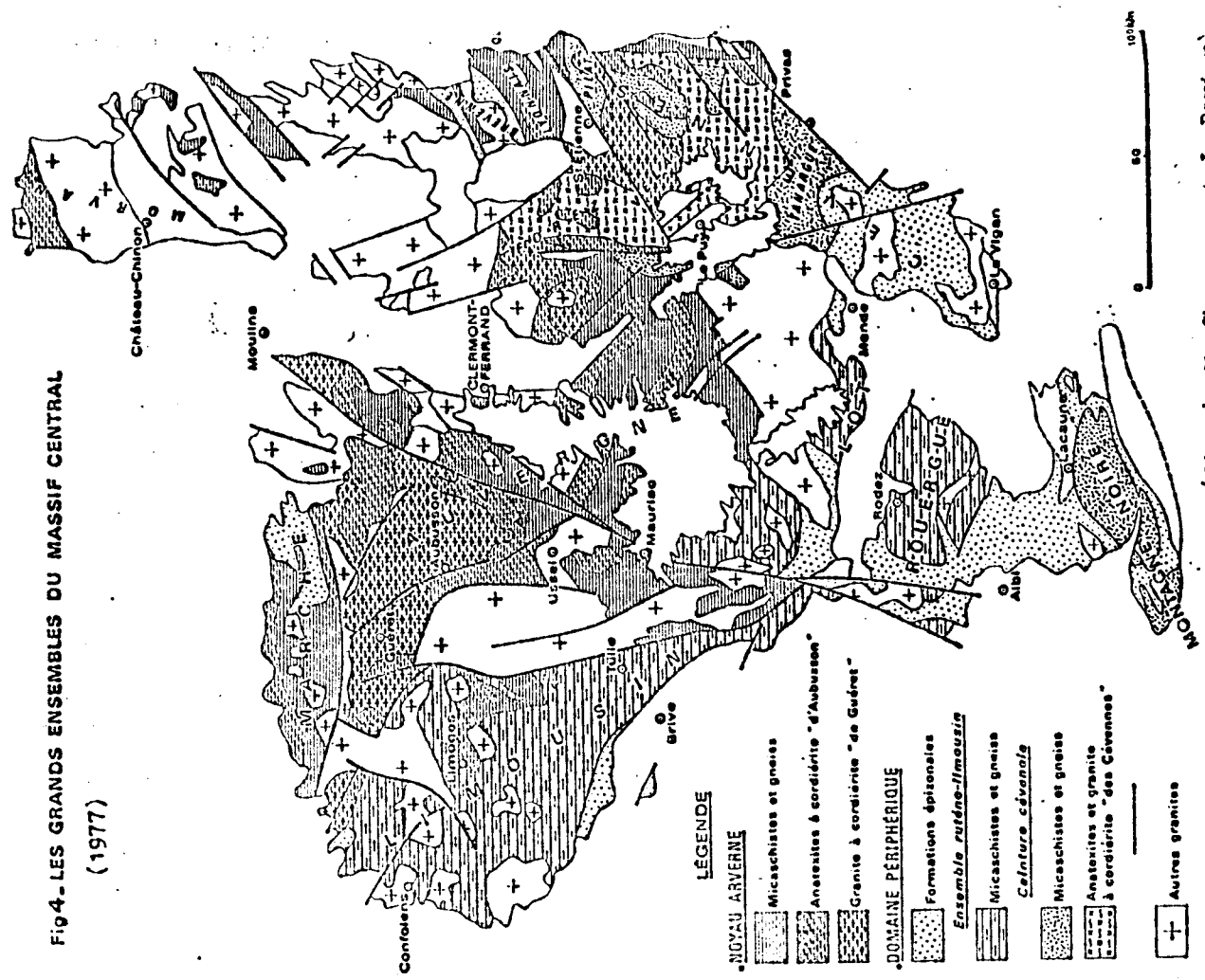


Fig. 5 : Relations entre l'intensité du métamorphisme et les phases de plissement dans un domaine de la chaîne hercynienne de Galicie (Espagne).  
 (in "Regards sur les Sciences de la Terre" Ann. C.R.D.P. Strasbourg, n°11, 1973)

Fig.4- LES GRANDS ENSEMBLES DU MASSIF CENTRAL (1977)



(d'après M. Chenevry et J. Ravier)

A partir de chaque roche initiale on obtient, dans un métamorphisme de plus en plus intense, une suite de roches qui constituent une séquence (fig.2).

### II.5 - Métamorphisme et Orogenèse

L'étude des roches métamorphiques montre qu'il existe des minéraux qui apparaissent au cours d'une transformation métamorphique synchrone d'une déformation (minéraux syntectoniques), antérieure à une déformation (antéctoniques) ou postérieure à une déformation (post-tectoniques). La figure 3 montre, en outre, les relations entre les intensités du métamorphisme et celles des déformations.

### II.6 - Migmatites et Anatexie

Lorsque l'intensité du métamorphisme dépasse la catazone, on entre dans le domaine de l'anatexie qui correspond à une fusion partielle des roches. Le résultat de cette fusion partielle sera un mélange de roches bien fondues, d'aspect granitique (mobilisat ou néosome) et de roches gneissiques à grain grossier, foliation plus ou moins marquée, souvent confuse. Les parties non fondues constituent les restites (paléosome).

Les migmatites ou anatexites peuvent être hétérogènes, riches en filons de nature granitique ou homogènes montrant des enclaves de roche non fondue (agmatites) ou un aspect "nébuleux" de la foliation (nébulites).

Lorsque la fusion est totale ou presque, on obtient un magma. De nature granitique, ce magma donne naissance à un granite d'anatexie.

## III - L'ARDECHE METAMORPHIQUE

### III.1 - Généralités

- En 1954, Jung définit dans le Massif Central français:
- un "noyau arverne", situé au NE, où les séries métamorphiques sont recouvertes en discordance par le Dévonien supérieur et le Dinantien;
  - des "chaînes périphériques", dans lesquelles le Dévon-Dinantien fait partie des séries métamorphiques;
  - des zones de "jointure", essentiellement granitiques.

Ultérieurement, des schémas plus ou moins inspirés du précédent ont été proposés (Collomb, 1969; Weisbrod, 1970; Roques, 1971; Forestier, 1971, Chenevoyet Ravier, 1968 à 1977; etc...). La plupart de ces schémas sont commentés dans Chenevoy et Ravier, 1977, (fig. 4).

En Ardèche, le noyau arverne, d'âge précambrien possible est représenté par la "Série métamorphique du Vivarais oriental" tandis que les chaînes périphériques (Cambrien à Carbonifère inférieur) par la "Série métamorphique du Vivarais occidental" (fig.5).

La "Série métamorphique du Vivarais oriental" occupe la rive droite du Rhône entre Privas et Andance. Elle se caractérise par un métamorphisme intermédiaire barrowien à disthène-sillimanite ou disthène-staurotide dit "de type lyonnais" (Chenevoy et Ravier, 1968). Ce métamorphisme serait d'âge cadomien (600 Ma environ).

La "Série métamorphique du Vivarais occidental" qui se développe à l'Ouest de la précédente jusqu'au-delà des limites du département, se caractérise par un métamorphisme "basse pression-haute température" à andalousite-cordiérite



dit de type "Pilat". Ce métamorphisme serait hercynien.

### III.2 - La série métamorphique du Vivarais occidental

#### III.2.1 - Lithostratigraphie (fig.6)

La succession lithostratigraphique de la série est la suivante de bas en haut :

1 - Anatexites claires à cordiérite ou grenat, leptynites et gneiss ocellés grossiers plus ou moins anatectiques avec quelques intercalations de gneiss sombres (1000 m. d'épaisseur);

2 - Gneiss sombres à sillimanite et cordiérite associés parfois à des amphibolites (50 à 300 m.);

3 - Leptynites claires stratifiées à sillimanite et muscovite parfois à gneiss ocellés (500 à 1000 m.);

4 - Gneiss et micaschistes fins à sillimanitecordiérite puis andalousite-cordiérite et enfin cordiérite seule surmontés de micaschistes à deux micas et albite ocellaire.

#### III.2.2 - Origine de la série

La série était, à l'origine, un ensemble sédimentaire détritique entrecoupé d'épisodes volcaniques acides et basiques.

Les sédiments détritiques grossiers (arkoses) et les produits éruptifs (vulcanites, tufs rhyolitiques ) ont donné les anatexites claires et les leptynites.

Les sédiments détritiques fins et argileux ont donné les gneiss sombres et fins.

Les roches volcaniques basiques ont donné les amphibolites.

#### III.2.3 - Métamorphisme

Le métamorphisme est d'intensité mésozonal à catazonal de type Abukuma: basse pression-haute température (BP-HT). Il est suivi par une anatexie qui va donner naissance au vaste "dôme migmatitique" du Velay (migmatites et granites d'anatexie). Le stage va découvrir la partie catazonale et anatectique de la série. La catazone est caractérisée par la paragenèse suivante : sillimanite - cordiérite - orthose. La muscovite accompagne localement la cordiérite. Le grenat almandin est rare et localisé dans les leptynites qui ne contiennent pas de cordiérite et dans les mobilisats. Les températures atteintes au sein du complexe leptyno-gneissique seraient 650° sous une pression d'eau de 3,3 à 3,5 Kb.

L'anatexie s'est largement développée à la base du système dans des conditions légèrement différentes  $T^{\circ} = 650^{\circ} - 700^{\circ}$ ;  $P = 3, Kb$ . Cordiérite et grenat se sont largement substitués à la sillimanite et à la biotite dans les anatexites et granites clairs inférieurs. Ces granites ( granites hololeucocrates hétérogènes et rubanés, granites leucocrates migmatitiques) relaient latéralement et en profondeur les anatexites claires, et appartiennent bien, de ce fait, à la série métamorphique du Vivarais occidental.

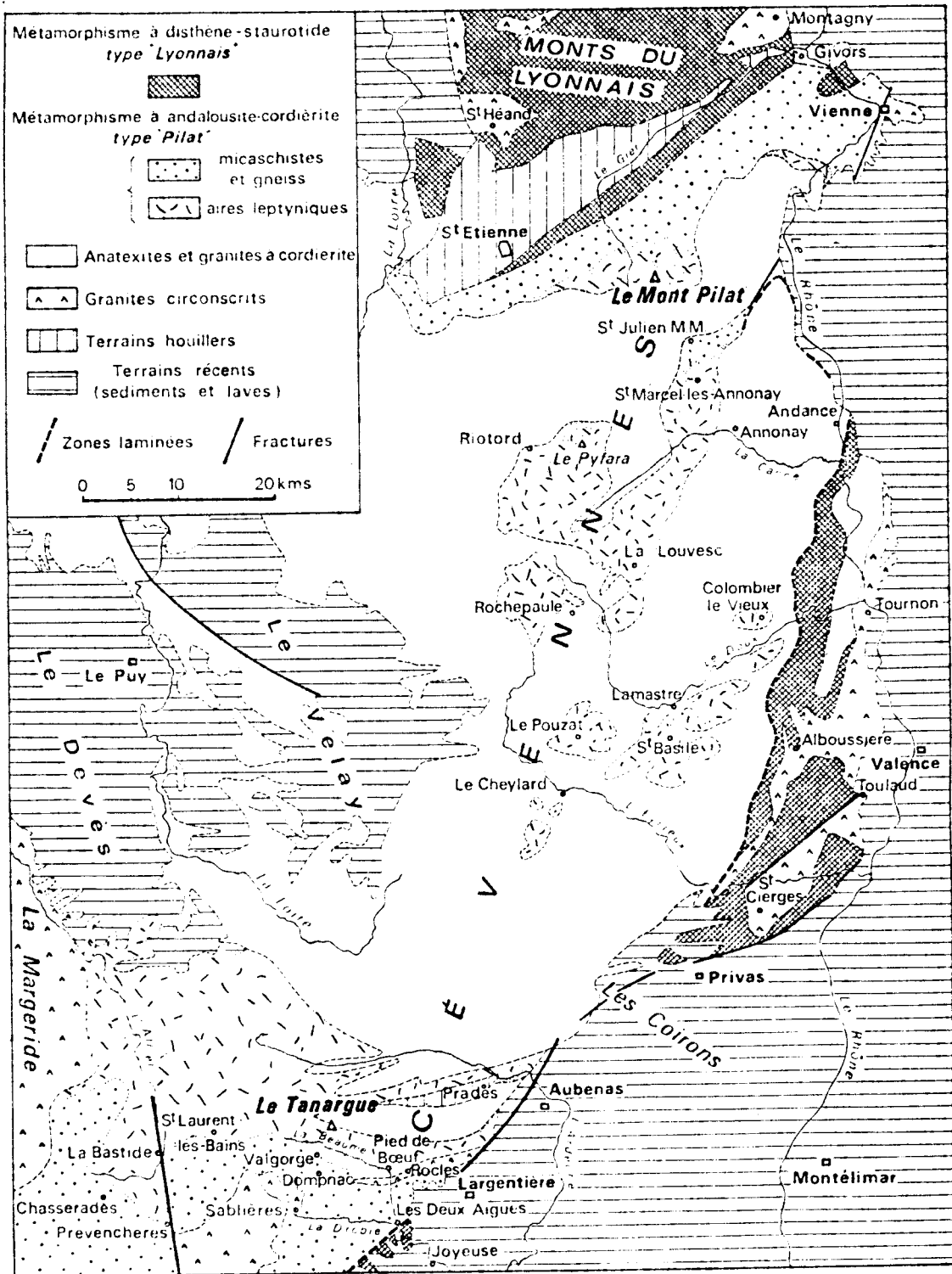


Fig. 4 Répartition des séries métamorphiques à disthène-staurotite et à andalousite-cordierite dans les Cévennes septentrionales et médianes. Extension des faciès leptyniques.

(in Chenevoy et Ravier, 1968)

### III.2.4 - Structures

La Série métamorphique du Vivarais occidental, lorsqu'elle n'est pas trop affectée par l'anatexie, montre des synformes plates d'axe NS (synformes du Pouzat, du Cheylard, etc.) qui s'appuient sur le môle granito-anatectique. Dans le détail, les déformations suivantes peuvent être observées:

- plis isoclinaux et plis-fractures synfoliaux, centimétriques à décimétriques;
- plis ouverts reprenant les précédents, décimétriques à métriques.

Dans les anatexites foliées, les plis d'écoulement disharmoniques sont très abondants.

L'ensemble du bâti est recoupé de grandes fractures subverticales SW-NE qui ont joué en décrochements généralement dextres.

### III.2.5 - Chronologie

Aucune datation absolue n'a été réalisée sur les roches métamorphiques de la région. Le métamorphisme basse pression-haute température serait hercynien. Des mesures radiométriques récentes par la méthode Rb/Sr de l'anatexie donne un âge westphalien (Carbonifère supérieur).

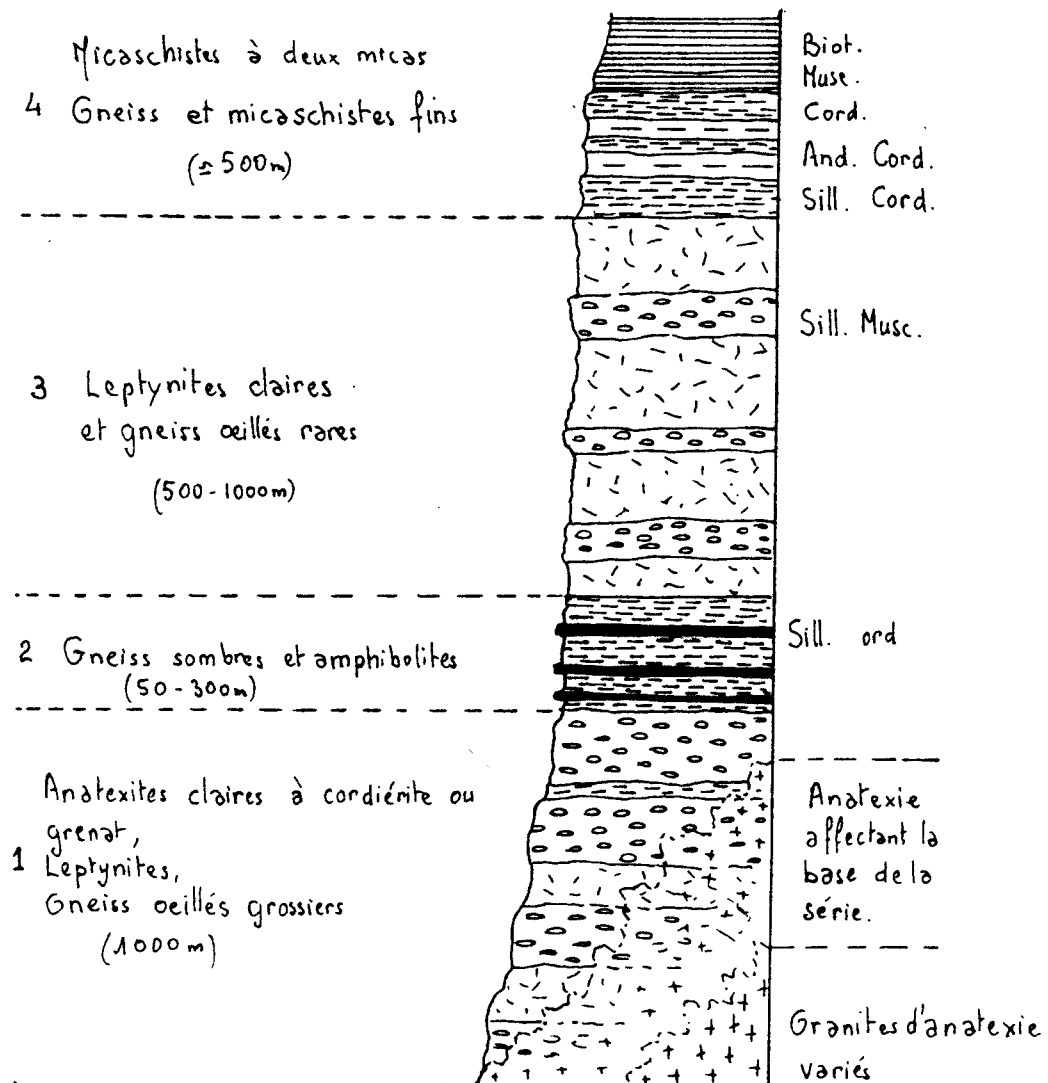


Fig. 6: Colonne lithostratigraphique schématique de la série métamorphique du Vivarais occidental.

## II - L'ARDECHE VOLCANIQUE

### I - INTRODUCTION

Comme pour le socle métamorphique nous allons tout d'abord présenter des généralités concernant le volcanisme puis nous étudierons les manifestations volcaniques que l'on rencontre dans le département.

Le volcanisme ardéchois représente l'extrémité sud-est de la province magmatique du Massif Central français. Il peut être subdivisé en deux ensembles :

- le volcanisme "ancien" (Mio-Pliocène) ou des "plateaux" représenté, du Nord-Ouest au Sud-Est, par les plateaux du Mézenc (secteur du Velay oriental) et du Goiron;

- le volcanisme "récent" (Quaternaire) ou des "vallées" qui occupe les vallées du Haut-bassin de l'Ardèche, une partie de la Haute-vallée de la Loire et quelques sites des Boutières.

Plus vers le Nord-Ouest, le volcanisme ardéchois se prolonge par les secteurs du Velay occidental (région du Puy et de l'Emblavés) et du Devés.

Le stage permettra d'étudier le volcanisme ancien dans les environs du Mézenc (Les Coirons ont été découverts lors du stage dans les environs de Privas en 1977) et le volcanisme récent dans la Haute-vallée de la Loire et dans les Boutières, en partie visité lors du stage dans les environs d'Aubenas en 1978.

### II - GENERALITES SUR LE VOLCANISME

#### II.1 - Volcanisme et Tectonique des plaques

Le développement important des Sciences de la Terre au cours de ces 20 dernières années a permis de démontrer que la croûte terrestre sur laquelle nous vivons est formée d'un certain nombre de "plaques" perpétuellement en mouvement les unes par rapport aux autres. Ces mouvements appelés au début du siècle, "la dérive des continents" sont responsables de la plupart des phénomènes géologiques majeurs : séismes, formation des chaînes de montagnes et volcanisme.

Les volcans ne se situent donc pas au hasard à la surface de la Terre. Cinq grands types de sites volcaniques sont actuellement définis (Brousse, 1984) :

1 - volcanisme en limite de plaques qui s'écartent ou volcanisme d'ouverture : rides médio-océaniques et rifts continentaux;

2 - volcanisme en limite de plaques qui convergent ou volcanisme de convergence : zones de subduction;

3 - volcanisme au coeur des plaques océaniques;

4 - Volcanisme au coeur des plaques continentales;

3 et 4 correspondent à un volcanisme intraplaque ou de "point chaud" (hot spot);

5 - volcanisme en limite de plaques qui coulissent ou volcanisme des failles transformantes.

Le volcanisme ardéchois correspond au site 4 : il s'agit donc d'un volcanisme intraplaque continentale.

## II.2 - Volcanisme et magmas

Les magmas, bains fondus de silicates qui vont donner les roches volcaniques peuvent naître de deux façons :

- fusion de la croûte avec production de magmas anatectiques "acides" de nature granitique;

- fusion partielle ou totale de la partie supérieure du manteau avec production de magmas "basiques" dont la différenciation peut également aboutir à la production de laves "acides".

Le premier type de fusion ayant été évoqué lors de l'étude du socle, nous détaillerons ici le second.

## II.3 - Volcanisme et séries volcaniques

L'étude des éruptions montre qu'il existe, à la surface de la Terre, une très grande variété de produits et de manifestations volcaniques. Cette variété est liée, d'une part à la diversité des sites sur lesquels on peut trouver les sites volcaniques et d'autre part à deux facteurs très importants : la différenciation magmatique et les phénomènes de contamination.

### II.3.1 - Différenciation magmatique

Elle peut se produire grâce à deux phénomènes qui peuvent être indépendants, ou, dans les cas les plus complexes, plus ou moins associés.

\* la fusion fractionnée : les études expérimentales actuelles montrent que les types pétrographiques importants ne sont pas toujours issus d'un seul magma parent (Girod, 1978). Si une augmentation de température apparaît dans le manteau, le phénomène de fusion se développe. La phase liquide produite par fusion se sépare continuellement du reste. Il en résulte une suite de liquides distincts qui peuvent ensuite évoluer pour leur propre compte. Il s'agit de la fusion fractionnée ou fusion partielle.

La fusion partielle peut se faire à des profondeurs variées donc sous des pressions plus ou moins élevées.

Les différences de magmas peuvent également être guidées par l'influence des fluides (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>).

\* la cristallisation fractionnée : dans un réservoir magmatique, lorsqu'un début de refroidissement apparaît, les premières cristallisations se produisent. Les liquides résiduels, après chaque précipitation cristalline, sont de plus en plus différents du magma originel. Ce phénomène est appelé cristallisation fractionnée. Les minéraux denses (olivine, pyroxène, etc.) descendent dans le fond de la chambre magmatique alors que les plus légers, sont entraînés vers la surface par les gaz.

### II.3.2 - Contamination

Au cours de la mise en place d'un magma dans des roches encaissantes, celui-ci peut subir des modifications locales de composition chimique par assimilation de roches encaissantes. Un phénomène identique se produit lorsque le contact a lieu entre deux magmas de nature différente (hybridation).

Certains auteurs considèrent que la contamination ne joue pas un rôle très important dans l'élaboration des magmas.

### II.3.3 - Les séries magmatiques

Différenciation magmatique et contamination sont deux phénomènes qui coexistent certainement dans les zones magmatiques. Ils conduisent à des successions de roches différentes les unes des autres tout en ayant certains caractères communs. De telles successions sont appelées séries ou lignées magmatiques.

Actuellement cinq séries ont été définies (fig. 7) pour les magmas issus de la fusion du manteau :

1 - tholéïtique; 2 - calco-alcaline; 3 - alcaline; 4 - transitionnelle; 5 - shoshonitique.

Chaque série évolue: des laves basiques vers les laves acides.

Il serait fastidieux dans le cadre du stage de décrire chacune de ces séries qui se caractérisent par des compositions chimiques et minéralogiques bien précises. Nous ne parlerons que de la série alcaline à laquelle appartiennent les laves rencontrées dans les environs du Mézenc.

### II.3.4 - La série alcaline

Caractérisée au plan chimique par un domaine bien précis du rapport  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$  (fig. ) cette série s'identifie au plan minéralogique par l'absence d'orthopyroxène, de pigeonite (clinopyroxène pauvre en Ca), et la présence d'olivine stable, de clinopyroxènes riches en Ti et Ca (hédénbergite,...), de feldspathoïdes (népheline, alcaline, leucite...), d'oligoclase, d'amphiboles hornblende, kaersutite).

Dans le détail il faut distinguer deux sous-séries selon le taux de sous-saturation en silice (série moyennement alcaline et série fortement alcaline) qui montrent deux nouvelles subdivisions en fonction de la teneur relative des alcalins : un groupe potassique ( $\text{NaO} / \text{K}_2\text{O} < 1$ ) et un groupe sodique ( $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} > 1$ ).

## II.4 - Produits d'émission et éruptions volcaniques

### II.4.1 - Produits d'émission

L'activité volcanique, traduite de diverses façons, se caractérise la plupart du temps par l'émission de trois types de produits : gaz, laves et pyroclastites.

\* les gaz : principal moteur des éruptions, les gaz sont toujours rejetés en grande quantité, représentant en volume et en poids, des dizaines, des centaines de fois l'émission des cendres et des laves vomies par l'édifice volcanique. D'une température pouvant atteindre  $1200^\circ\text{C}$  ces gaz sont essentiellement constitués de vapeur d'eau, de gaz carbonique, d'oxyde de carbone, d'hydrogène, d'acide chlorhydrique, d'hydrogène sulfuré, de dioxyde de soufre, etc.

\* les laves : la forme d'épanchement des laves est fonction de la viscosité de celles-ci.

Les laves riches en silice (acides) sont pâteuses à 700-860° C. Leur vitesse d'écoulement est de quelques mètres par heure. Elles donnent généralement naissance à des dômes ou à d'épaisses coulées à surface chaotique.

Les laves pauvres en silice (basiques) sont au contraire très fluides (t° entre 1000 et 1200°). Elles donnent naissance à des coulées qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de kilomètres de long (le maximum atteint est de 160km en Australie).

La surface de la coulée peut être lisse (lave pahoehoe), cordée, en tripes, en dalles, scoriacée (lave aa) ou en blocs.

Le refroidissement provoque une fissuration en prismes plus ou moins réguliers appelés "orgues basaltiques".

Lorsque la lave se met en place sous une tranche d'eau importante, une structure en "coussins" ou pillow-lavas apparaît.

\* les pyroclastites : il s'agit de fragments de lave ou d'anciennes roches arrachées à l'édifice volcanique ou au socle sur lequel il repose. En fonction de la taille de ces débris on distingue les blocs et les bombes (plus de 3cm.), les lapillis (de 30 à 2 mm.) et les cendres (moins de 2 mm.).

Les bombes, dont la plus grosse connue a 8,5 m. de diamètre (Mexique) prennent des formes très diverses : en bouse de vache, en fuseau, en croûte de pain.

les cendres produites en abondance peuvent obscurcir le ciel à proximité des volcans ou faire plusieurs fois le tour de la Terre dans la haute atmosphère.

Les pyroclastites pulvérulentes peuvent se souder pour donner des tufs, des cinérites, des brèches hétérogènes, etc.

#### II.4.2 - Les types d'éruption

Ils se distinguent en fonction des produits émis et de la façon dont ils sont émis. Un volcan peut, au cours de son existence présenter divers types de fonctionnement. On peut distinguer les principaux types suivants :

\* Hawaïen et fissural : basaltes très fluides, le long de fissures en fontaines de plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Immenses coulées. Volcan bouclier avec cône à pentes très douces. Lac de lave dans le cratère (îles Hawaï, Nyaragongo, Etna, Cantal).

\* Strombolien : activité tantôt explosive, tantôt effusive qui donne un cône où s'alternent les pyroclastites et les coulées de lave (Stromboli, Auvergne, Vivarais).

\* Vulcanien : violentes explosions avec pyroclastites très abondantes avec panache sombre en "choux-fleurs". Coulées rares et courtes (Vulcano, Indonésie, Japon).

\* Ultravelcanien : très grande abondance de gaz. Enormes explosions phréatiques ou phréatomagmatiques (contact magma brûlant-nappe d'eau). Cratères d'explosion parfois très importants entourés d'une couronne de cendres et blocs divers arrachés au soubassement (maar) et occupés par des lacs (Eifel, Pavin, Is-sarlés, ...).

\* Péléen : lave pâteuse en aiguille ou en dôme (Puy de Dôme, Sarcoui, Montagne Pelée à la Martinique), sucs phonolitiques.

\* A nuées ardentes : avec gigantesque nuage de cendres brûlantes (350° C) et blocs de toutes dimensions se déplaçant à très grande vitesse (150Km/h). Après l'éruption les pyroclastites se soudent en nappes d'ignimbrites (Montagne Pelée, Mont Saint Helens).

\* Effondrement : cône effondré après rupture du toit du réservoir magmatique vidé de ses laves = caldeira (Vésuve, Santorin, Vestide du Pal).

### III - LE VOLCANISME ARDECHOIS

#### III.1 - Le volcanisme ancien (J. Mergoil, 1980)

##### III.1.1 - Introduction

Les formations du volcanisme ancien appartiennent au district du Velay oriental qui est situé dans un secteur du Massif Central où le craton hercynien a subi sa plus grande surrection et s'est fortement fracturé en horsts et grabens. Les venues magmatiques sont étroitement liées aux lignes de fractures (fig. 8).

Dans le paysage un violent contraste existe entre le versant méditerranéen situé à l'Est du Mont Mézenc (1754 m.) et le versant atlantique à l'Ouest. La forte érosion du versant méditerranéen dissèque la carapace volcanique (Saint-Clément) alors que sur le versant tourné vers le bassin du Puy, les coulées sont faiblement entaillées (vallée de La Gazeille). Quel que soit le versant, un trait commun du paysage est représenté par les reliefs phonolitiques qui constituent tous les sommets : Gerbier de Jonc, Mont Mézenc, Suc de Sara, Montagne d'Alambre, etc.

La série magmatique est de type alcalin à deux séquences individualisées au cours de la différenciation l'une fortement alcaline sodique et l'autre moyennement alcaline non déficitaire en silice.

##### III.1.2 - Cadre structural

Les formations volcaniques du Velay oriental s'ordonnent en trois secteurs (fig. 8) : le graben de l'Emblavès au NW, le graben des Boutières au SE et le plateau s'étendant entre Les Estables et Fay-sur-Lignon. C'est la partie orientale de ce système (horst des Estables et graben des Boutières) qui nous intéresse.

Ce dispositif est contrôlé par une tectonique cassante. Le graben des Boutières est limité par deux grands accidents : au SW la faille du Gerbier de Jonc et au NE la faille de l'Eyrieux. Ce graben n'a pas été comblé de sédiments comme celui de l'Emblavès (bassin du Puy) car sans doute récent. De ce fait, les structures volcaniques y sont profondément dégagées.

La répartition géographique des formations n'est pas aléatoire. Les laves alcalines différenciées (trachytes, phonolites) sont principalement localisées dans les grabens avec des intrusions alignées sur les fractures, des dômes (sucs), des dômes-coulées et rarement des coulées grossières à gros blocs. Les laves "basaltiques" constituent le plateau avec des entablements pouvant comporter jusqu'à 12 coulées (Saint-Clément). L'érosion a parfois dégagé les parties profondes de certains édifices qui montrent alors une structure hypovolcanique (système annulaire de Sara)



### III.1.3 - Pétrologie-Pétrographie (Mergoïl, 1980; Lebrat, 1981)

La série du Velay oriental est une série alcaline très différenciée (fig. 9, 10, 11). Deux séquences sont présentes:

\* la séquence fortement alcaline sodique (87% en surface). Elle comprend les termes majeurs suivants : "basaltes" (basaltes alcalins, basanites, hawaïtes), trachytes sombres (mugéarites, benmoréïtes), trachytes clairs et phonolites. La cristallisation fractionnée serait le mécanisme prépondérant dans l'apparition de cette séquence.

\* la séquence moyennement alcaline (13% en surface) comprend deux termes seulement : trachytes sub-alcalins et rhyolites.

#### \* minéralogie :

- "basaltes" : olivine, clinopyroxène (augite titanifère) en macrocristaux. Mésostase : plagioclase, feldspaths alcalins, biotite, analcime et/ou néphéline, olivine, clinopyroxène.

- trachytes sombres : couleur grise, structure aphanitique (sans cristal visible à l'oeil nu) et trachytique (microlitique fluidale), débit en lauzes. Amphibole fréquente (hornblende, kaersutite), sanidine, mésostase vitreuse peu abondante. Parfois (benmoréïtes), oligoclase et clinopyroxène (hédénbergite).

- trachytes clairs : roches holocristallines à structure trachytique porphyrique et à débit en lauzes très net. Phénocristaux d'augite puis d'augite aegyrienne, sphère, apatite, feldspathoïdes cubiques (noséane-sodalite).

- phonolites alcalines à aégyrine ou agpaïtiques (ordre inversé de cristallisation) : feldspaths alcalins zonés, néphéline et aégyrine (clinopyroxène).

- trachytes sub-alcalins : amphibole (hornblende basaltique), plagioclases, apatite, feldspathoïdes (sodalite-noséane). Zéolites abondantes dans la mésostase.

- rhyolites : quartz, plagioclase acide, biotite.

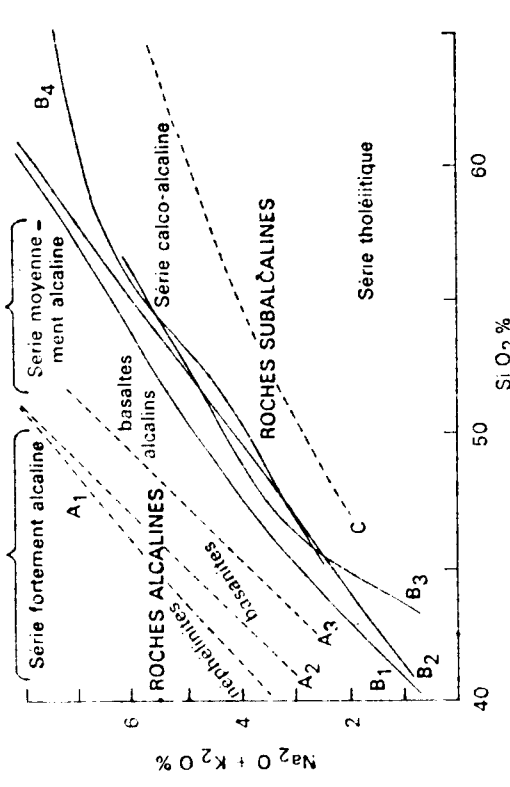
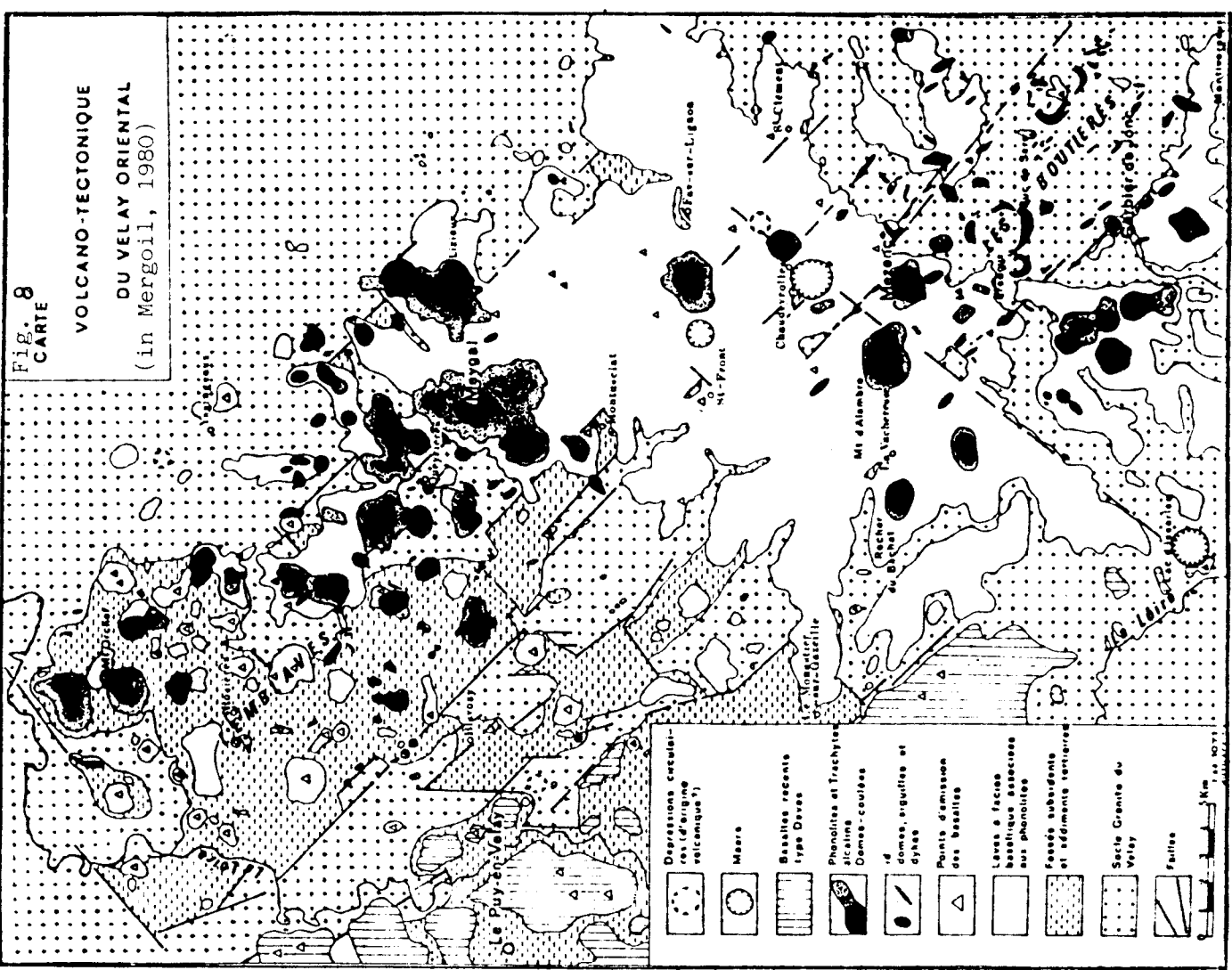
### III.1.4 - Chronologie

Les observations de terrain montrent que les premières émissions basaltiques ont occupé les zones en creux d'une pénéplaine taillée dans le socle cristallophylien. Elles ont recouvert par endroits des épandages d'alluvions fluviales et des dépôts lacustres à plantes d'âge miocène (Gourgouras, Cornuscles, Le Monastier, etc.).

Les laves basaltiques en coulées ainsi que les formations pyroclastiques localement abondantes (cirque des Boutières), restes de cônes de projections à faciés strombolien sont recoupées par les trachytes sombres qui forment des dykes et les horizons supérieurs du plateau du Mézenc. A cette phase fissurale succèdent les phonolites.

Des datations absolues (méthode K-A) confirment cette chronologie relative et permet de situer les trachytes sub-alcalins de l'Emblavès et les rhyolites du Mézenc :

- 10 à - 8 Ma : volcanisme basaltique, coulées et nappes formant la base



**Fig. 7** (in "Les Roches volcaniques", Girod, 1978)

**Diagramme  $Al_2O_3/SiO_2$  indiquant la position des différentes séries magmatiques.** La limite entre le domaine des laves alcalines et celui des laves subalcalines varie selon les auteurs :

- $B_1$  d'après IRVINE et BARAGAR (1971);  $B_2$  d'après MACDONALD et KATSURA (1964);  $B_3$  d'après HYNDMAN (1972);  $B_4$  d'après KUNO (1968). La courbe C sépare le domaine des laves de la série calco-alcaline de celui de la série tholéitique (d'après KUNO, 1968). La courbe  $A_1$  sépare le domaine des laves fortement alcalines (néphélinites et mélihlites) de celui des laves moyennement alcalines (basanites et basaltes alcalins) d'après SCHWARZER et ROGERS, 1974; la courbe  $A_2$  sépare le domaine des basaltes de celui des néphélinites (SAGGERSON et WILLIAMS, 1964); et  $A_3$  celui des basaltes des basaltes alcalins (STRONG, 1972).

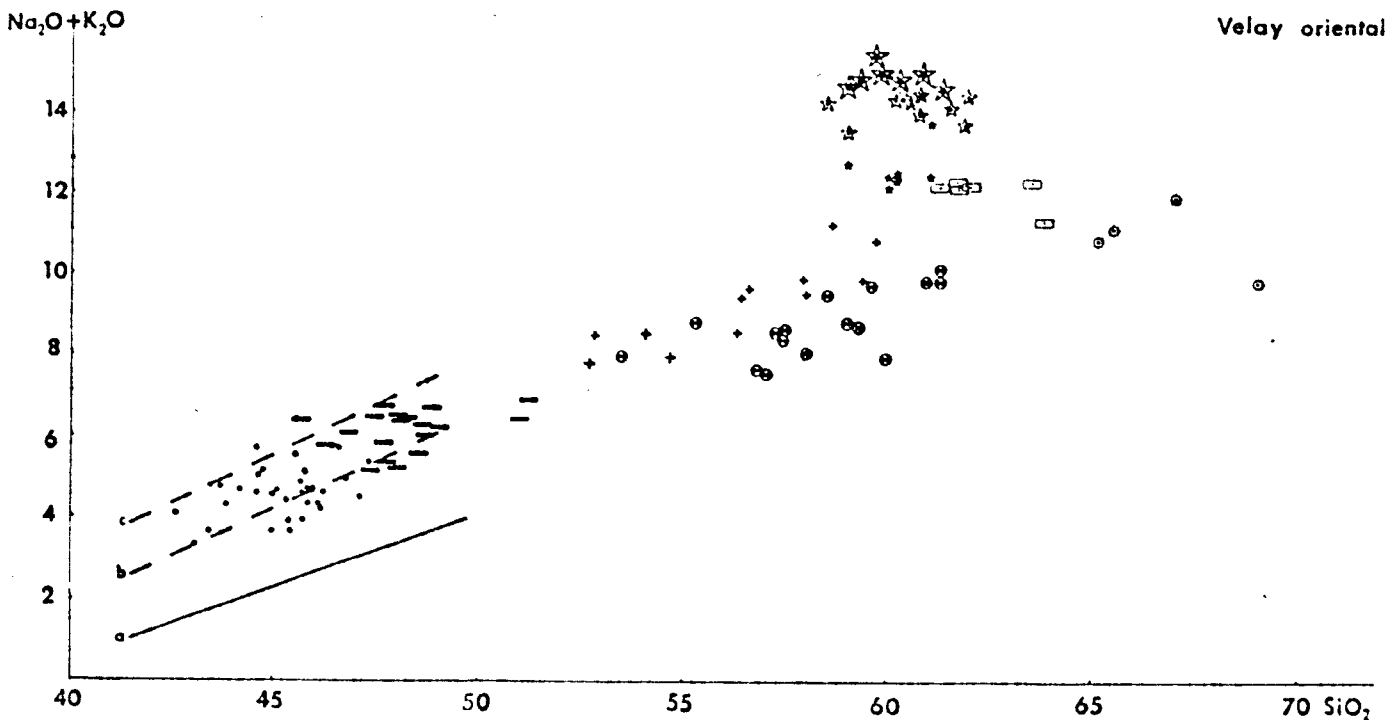


Fig. 9 a) — Diagramme  $SiO_2/(Na_2O + K_2O)$

Diagram  $SiO_2/(Na_2O + K_2O)$

a — limite des séries alcalines (Macdonald et Katsura, 1964)  
 b et c — lignes séparant les domaines des basaltes alcalins (inférieur à b) et des basanites (inférieur à c)  
 d'après D.F. STRONG Geol. Soc. Amer., 83, 389-406 (1972)

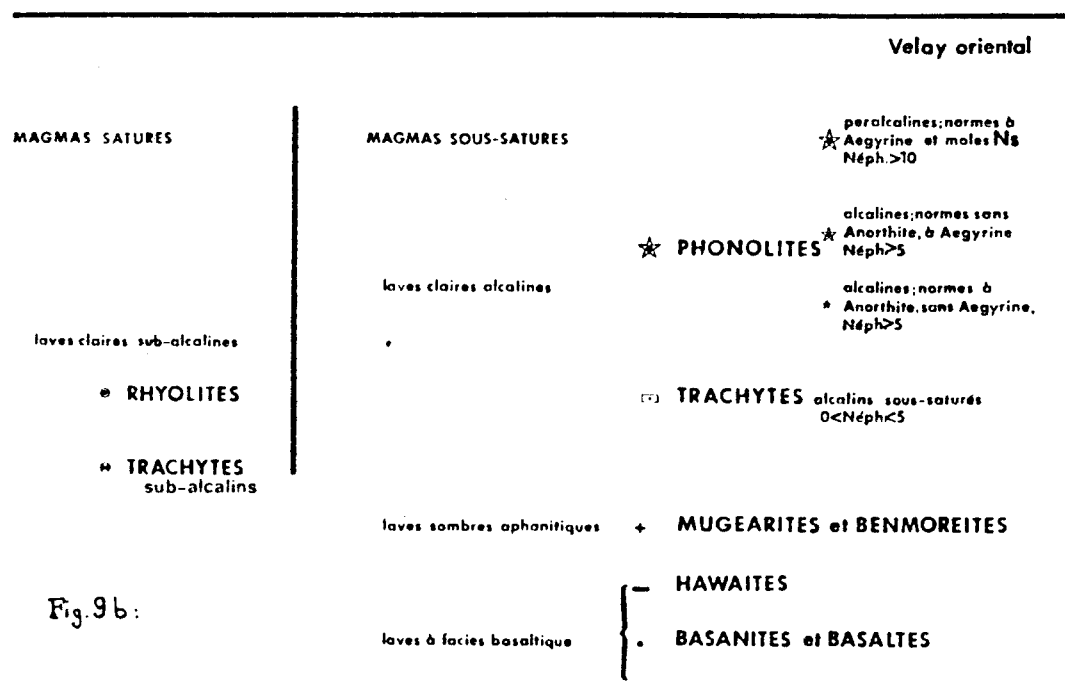


Fig. 9 b:

Fig. 9: Les Laves du Velay oriental (in Mergoil, 1980)

Analyses chimiques des laves du Velay oriental

	ME13	ME06	ME07	ME11	ME08	ME18	ME24	ME14	ME28	ME09	ME10
SiO2	45.93	44.58	45.17	45.69	45.95	46.74	47.05	46.29	49.00	57.15	58.13
Al2O3	13.90	14.30	14.71	14.43	15.67	16.08	16.31	16.33	17.66	18.33	18.85
Fe2O3	12.85	12.96	12.61	11.60	12.74	12.17	11.00	10.67	11.56	5.45	4.58
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.17	0.18	0.19	0.18	0.17	0.19	0.19	0.20	0.20	0.18	0.17
MgO	5.66	7.77	7.04	7.99	5.05	4.92	3.60	3.73	3.58	1.20	0.81
CaO	11.15	9.60	9.47	9.40	8.58	8.31	8.34	8.48	7.28	3.87	3.11
Na2O	2.30	3.42	3.11	3.42	3.64	4.06	3.84	4.53	3.75	6.05	6.65
K2O	0.48	1.00	0.92	1.01	1.05	1.62	1.58	2.23	2.09	4.02	4.33
TiO2	3.18	3.34	3.08	3.00	3.15	3.02	2.72	2.74	2.60	1.13	1.01
P2O5	0.08	0.70	0.74	0.73	0.93	0.97	0.85	1.23	0.95	0.32	0.22
H2O+	0.91	0.25	0.89	0.48	0.83	0.34	1.46	0.27	0.28	0.45	0.35
H2O-	2.58	1.46	2.05	1.85	2.04	1.15	2.09	2.61	0.11	0.95	0.86
Somme	99.19	99.56	99.98	99.78	99.80	99.57	99.03	99.31	99.05	99.10	99.07
Li	8	7	8	7	7	7	11	15	10	10	14
Rb	32	47	54	60	53	51	72	60	56	100	116
Sr	742	742	833	788	950	945	1318	1180	1084	1055	832
Ba	600	540	565	700	650	675	770	790	828	1400	1355
K	3985	8302	7637	8385	8717	13449	13117	18513	17350	33372	35946
V	269	271	242	243	215	199	143	143	133	18	18
Cr	320	218	180	277	48	33	19		9	4	4
Co	60	43	42	41	33	30	23	22	22	3	3
Ni	218	96	112	151	34	26	19		15	4	4
Cu	49	45	39	92	20	19	12	12	10	1	1
Zn	99	104	106	128	119	118	116	117	127	114	107

Fig. 10: Analyse chimique de quelques laves du Velay oriental (in Lebrat, 1981).

APAT	0.17	1.48	1.58	1.55	1.98	2.04	1.84	2.63	1.99	0.67	0.46
ILME	6.40	6.58	6.12	5.93	6.26	5.93	5.48	5.47	5.07	2.21	1.97
ORTH	3.00	6.11	5.67	6.19	6.48	9.87	9.88	13.81	12.65	24.21	26.23
ALBI	20.58	20.45	25.29	24.20	31.03	27.99	32.77	24.29	32.50	48.09	49.07
ANOR	27.69	21.43	24.47	21.83	24.35	21.52	23.91	18.48	25.79	11.28	9.01
NEPH	0.00	5.14	1.17	3.16	0.61	4.03	0.88	8.60	0.00	2.45	4.67
MAGN	2.31	2.26	2.28	2.26	2.28	2.25	2.31	2.29	2.23	2.24	2.24
DICA	12.66	9.96	8.47	9.35	6.16	6.47	6.23	7.73	2.45	2.77	2.32
DIMG	6.49	5.75	4.75	5.70	3.03	3.22	2.86	3.70	1.07	1.22	1.03
DIFE	5.83	3.74	3.37	3.12	3.02	3.11	3.31	3.91	1.38	1.54	1.28
ENST	6.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.04	0.00	0.00
FERS	5.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.63	0.00	0.00
FORS	1.43	9.95	9.45	10.43	7.05	6.57	4.62	4.20	4.21	1.29	0.72
FAYA	1.41	7.14	7.41	6.30	7.75	6.99	5.91	4.90	6.00	1.81	0.99
D.I.	23.58	31.70	32.13	33.55	38.12	41.89	43.53	46.70	45.15	75.49	30.40
S.I.	26.59	30.89	29.72	33.26	22.46	21.60	17.98	17.63	17.06	7.18	4.95
Mg/Fe	46.60	54.29	52.51	57.70	43.99	44.47	39.33	40.92	38.03	30.39	25.95

Fig. 11: Normes C.I.P.W. de quelques laves du Velay oriental (in Lebrat, 1981).

ME13 à ME11: Basaltes plus ou moins riches en olivine.  
 ME8 à ME14: Hawaïtes.  
 ME28 : Mugéarite.  
 ME09 : Benmoréite.  
 ME10 : Trachyte.

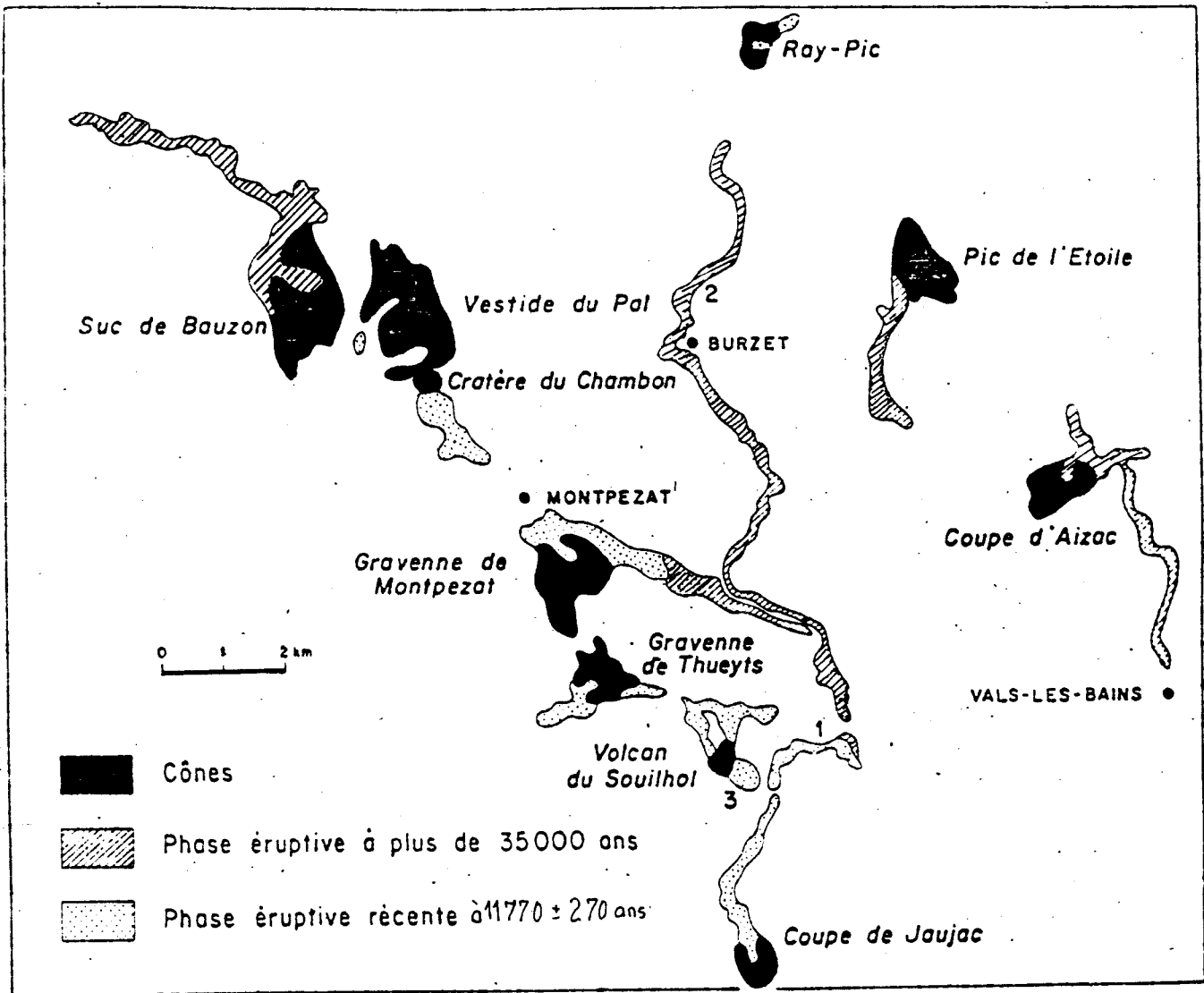


Fig.12. Localisations respectives des divers volcans quaternaires de l'Ardèche : les deux phases éruptives. 1 à 3 : Datations absolues. 1. datation  $^{14}\text{C}$  à 11 770 ans  $\pm$  270 (en 1975).

2 et 3. : Datations à plus de 35.000 ans (Berger et al., 1975). Le détail des observations effectuées au point 1 sont représentés sur les figures 3A et 3B.

(in Berger, 1978, légèrement modifié).

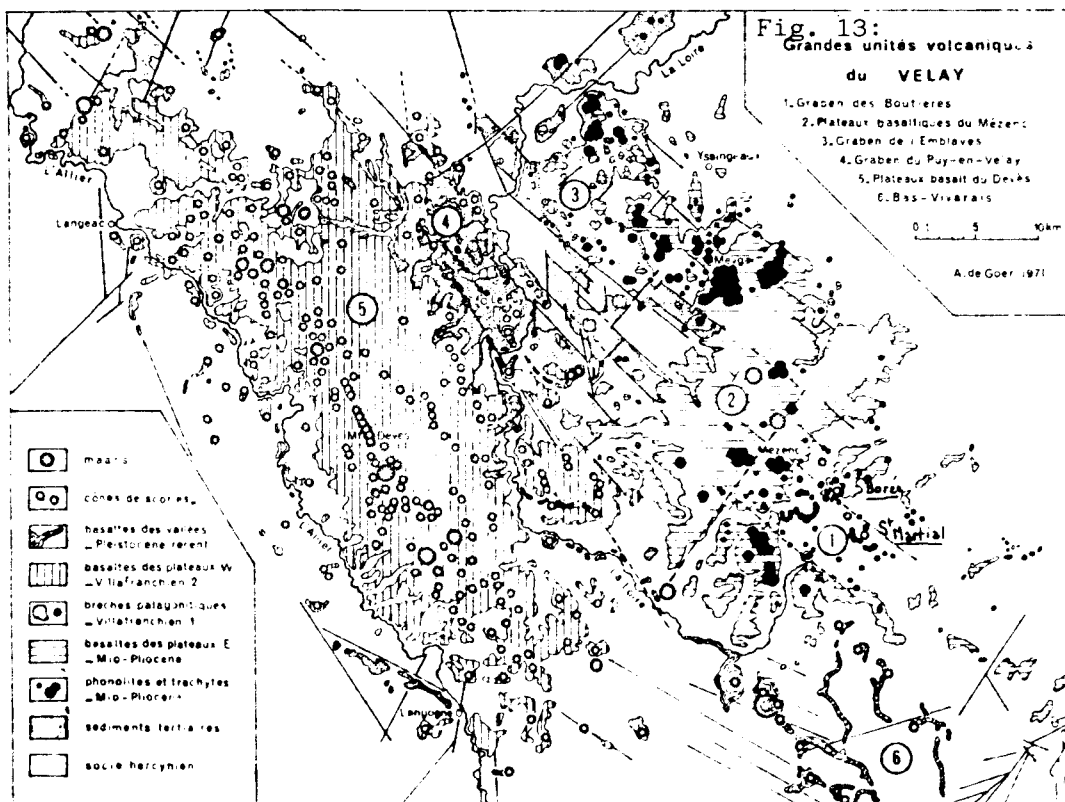


Fig. 13: Grandes unités volcaniques du VELAY

1. Graben des Boutières
2. Plateaux basaltiques du Mézenc
3. Graben de l'Embleve
4. Graben du Puy-en-Velay
5. Plateaux basalt du Devès
6. Bas-Vivarais

0 : 5 10km

A. de Goer, 1971

des plateaux;

- 8 à - 7 Ma : volcanisme différencié fissural responsable des niveaux supérieurs du plateau;

- 7 à - 6 Ma : volcanisme différencié : trachytes clairs et phonolites.

Trachytes sub-alkalines : - 9,5 à - 8,5 Ma

Rhyolites : - 8,8 Ma.

Par les âges absolus on constate que trachytes sub-alkalins et rhyolites forment bien une séquence particulière dans la série et se sont individualisés avant la phase différenciée de la séquence alcaline fortement sodique qui a conduit aux phonolites.

L'activité volcanique ancienne se termine en Velay oriental par quelques épisodes explosifs très violents de type phréatomagmatique. Les structures correspondantes; maar ou diatrèmes ont découpé à l'emporte-pièce le socle cristallin (Issarlès), ou le plateau formé par la superposition des coulées de laves antérieures (Chaudeyrolles, Saint-Front). Quelques phases effusives tardives associées ont donné des basaltes très sous-saturés.

### III.2 - Le volcanisme récent (Berger, 1973, 1975)

#### III.2.1 - Localisation

Essentiellement représenté dans le Haut-bassin de l'Ardèche (fig.12), ce volcanisme montre également des témoins importants dans le Haut-bassin de la Loire (Vestide du Pal, Suc de Bauzon, etc.) et quelques vestiges dans les Boutières (Saint Martial, Borée) (fig. 13).

#### III.2.2 - Dynamisme

Le volcanisme s'est manifesté à partir d'une douzaine d'appareils alignés selon les fractures majeures affectant le socle cristallin. La plupart sont de type strombolien (Bauzon, Jaujac, Saint-Martial,...) tandis que certains témoignent d'une activité vulcanienne parfois prépondérante (Vestide du Pal, Ray-Pic). Il est possible de noter encore quelques épisodes d'activité hawaïenne (Vestide du Pal, Jaujac, Bauzon).

#### III.2.3 - Pétrologie

Les produits émis (coulées et projections) sont constitués par des basanitoïdes (basanite à feldspathoïde virtuel dans le verre). Le pourcentage de feldspathoïde virtuel (néphéline) est généralement supérieur à 10 ce qui indique un magma basaltique nettement sous-saturé en silice. Les laves se rangent donc dans la série fortement alcaline sodique à faible teneur en  $\text{SiO}_2$  (fig. 14).

Ce magma proviendrait de la fusion partielle des péridotites du manteau supérieur. Les laves remontées ne sont pas différenciées et sont, pour la plupart, riches en nodules de péridotites (olivine).

#### III.2.4 - Chronologie

Une chronologie relative peut être établie grâce à l'étude des relations mutuelles des coulées. Ainsi, à Pont-de-Labeaume, la coulée du Souilhol qui a déjà barré la vallée du Lignon à la coulée de Jaujac recouvre la coulée du Ray-Pic. Vers Montpezat, la coulée du Ray-Pic supporte celle de la Gravenne.

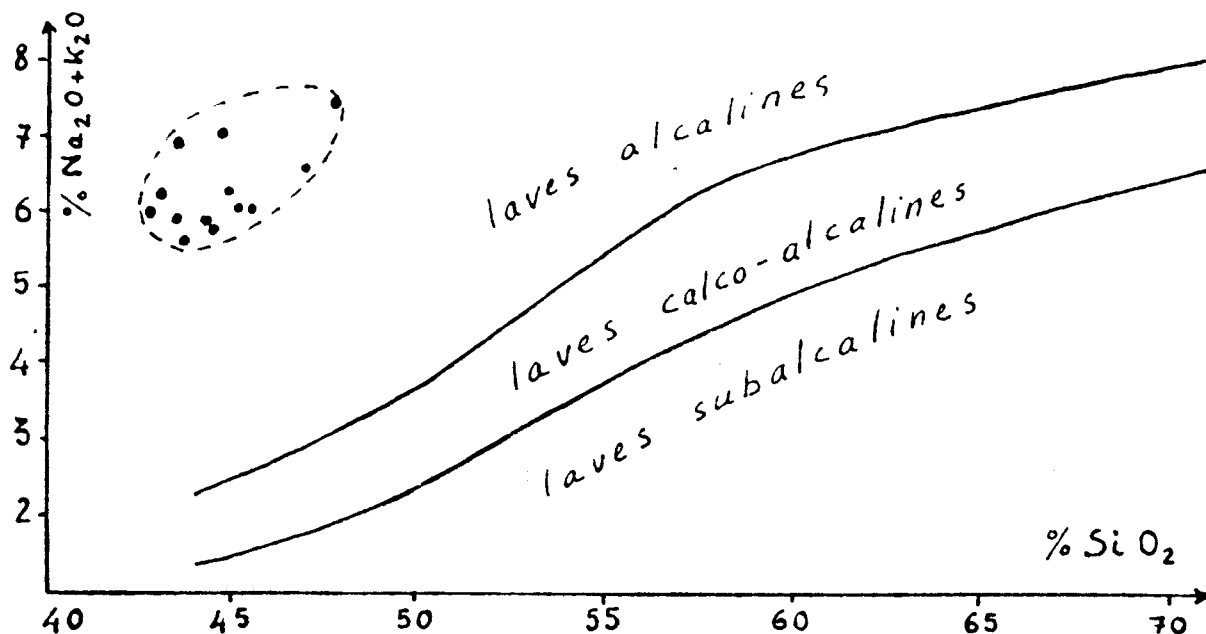


Fig. 14a: Position des laves quaternaires d'Ardèche sur le diagramme de Kuno (in Michel, 1978).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Si O <sub>2</sub>	47,75	45,50	43,60	44,90	45,2	46,90	43,60	43,00	42,60	43,60	44,15	44,15	45,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,50	13,35	15,80	12,85	12,35	16,05	14,00	13,50	13,05	14,10	13,35	12,85	15,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,75	5,35	5,65	5,75	3,70	6,40	4,70	5,20	4,95	5,05	4,50	4,45	7,20
Fe O	5,80	5,75	6,25	5,25	6,70	4,50	6,40	6,10	6,65	6,75	6,85	6,70	4,75
Mg O	7,55	11,90	8,30	13,30	14,00	8,05	12,90	12,40	12,50	11,70	11,35	13,65	6,55
Ca O	8,75	9,40	10,00	9,30	9,05	8,55	10,20	10,30	10,80	10,35	10,60	9,40	7,70
Na <sub>2</sub> O	5,25	4,20	5,00	4,40	4,20	4,60	4,30	4,45	4,00	4,00	4,25	4,05	4,90
K <sub>2</sub> O	2,25	1,85	1,95	1,95	1,85	2,00	1,40	1,90	2,05	1,90	1,60	1,80	2,30
Ti O <sub>2</sub>	2,35	1,90	2,50	1,60	1,70	2,50	2,10	2,30	2,45	2,05	2,25	2,30	2,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,90	0,75	0,80	0,80	0,70	0,65	0,85	0,80	0,80	0,80	0,80	0,75	1,15
Mn O	0,20	0,20	0,25	0,25	0,20	0,20	0,20	0,25	0,25	0,20	0,20	0,20	0,20
H <sub>2</sub> O -	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,30
H <sub>2</sub> O +	0,05	0,15	0,35	0,00	0,00	0,10	0,10	0,00	0,10	0,15	0,05	0,05	0,25
<b>Total</b>	<b>100,10</b>	<b>100,30</b>	<b>100,60</b>	<b>100,35</b>	<b>99,65</b>	<b>100,50</b>	<b>100,75</b>	<b>100,20</b>	<b>100,20</b>	<b>100,65</b>	<b>100,45</b>	<b>100,35</b>	<b>100,15</b>
% Néph.	15,05	12,76	19,38	15,05	14,77	9,37	16,19	20,16	18,40	16,19	10,77	14,20	9,94

Fig. 14b: Analyse chimiques des laves quaternaires de l'Ardèche (in Michel, 1978).

1 - Suc de Bauzon; 2 - Vestide du Pal; 3 - Le Chambon; 4-5 - Ray-Pic; 6 - Gravenne de Montpezat; 7 - Gravenne de Thueyts; 8 - Gravenne du Souilhol; 9 - Coupe de Jaujac; 10-11 - Coupe d'Aizac; 12 - Pic de l'Etoile; 13 - Pic de l'Etoile.

Les datations absolues au C14 sur des paléosols et bois fossiles trouvés sous ou entre les coulées de lave ainsi que l'étude du paléomagnétisme permettent de répartir les manifestations volcaniques en deux phases:

- une phase comprise entre 33.000 et 23.000 ans a.v.j.c.:  
Bauzon, Ray-Pic, Aizac, Montpezat p.p., Pic de l'Etoile;

- une phase à 11770  $\pm$  270 ans: Vestide du Pal, Montpezat p.p.,  
Thueyts, Jaujac, Souilhol, le Chambon.

Nous ne savons pas à quelle phase appartient l'activité volcanique récente de Saint-Martial et de Borée

### III.3 - Cadre géodynamique du Volcanisme ardéchois

Nous avons déjà vu que le volcanisme du Massif Central français est de type intraplaque continentale. Il se caractérise par les étapes suivantes (fig. 15):

1. bombement de la surface de la croûte dont la partie axiale s'effondre en un rift;
2. bombement sous-jacent du manteau et relèvement de l'asthénosphère;
3. arrêt de l'asthénosphère sous la croûte rigide et étalement "en champignon". Le volcanisme linéaire commence.

Dans le Massif Central (fig. 16), ce champignon s'étalerait depuis le sillon houiller jusqu'à sa bordure orientale. A ce stade, une nouvelle fracture de la croûte se ferait selon une étoile à trois branches (Brousse, 1984). Cette fracturation et le volcanisme alcalin associé débuteraient à 22 Ma et auraient deux phases postérieures à 7,8 Ma (principale activité du Cantal) et à 2,3 Ma (principale activité du Mont-Dore). Le volcanisme progresserait à l'extrémité des trois branches au fur et à mesure de l'étalement du champignon: au Nord avec la chaîne des Puys; au Sud, avec Agde et Olot; au Sud-Est avec le Velay oriental et l'Ardèche.

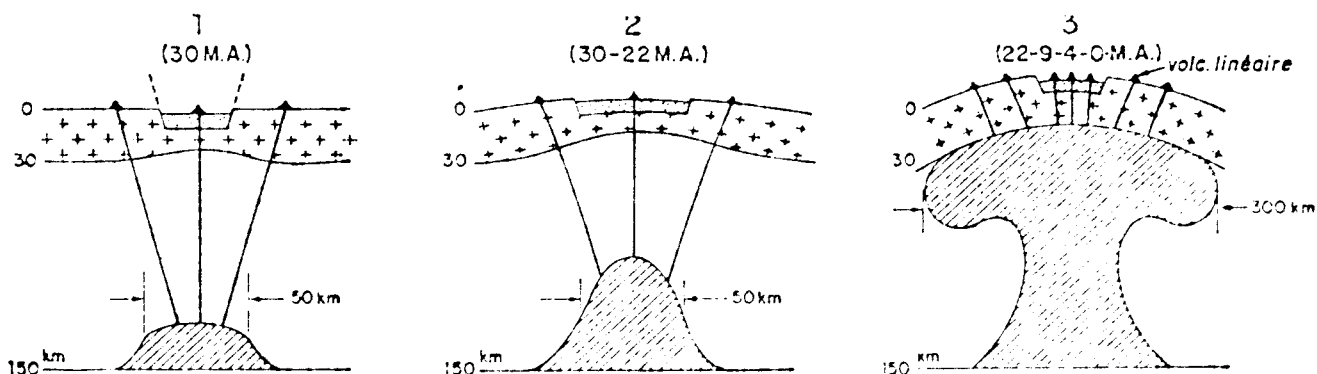


FIG. 15 -- Evolution du volcanisme intracontinental. En 1 : initialisation de la montée diapirique et ouverture des rifts avec volcanisme associé. En 2, la montée s'accroît. En 3, arrêt de l'asthénosphère sous la croûte rigide et son étalement sur 300 km de diamètre. Le volcanisme linéaire débute (selon Lucarone et al., 1982, modifié in Brousse et Bellon, 1983).



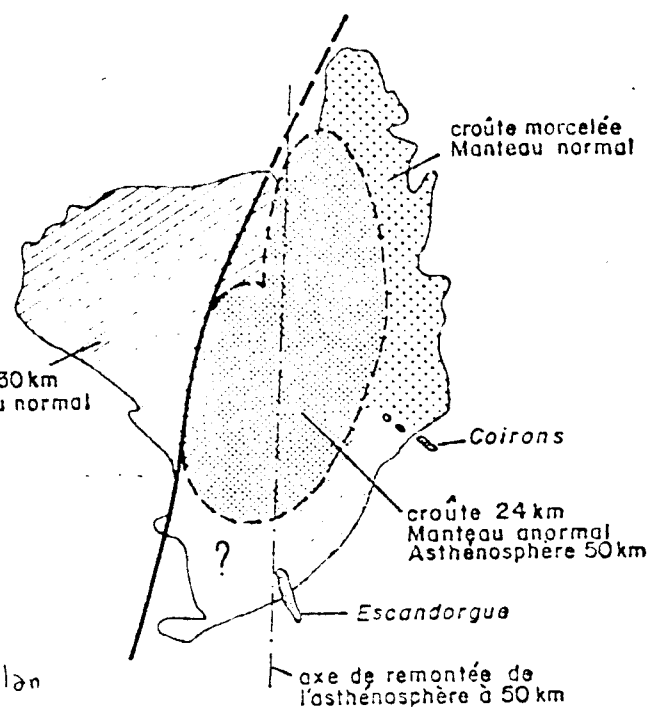
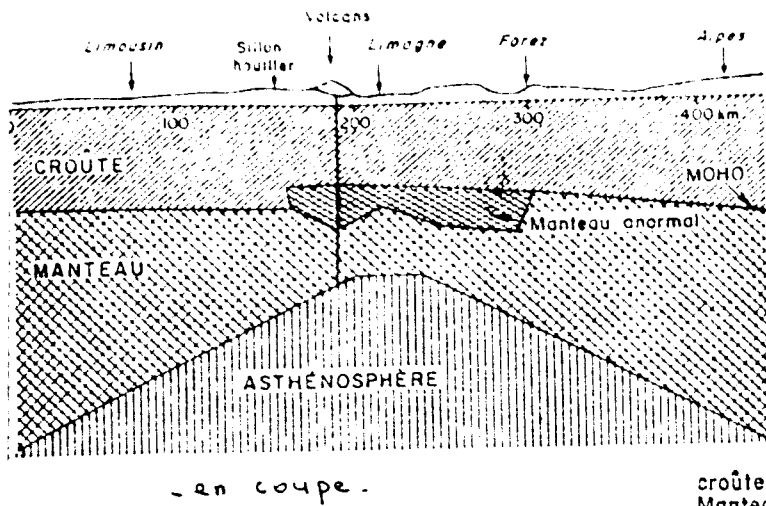


Fig. 16 — Remontée de l'asthénosphère de 50 km environ, suivie d'une remontée amortie (5 km) du Moho limitant un manteau anormal, elle-même à la verticale d'une surface bombée effondrée en rift axial [d'après Perrier et Ruegg, 1974].

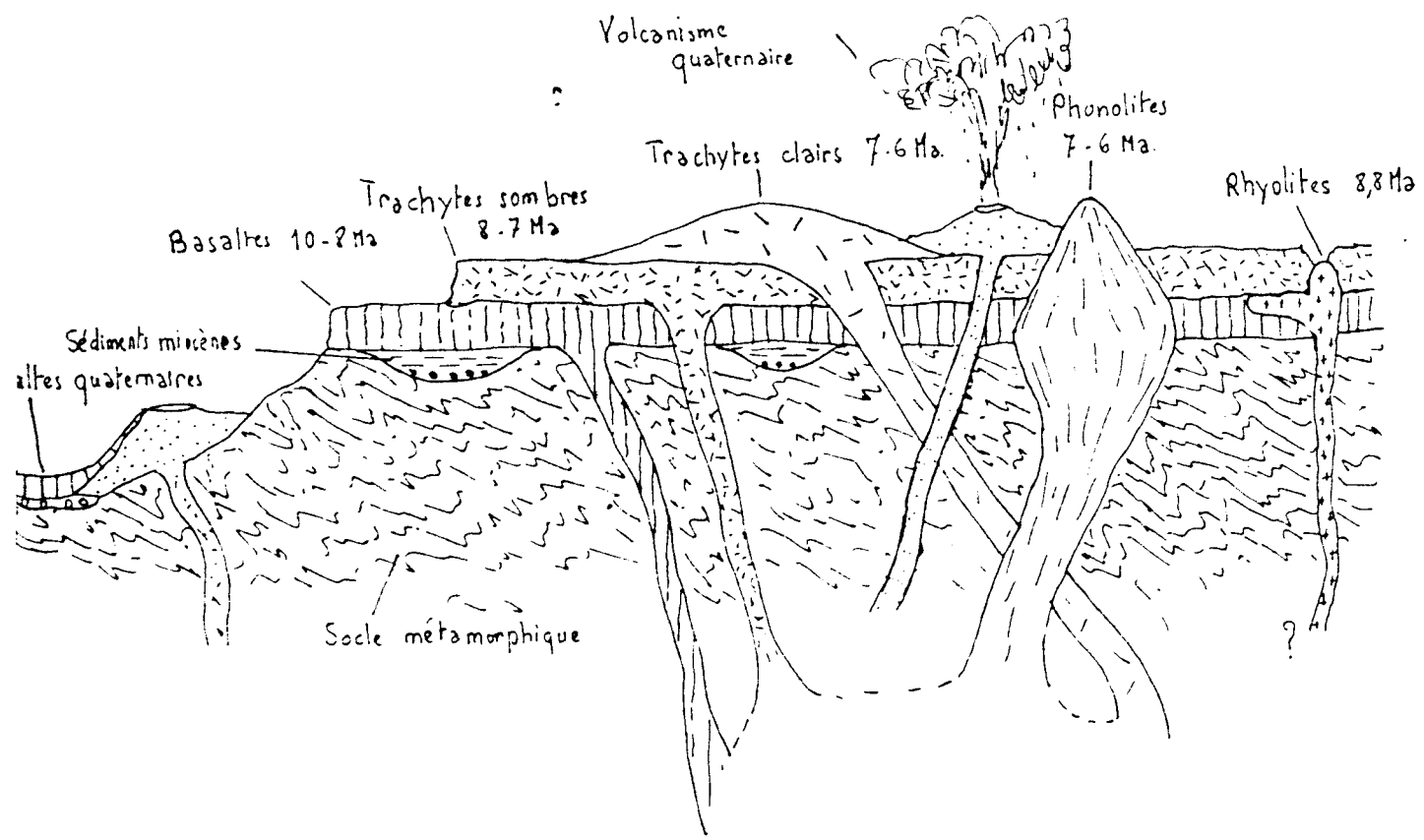


Fig. 17: Schéma interprétatif de la géologie des environs du Mézenc à l'époque des éruptions volcaniques du Quaternaire.

### III - HISTOIRE GEOLOGIQUE DES ENVIRONS DU MEZENC

#### I - INTRODUCTION

L'histoire géologique des environs du Mézenc commence il y a fort longtemps (il y a plus de 600 Ma certainement) mais, malheureusement, nous n'en connaissons que des bribes qui se groupent en deux périodes: entre 600 et 300 Ma environ d'une part et entre 55 Ma et l'actuel (fig.17 et 18).

#### II - L'HISTOIRE ANCIENNE

Les séries métamorphiques correspondent à un ensemble volcano-sédimentaire mis en place probablement autour de 600 Ma. Cet ensemble va participer à l'élaboration de la chaîne hercynienne et subir des transformations multiples ainsi qu'un métamorphisme "basse pression-haute température" suivi d'une phase de fusion (anatexie vellave) vers 300 Ma.

Que se passe-t-il ensuite? On doit se contenter de suppositions jusqu'à 55 Ma environ. En effet, pendant et après la surrection de la chaîne hercynienne, l'érosion, très active, combat les reliefs récemment créés. Les débris arrachés vont élaborer de nouveaux dépôts au Carbonifère supérieur et au Permien (région de Prades-Jaujac, Largentière, Banne).

Au Trias (200 Ma), la chaîne hercynienne complètement arrasée est transformée en pénéplaine. Ce sont les restes de cette pénéplaine qui constituent, dans les Cévennes, ces lignes d'horizon planes à plus de 1000 m d'altitude. Les dépôts du Trias reconvrent partiellement cette pénéplaine comme à Monselgues.

#### III - LE GRAND HYATUS

Après le Trias, nous n'avons plus d'information directe. Il est possible qu'une partie des terrains jurassiques se soient trouvés représentés mais nous n'en avons pas de témoins. Les chailles trouvées dans les sédiments lacustres miocènes pourraient représenter des vestiges de celles contenues dans le Bathonien (Jurassique moyen). Il faudra donc attendre l'Eocène pour pouvoir reprendre le cours de notre histoire.

#### IV - DE L'EOCENE A NOS JOURS

A l'Eocène (55-35 Ma), la région montre un bassin lacustre avec dépôt d'arkoses qui va s'étendre surtout dans la région du Puy (Blavozy).

A l'Oligocène (35-25 Ma), les dépôts lacustres avec des argiles, marnes, calcaires et gypse, se développent très largement. On en retrouve jusqu'au Monastier-sur-Gazeille.

Le Miocène va prendre la relève avec des dépôts lacustres à argiles à plantes et diatomites et des alluvions fluviatiles à chailles. Ces dépôts vont être protégés par les premières éruptions volcaniques. Ces éruptions se développent pendant toute la fin du Miocène avec, par ordre chronologique, les entablements basaltiques, les trachytes clairs sub-alcalins, les rhyolites, les trachytes sombres, les trachytes clairs et les phonolites.

Ce dispositif est alors vigoureusement entaillé par l'érosion au cours de la phase de creusement des vallées miopliocène et postérieurement. Ce n'est que récemment (40.000 ans tout au plus), que les dernières manifestations volcaniques vont se manifester. Depuis, l'érosion suit son cours, déchaussant de plus en plus les structures et mettant en évidence des dispositifs particuliers comme la structure annulaire de Sara.

Bien que certains auteurs parlent de l'existence de cirques glaciaires sur les pentes orientales du Mézenc, il ne semble pas que la présence de glacier sur le Mézenc au cours des dernières périodes glaciaires soit à retenir. On doit toutefois retenir une activité périglaciaire importante avec des coulées de blocs et des éboulis parfois important autour des suc phonolitiques.

Formation géologique		Affleurements visités pendant le stage.	Autres affleurements caractéristiques non visités.
Soile primaire	Série métamorphique du Vivarais occidental Dôme migmatitique du Velay - métamorphisme hercynien (BPHT) - forme une vaste pénéplaine lors des premières manifestations volcaniques	Première journée du stage Vallée de l'Escoutay et de l'Esse	Vallée de La Beaume (Ardèche)
	Sédiments d'âge miocène, argilo-sableux et ligniteux recouverts par les basaltes	Orselas (St Clément) Chaudeyrolles	Gourgonnes (St Julien-Boutières) Cornuscles (Monrac) Anciennes mines de lignite de Borée, de la Clôtureuse de Bonnefoy.
Volcanisme mio-pliocène	Nappes basaltiques empilées (11,5 à 8 Ma) évoluent par différenciation magmatique vers des termes trachytiques Trachytes (8-7 Ma) Phonolites (7-6 Ma) (Rhyolites 8,8 Ma)	Coulées de La Vacheresse, Coulées de Saint-Clément (coulée n°9 : 10,2 Ma) Rhyolites des Dents du Mézenc (8,8 Ma) Strato-volcan des Boutières Les Estables - Chaudeyrolles Mézenc (7,6 Ma), Sara (6,3 Ma), Alambre Gerbier de Jonc, Petit Gerbier de Borée, Sigon...	Plateau basaltique du Velay oriental.  Meygal
	Alluvions récentes recouvertes par des basaltes. Contient galets de basaltes et phonolite.	St Martial	Vallée de la Salouse (Borée) St Julien - Chaptueil.
Volcanisme quaternaire	Volcanisme de type explosif (maar) associé parfois à des coulées de vallées et cônes de scories	Molines (Borée) Saint-Martial, Chaudeyrolles Issartès La Vestède-du-Pal, Suc de Banzon,	St Front. Volcan du Haut-bassin de l'Ardèche.

Fig. 18: Tableau résumant l'histoire géologique des environs du Mézenc.

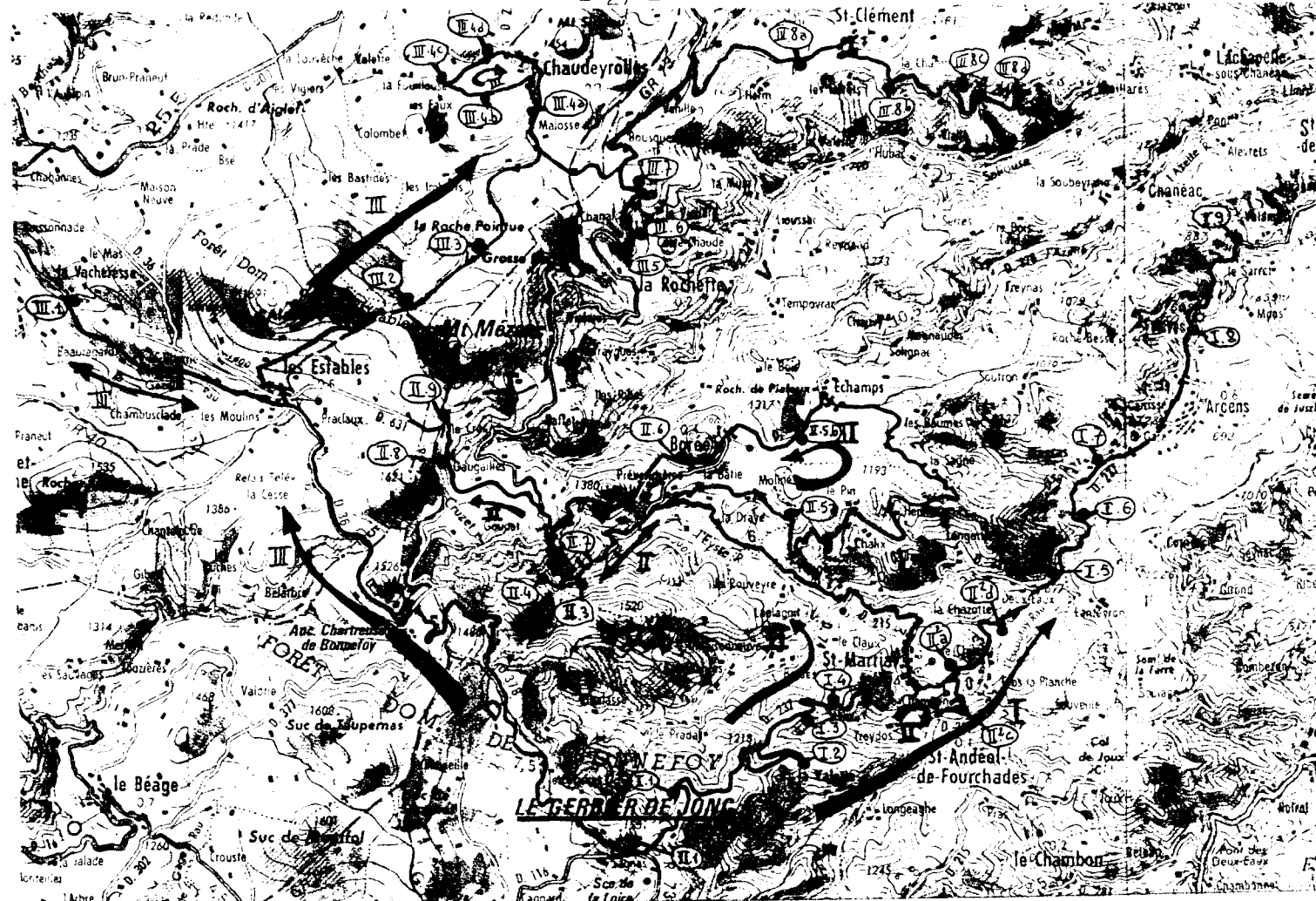


Fig. 19: Itinéraire des quatre journées d'excursion.

a- Relations entre les différentes fractures en échelon d'une zone de cisaillement. Réorientation des axes cinématiques à l'intérieur de la zone.

Z : axe de raccourcissement maximal. - X : axe d'allongement maximal. - RR' : système conjugué de Riedel. - T : fissure d'extension. - P : système symétrique de R.

En toute rigueur les valeurs angulaires sont fonction de  $\varphi$ . Ici,  $\varphi = 30^\circ$ .

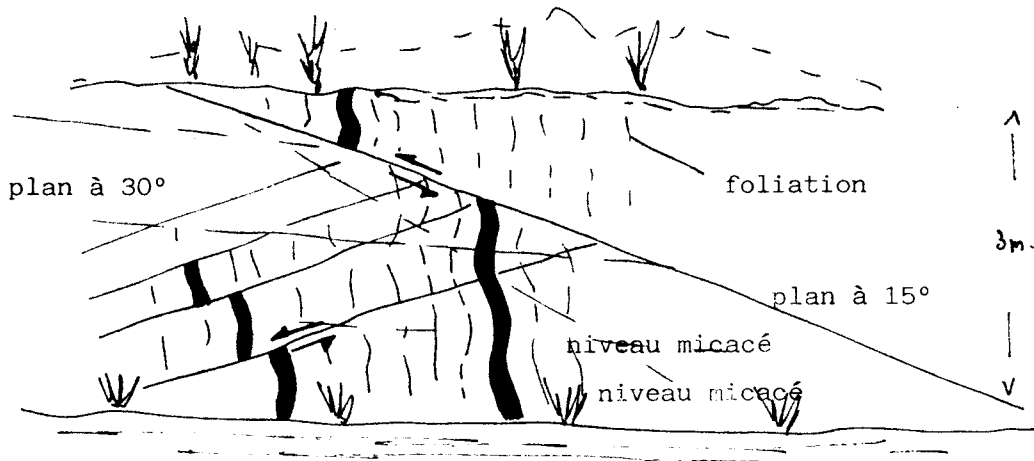
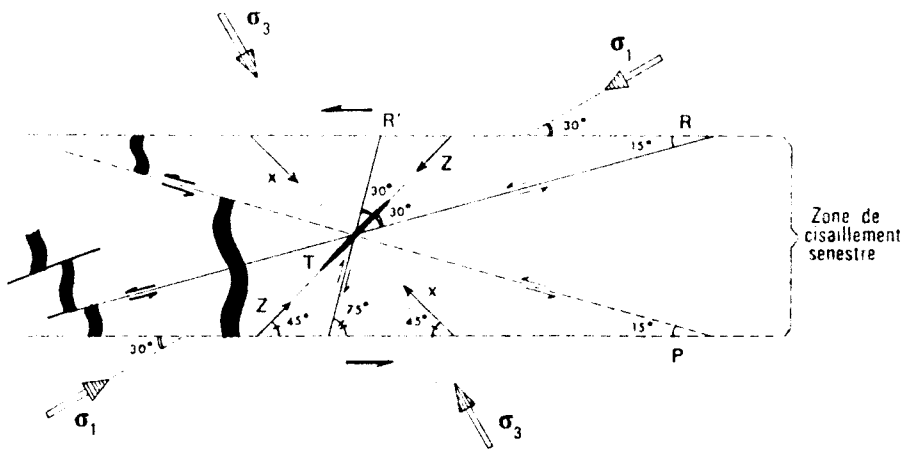
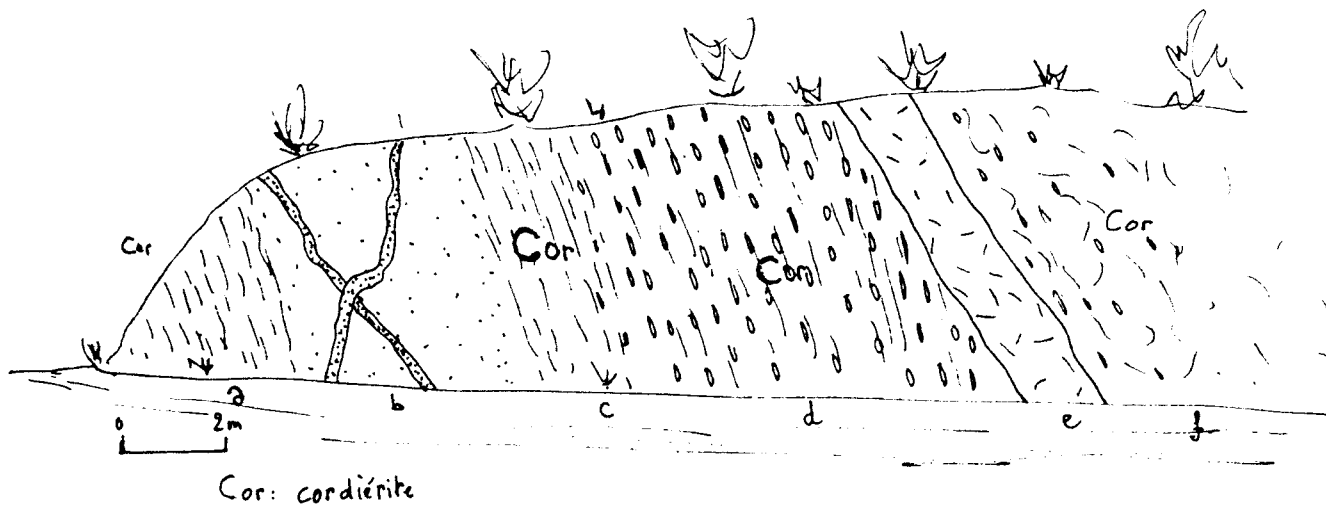


Fig. 20: Illustration d'une figure de cisaillement et situation dans un régime de contraintes (a). Arrêt I.3.



Cor: cordiérite

Fig. 21: Complexe leptyno-gneissique stratifié affecté par la migmatisation (Légende dans le texte, p.30), Arrêt I.4.

PREMIERE JOURNEE

Itinéraire: Le Gerbier de Jonc, Saint-Martial, Arcens, Saint-Martin-de-Valamas (fig. 19).

Prendre la D 237 en direction de Saint-Martial.

Arrêt n° 1: A deux km environ du Gerbier, au départ de la route forestière de la forêt de Bonnefoy. Panorama sur le cirque des Boutières et le versant méditerranéen du massif du Mézenc. Belle succession de sucus phonolitiques avec, notamment, le Gerbier, le Suc de Sara, les Roches de Borée et, à l'arrière-plan, le Mézenc.

Descendre à pied au virage suivant: Migmatites hétérogènes. Il s'agit probablement de l'anatexie de roches claires (leptynites et gneiss ocellés) et de roches sombres (gneiss sombres) appartenant à la formation 1 ou 3 de la succession lithostratigraphique (fig. 6) désignée également sous le nom de "complexe leptyno-gneissique stratifié". Trois types principaux sont reconnus successivement:

- un type nébulitique: à cordiérite et gros feldspaths;
- un type folié: à biotite abondante soulignant des plis centimétriques à décimétriques auquel sont associées des bouffées pegmatitiques;
- un type grenu: à feldspaths automorphes, très fines biotites dispersées et riche en cordiérite et/ou grenats altérés.

Intercalés dans ces migmatites, des vestiges de gneiss sombre très riche en biotite.

La minéralogie moyenne de ces faciès clairs est la suivante: quartz (20-35%), orthose (30-45%), plagioclase (10-25%), biotite (1-5%), sillimanite (0-3%), grenat (0-4%), cordiérite (0-6%) et muscovite secondaire.

Arrêt n° 2: Poursuivre le long de la D 237. A 2 km, dans une "épingle à cheveux" dominant la vallée de l'Escoutay.

Leptynites à grenats: de teinte blanc à rosé, ces roches appartiennent au complexe leptyno-gneissique stratifié (formation 1 ou 3). Roches très leucocrates (claires) à foliation grossière subverticale qui porte généralement une linéation minérale (sillimanite). La trame, à grain moyen à fin, est irrégulièrement parsemée d'yeux de feldspaths dont la taille peut dépasser 1cm. La biotite, parfois abondante, en paquets, renforce la foliation. Le grenat almandin est en cristaux disséminés dans la roche ou rassemblés en nids, surtout dans les mobilisats lorsque ceux-ci existent.

La composition minéralogique est la suivante: quartz (25-45%), orthose (30-40%), plagioclase (oligoclase)(15-30%), biotite (3-10%), sillimanite (1-5%) et grenat (0-3%).

Arrêt n° 3: A 2km de l'arrêt n°2, un peu avant une nouvelle épingle à cheveux", côté gauche de la route.

Figure de cisaillement senestre dans les leptynites: la foliation subverticale des leptynites, dont l'aspect est renforcé par la présence de zones micacées, est cisailée par un accident peu penté vers l'Est. Le déplacement senestre est très net: 1m le long du plan principal plus ou moins mylonitisé et 15cm sur un plan annexe à environ 45°. D'autres plans de fracture à 15° complètent la structure. Un tel dispositif semble correspondre aux figures de Riedel (fig. 20).

Arrêt n° 4: A 1km, à gauche de la route.

Complexe leptyno-gneissique stratifié affecté par un début de migmatisation. On reconnaît, de gauche à droite, les faciès suivants (fig.21):

- a- leptynites gneissiques à rares taches de cordiérite (10m);
- b- gneiss sombres à grosses biotites traversées de nombreux filons apliques ou pegmatitiques d'épaisseur décimétrique (10m);
- c- leptynites gneissiques à très nombreuses bouffées grenues, leucocrates à cordiérite (5m);
- d- avec passage progressif à un faciès de gneiss ocellés très caractéristiques, très riches en bouffées à cordiérite (12m);
- e- (filon trachytique, 2m);
- f- gneiss ocellé et leptynites à mobilisat très abondant à cordiérite.

L'affleurement montre également de petits filons décimétriques de trachyte montrant de figures de cisaillement très nettes avec rejet décimétrique.

Arrêt n° 5: Continuer la D237 jusqu'à Saint-Martial et ensuite, en direction d'Arcens. Après le pont qui enjambe l'Escoutay, prendre à gauche, un chemin de terre qui mène dans le lit de l'Eysse.

Deux faciès majeurs sont observables:

Leptynite gneissique rubano-ocillée appartenant à la formation 1 (complexe leptyno-gneissique stratifié), à rubanement très marqué par une alternance de lits centimétriques alternativement riches en biotite et en feldspaths associés à une trame quartzo-feldspathique. Ces leptynites sont affectées par un début de fusion qui a donné des mobilisats quartzo-feldspathiques à texture grenue équante. La trame micacée souligne de très nombreux plis centimétriques à décimétriques assez serrés.

Agmatites. Il s'agit de migmatites probablement obtenues par fusion de la formation 2 (gneiss sombres et amphibolites). La roche n'est pas complètement fondue et dans une trame claire quartzo-feldspathique, on note la présence de très nombreuses enclaves de roches non fondues. Ces enclaves qui peuvent atteindre 1m de grand axe, montrent des figures d'injection de matériel fondu. La nature des enclaves est variée: quartzites, gneiss sombres, gros feldspaths, amphibolites(?). Ce faciès est très riche en cordiérite.

Arrêt n° 6: Reprendre la D 237. A 1km, côté droit de la route.

Très bel affleurement dégagé par des travaux d'élargissement récent de la chaussée. Migmatites hétérogènes avec néosome leucocrate quartzo-feldspathique, en bandes décimétriques à métriques avec, parfois, très nets plis (plis ptygmatisques). Ce néosome peut être à grain fin ou porphyroïde et montre en plusieurs endroits un aspect granitique très marqué. Nous sommes dans une zone de transition entre les migmatites et le granite d'anatexie. Le paléosome (ce qui reste) est constitué par des gneiss sombres et des gneiss ocellés qui appartiennent probablement à la formation 1. La cordiérite est abondante sur tout l'affleurement.

Arrêt n° 7: Sur la D 237 toujours, à un km après le pont sur l'Eysse et le carrefour de Massas.

Granite "tardi-migmatique". Il s'agit d'un leucogranite sub-alcalin à biotite, de grain très fin à microgrenu homogène. Les enclaves, généralement surmicacées sont rares. Quelques gros feldspaths se rencontrent ça et là.

La composition minéralogique moyenne est: quartz (25-30%), orthose (20-27%), plagioclase (29-38%), biotite (8-12%).

Arrêt n° 8: A 1,5 km après Arcens, face à l'ancienne fabrique de pierres à briquet.

Côté gauche de la route: granite hololeucocrate hétérogène. Ce granite toujours clair à très clair, grisâtre sur les affleurements très frais, est très hétérogène. Il montre un mélange de zones équantes à grain fin ou porphyroïdes toujours très riches en cordiérite. La cordiérite se présente très souvent en gros nodules arrondis ou arborescents, fréquemment entourés d'une auréole blanche. La composition minéralogique moyenne est: quartz (28-32%), orthose (30-45%), plagioclase (18-30%), biotite (3-9%) et cordiérite (jusqu'à 10%).

Ce matériel semble représenter le stade fondu d'un matériel appartenant au complexe leptyno-gneissique stratifié.

Côté droit de la route: marmites de géant dans le lit de l'Eysse. Ces figures d'érosion montrent que, même les roches les plus dures en apparence sont "facilement" érodées par les cours d'eau.

Arrêt n° 9: Dans un virage, en face du lieu-dit "Le Sarret".

Passage entre des migmatites sombres à cordiérite et un granite leucocrate migmatitique.

Migmatites sombres: ces roches montrent des vestiges de quartzites, d'amphibolites parfois et de gneiss sombres, très riches en biotite. Ces vestiges sont parfois fortement plissés. Ils sont mêlés à des zones grenues. La cordiérite très abondante peut représenter jusqu'à 25% de la roche!.

Granite leucocrate migmatitique: le faciès de ces roches est très proche de celui vu à l'arrêt précédent. On observe, en outre, la présence d'assez nombreuses enclaves de migmatites non fondues qui confirme le lien génétique entre les deux types de roches de l'affleurement. Le passage migmatites-granite est généralement très rapide.



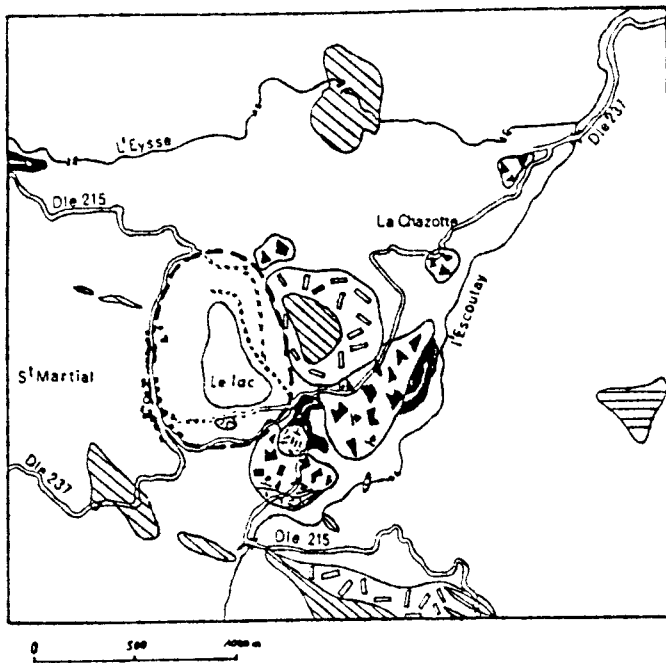


Fig. 22: Carte géologique des environs de Saint-Martial (in Mergoil, 1978)

J.M. 1978

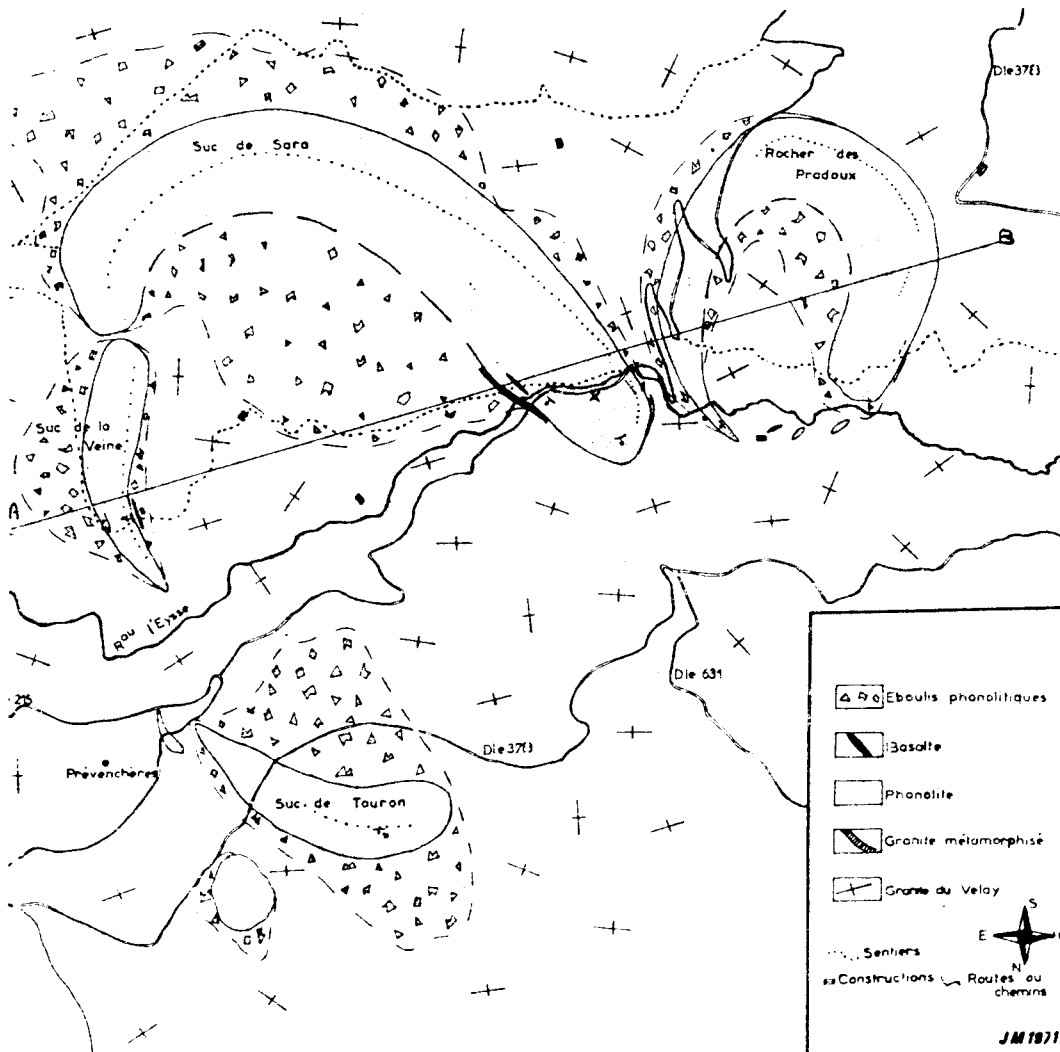
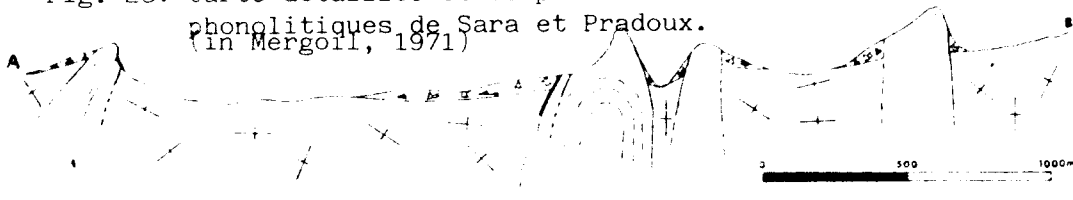


Fig. 23: Carte détaillée et coupe des structures annulaires phonolitiques de Sara et Pradoux. (in Mergoil, 1971)



DEUXIEME JOURNEE

Itinéraire : Le Gerbier de Jonc, Saint-Martial, Rocher des Pradoux, Molines, Echamps Borée, col de la Croix des Boutières (carte IGN 1/50.000, Le-Monastier-sur-Gazeille)(fig. 19).

Arrêt n° 1 : Le mont Gerbier de Jonc (1551 m.)

Le mont Gerbier de Jonc est formé par un piton de phonolite alcaline à sanidine et népheline bien visibles et à clinopyroxène aegyriniques en aiguilles. Sa partie supérieure est grossièrement prismée alors que sa base est cachée par des éboulis périglaciaires.

Au pied du massif jaillit la source de la Loire. L'eau ne sort pas du massif lui-même, mais des coulées basaltiques qui se trouvent à son pied, au contact entre les laves fissurées et perméables et le socle granitique imperméable.

L'excursion se dirige vers Saint-Martial en suivant la D.237. La route recoupe le socle migmatique injecté, par endroits, de filons de phonolite vus au cours de la première journée. Au lac de Saint-Martial, prendre la D.215 en direction du hameau du Chambon.

Arrêt n° 2 (a, b, c, d) : Projections stromboliennes et tufs de maars de Saint-Martial

A Saint-Martial, un système volcanique (fig. 22) d'âge quaternaire récent débute par une phase strombolienne et est suivi par une activité de type maar.

Pendant la première phase, un cône de scories a été édifié, une coulée de lave a été émise. Ce système a dû barrer la vallée créant en amont une retenue d'eau. L'eau pénétrant en profondeur a provoqué une phase d'activité phréatomagmatique explosive qui a engendré des tufs de maar et de coulées boueuses.

2-a : Carrière au-dessus du hameau du Chambon

Les scories stromboliennes sont surmontées par des tufs de maar. Il est possible d'observer de nombreux xénolithes formés de matériaux du socle remontés pendant l'activité volcanique, des scories, des bombes volcaniques.

2-b : Hameau du Chambon

Du basalte recouvre d'anciennes alluvions formées de galets de socle, de phonolites, de basaltes anciens.

2-c : Le lac

La dépression volcanique occupée par le lac de création artificielle résulte de l'évolution volcanique, mais elle ne correspond pas nécessairement au maar. Près du lac, un ancien thalweg est comblé par une coulée volcanique. Le socle migmatique a été fortement altéré.

2-d : La Chazotte (D.237 en direction d'Arcens)

Alternance de coulées boueuses (tufs ayant flué) et de retombées de pluies de cendre avec des lapilli accrétonnés (accrétion autour d'un germe).

Remonter sur Saint-Martial et se diriger vers Borée par la D.215; 2 km avant Borée, tourner à gauche dans un virage prononcé pour prendre le chemin forestier qui mène jusqu'au bord de l'Eysse.

Arrêt n° 3 : Le système annulaire d'intrusion de Sara

Le suc de Sara, le suc de la Veine, le filon de Prévenchères et le suc de Touron forment un anneau intrusif plus ou moins régulier (fig. 23). Il s'agit d'un système annulaire d'intrusion daté à 6,3 millions d'années.

Le suc de Sara est formé par une microsyénite néphelinique hyperalcaline à faciès de tinguaité. Ce faciès microgrenu est lié au volume important de l'intrusion et à la profondeur de son déchaussement par l'érosion. La roche hypovolcanique s'est mise en place à proximité de la surface et a refroidi lentement.

Sur la rive droite de l'Eysse, dans les premiers affleurements le long du chemin forestier, la roche est finement grenue, elle se débite en dalles subverticales diaclasées. Elle est parcourue par des veinules millimétriques d'aegyrine qui a cristallisé tardivement dans les fissures liées à la mise en place de l'intrusion. Après ce faciès bordier épais de 8 à 10 m., on arrive au faciès principal formé par des cristaux millimétriques de népheline, de feldspaths, d'aegyrine et de cossyrite (aenigmatite).

300 m. plus loin un filon de basalte recoupe l'intrusion. Quelques dizaines de mètres, au contact de l'intrusion, le granite du Velay est très fortement modifié sur une quinzaine de mètres d'épaisseur; il est cataclastique, la biotite est en partie chloritisée, le quartz a été lessivé (épisyéénitisation). Le granite prend un aspect vacuolaire et poreux.

A partir du pont sur l'Eysse remonter à pied vers le Sud-Ouest le chemin forestier pendant environ 200 m.

Arrêt n° 4 : Intrusion en "fer à cheval" du rocher des Pradoux

Il s'agit d'une seconde intrusion annulaire, cette fois-ci en "fer à cheval". La roche est formée par une phonolite alcaline à grands cristaux de sanidine et d'anorthose et à augite aegyrinique.

Entre les deux intrusions, on peut noter de très belles migmatites vel-laves.

Reprendre le chemin forestier et redescendre d'Eysse. Au virage prononcé tourner à droite, 500 m. après, au carrefour, se diriger vers Molines. Après Molines rejoindre Echamps et la D.378.

Arrêt n° 5 (a, b) : Le système volcanique d'Echamps-Molines

Ce système volcanique d'âge quaternaire récent, débute par une phase phréatomagmatique et par la coulée de la vallée de l'Eysse. Le maar a été occupé par un lac de lave qui débordera dans la vallée de l'Azette. Un volcanisme de type strombolien (Rocher de Pialoux) s'installe, une coulée partira en direction de La Rochette.

5-a : Carrière de sable de Molines

Observation de tufs volcaniques avec des figures de "stratifications obliques" dues à une petite phase d'érosion entre deux explosions.

Présence de nombreux xénolithes de socle et de beaux nodules de péridotites.

5-b : Au-dessus du village d'Echamps

Vue sur la plaine d'Echamps qui correspond à un ancien lac de lave figée.

Vue sur le Rocher de Pialoux : il s'agit d'un petit appareil strombolien.

Se diriger vers Borée par la D378, dépasser Borée, prendre la direction "Les Estables" et s'arrêter après 1 km environ.

Arrêt n° 6 : Protrusion phonolitique de Borée (1290m.)

Il s'agit d'un suc phonolitique situé entre la Roche de Borée, qui domine le village, et le suc de Touron (1380m.). Ce "Petit Gerbier" conserve à sa base une carapace à prismation radiaire d'environ 3m. d'épaisseur et au centre de laquelle surgit la partie terminale de l'aiguille à prismation en gerbe. La roche est une phonolite alcaline à feldspathoïde cubique (sodalite-noséane).

Continuer la D378 jusqu'à l'embranchement de la D410.

Arrêt n° 7 : Panorama sur les structures annulaires du suc de Sara et du Rocher des Pradoux

Prendre la D400 en direction des Estables.

Arrêt n° 8 : Le stratovolcan des Boutières - Les rochers de Cuzet

Ce système volcanique appartient au volcanisme ancien d'âge miopliocène. Des corrélations et des relations d'encadrement permettent de le situer entre 8,5 et 7,5 Ma.

Les "rochers de Cuzet" sont formés de tufs jaunes stratifiés. Les éléments pyroclastiques sont des blocs et des granules de laves, des scories, des lapilliset des bombes. Le tout est cimenté par une matrice jaunâtre formée par un verre hydraté et altéré en palagonite. Ce ciment jaune est le plus abondant dans la partie inférieure de la falaise. Dans la partie supérieure, les lits sont plus nets, des figures de ravinements et des stratifications obliques sont visibles. Ces tufs s'organisent en couches à pendage radiaire selon les génératrices d'un cône dont le sommet devait être à l'emplacement du cirque des Boutières.

Des particularités de structures (lits grano-classés, stratifications croisées, projections à écorces trempées, traces de fluidalité dans la matrice, association avec des brèches riches en matériaux du socle granitique) témoignent d'un dynamisme phréatomagmatique qui a engendré un "tuffring" d'un millier de mètres environ de diamètre au sommet.

L'angle sud du cirque montre des brèches de maar litées, coincées entre 2 failles qui hachent les tufs. Ces brèches se différencient bien des formations précédentes par leur richesse en blocs de granite.

L'ensemble de ces formations (tufs et brèches de maar) résulte d'un dynamisme explosif à explosivité variable. Au début, des explosions relativement superficielles devaient se situer au sommet d'un appareil de type strombolien (strato-volcan). Pendant la première phase, a été édifié un "tuffring" (tufs jaunes), puis ont succédé des explosions beaucoup plus violentes et d'origines plus profondes comparables au modèle phréato-magmatique de type maar.

Enfin cet édifice sera recoupé par des fractures en distension et des failles de direction N 10. Elles seront scellées par des dykes de laves bien différenciées (mugéarites et benmoréites) qui forment les horizons supérieurs du plateau du Mézenc. Cette phase fissurale est bien caractérisée dans le Velay oriental; elle se situe entre 7,2 et 7,9 Ma.

Prendre la direction du col de la Croix des Boutières.

Arrêt n° 9 : Panorama du col de la Croix des Boutières

Le col est situé sur la limite des bassins versants de la Loire et du Rhône. Sur le versant Est, on domine la zone effondrée du graben des Boutières, accidentée par les extrusions et les intrusions phonolitiques (4 km au SE vue sur le suc de Sara; 3 km à l'ESE vue sur le "Petit Gerbier" de Borée, sur le suc de Touron,...) Ce versant ardéchois tributaire du Rhône et de la Méditerranée est profondément disséqué par l'érosion. Il contraste avec le plateau de la Haute-Loire formé de laves différenciées (basaltes, hawaïtes, mugéarites,..) qui s'incline en pente douce vers le bassin atlantique.

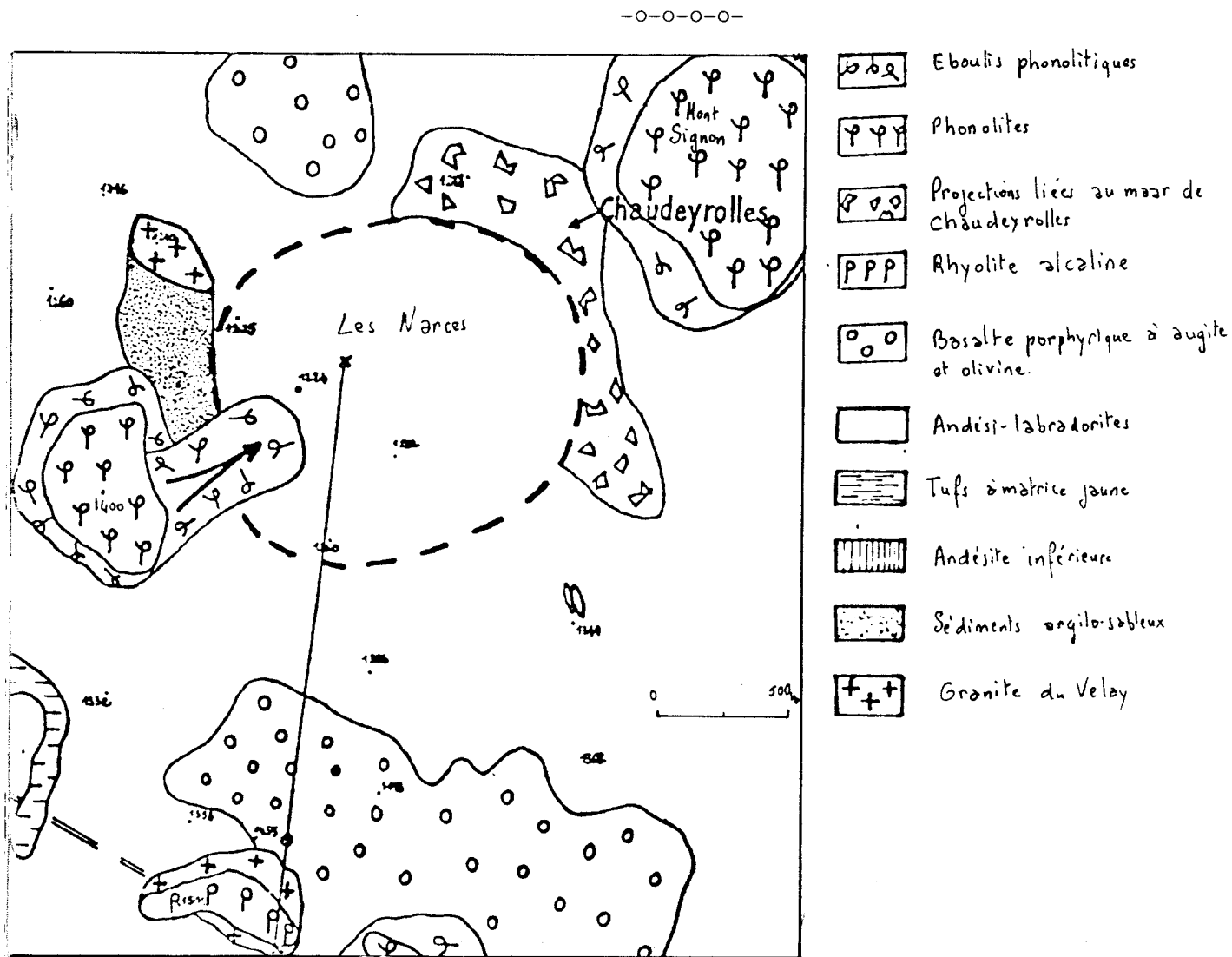


Fig. 24: Esquisse géologique des environs de Chaudeyrolles (d'après Mergoil)

TROISIEME JOURNEE

Itinéraire: Le Gerbier de Jonc, La Vacheresse, Les Estables, La Croix de Peccata, Chaudeyrolles, route du pied du Mézenc, Prafourous, Saint-Clément et carrefour d'Orselas (fig. 19). Carte IGN 1/50.000, Le Monastier-sur-Gazeille.

Au Gerbier, prendre en direction des Estables la D 378 puis la D 378a et la D 36. Aux Estables, poursuivre vers Le Monastier par la D 631 jusqu'à La Vacheresse.

Arrêt n° 1: Empilement de coulées de La Vacheresse.

Il s'agit d'un empilement d'une dizaine de coulées basaltiques alternant avec des horizons de projections et de cendres plus ou moins rubéfiées et transformées en "couche rouge". Ces coulées montrent souvent une prismation grossière et des figures de bordure. Elles représentent le volcanisme initial d'âge fin-miocène.

Reprendre la direction des Estables par la D 631 tout en notant la superposition des différentes coulées. Aux Estables, tourner à gauche vers Chaudeyrolles en empruntant la D 274.

Arrêt n° 2: La Croix de Peccata: Panorama.

A l'Est: le dôme phonolitique du Mont Mézenc (1753m), daté à 7,6 Ma. C'est le point culminant de la bordure orientale du Massif Central. A sa base, se trouvent des éboulis périglaciaires.

A l'Ouest: le mont d'Alambre (1691m) est également en phonolite.

Au Nord: le Meygal, autre massif phonolitique.

Au Nord-Est: pointent les dents du Mézenc en rhyolite.

Descendre en direction de Chaudeyrolles.

Arrêt n° 3 (a et b): La rhyolite des Dents du Mézenc.

Les Dents du Mézenc (La Roche Pointue et le Chastelas) forment un dyke de rhyolite hyperalcaline résultat extrême d'une différenciation spéciale du magma alcalin qui a engendré une partie des laves du Velay. Une mesure radiochronologique a donné un âge de 8,8 Ma. Cette lave renferme du quartz dans la partie interne du dyke mais de la cristobalite et de la trydimite dans la partie externe, de la biotite et des phénocristaux de plagioclases acide.

Le dyke signale le passage d'une faille importante de direction WNW-ESE. Son rejet est de l'ordre de 200m environ. En effet, on se trouve ici à environ 1480m d'altitude sur un plateau recouvert par un empilement de coulées basaltiques d'une épaisseur de 120 à 150m; les épontes du dyke sont constituées par le granite du Velay qui n'affleure à Chaudeyrolles qu'à la cote 1225. La différence serait donc de 255m.

3-a : La Roche Pointue

Observation de la rhyolite

3-b : La carrière de sable

Observation du granite migmatitique du Velay: il est fortement altéré (arène granitique) et exploité comme sable.

Continuer la D 274 en direction de Chaudeyrolles.

Arrêt n° 4 (a,b,c,d): Le maar de Chaudeyrolles (fig. 24).

Avant l'entrée du village, la vue plonge sur une dépression circulaire d'environ 1500m de diamètre. Il s'agit d'un vaste maar actuellement comblé. Son fond est marécageux (tourbières). Le maar s'est installé à l'emporte-pièce dans l'empilement des coulées basaltiques du volcanisme initial. Des brèches d'explosion à éléments de socle et de laves témoignent de cette activité. Blottis dans le coin NW, des sédiments argilo-sableux d'âge miocène affleurent discrètement.

4-a : Vue générale sur le maar.

4-b : La tourbière du Mas du Bourg.

4-c : Les sédiments miocènes.

4-d : Les brèches d'explosion et vue sur le Mont Signon.

Le Mont Signon (1454m) est un piton phonolitique qui se dresse à l'Est de Chaudeyrolles. Sa "lauze" fut exploitée en carrière; elle recouvre les toits des maisons des environs.

Traverser le village de Chaudeyrolles en direction des Etables. A Chantemerle, prendre à gauche, la direction de Saint-Clément et La Rochette. Après la ferme de la Croix, prendre la direction de la Rochette jusqu'à l'entrée du cirque de Chanal.

Arrêt n° 5 : Les couches rouges du Cirque de Chanal.

Il est possible d'observer deux couches rouges de quelques centimètres d'épaisseur. Les coulées basaltiques alternent avec des projections (lapillis, bombes) et des brèches. La fraction cendreuse de ces horizons plus ou moins argilisés et rubéfiés prend un faciès rougeâtre tout à fait caractéristique. Ces horizons souvent imperméables, jouent un grand rôle dans la constitution de niveaux aquifères.

Revenir sur ses pas jusqu'à la ferme de Prafourous.

Arrêt n° 6 : Prafourous: Panorama.

Au Nord, la vue au-dessus du hameau du Viallard permet de découvrir: le cône du volcan de la Baume, un dyke de basalte avec un panneau de granite, un massif phonolitique exploité en carrière pour sa "pierre de taille" utilisée dans de nombreuses maisons des environs.

Continuer en direction de Fay-sur-Lignon et Saint-Clément. Arrêt sous le point coté 1364 au NW du hameau du Villard.

Arrêt n° 7 : Les pyroxènes.

Cet arrêt permet de ramasser, au milieu des projections de toutes tailles du cône volcanique de La Baume, de beaux cristaux de pyroxène avec leurs facettes bien individualisées.

Continuer vers Fay-sur-Lignon. Après le hameau de Vahille, tourner à droite vers Saint-Clément. Quatre arrêts sont consacrés aux coulées de Saint-Clément.

Arrêt n° 9 (a,b,c,d) : Les coulées de Saint-Clément.

La coupe de la route qui descend de Saint-Clément à La Chapelle-sous-Chanéac, permet d'observer la superposition de 13 coulées séparées par des niveaux scoriacés, parfois rubéfiés. Elles représentent le volcanisme initial déjà observé à La Vacheresse. Cette superposition permet d'avoir une bonne synthèse de la différenciation des laves du Velay oriental. Toutes les coulées ont un faciès basaltique identique. Leur fluidalité leur a permis de s'étaler en nappes. Les coulées basales ont une composition de basanites alors que, lorsqu'on monte dans la série, on s'achemine vers des termes de composition trachytique.

A la base des coulées, au-dessus du granite migmatitique vellave, se trouvent des alluvions argilo-sableuses à rognon siliceux (chailles). Ces dépôts sont d'âge miocène.

4-a : Vue générale sur les coulées (carrefour de Lherm).

Dans le paysage, le contact entre les coulées et le granite se distingue nettement: il va conditionner la position des hameaux et des fermes (présence de sources et de replats cultivables).

4-b : Observation d'un niveau scoriacé entre les coulées.

Au carrefour des Estrets, un important niveau de pyroclastites est observable. Il contient, entre autres, de nombreuses bombes volcaniques en fuseau.

4-c : Observation d'une coulée et de sa base scoriacée.

Au-dessus de la ferme de Traverse, une coulée montre une très belle prismation.

4-d : Les alluvions argilo-sableuses de la route d'Orselas.

Au carrefour de la route qui mène aux maisons d'Orselas, on observe une petite coupe dans les alluvions: sur le socle granitique nous voyons 2m de galets divers (chailles, granites) surmontés d'un niveau de sable de 1m. Le contact avec les laves n'est pas visible. Ces sédiments ont été déposés par un ancien cours d'eau qui appartenait à un réseau hydrographique très différent de l'actuel. Les chailles observées dans ces sédiments proviendraient de sédiments du Jurassique démantelées à l'Oligocène. Elles auraient été reprises ensuite dans des dépôts plus récents comme ceux du Miocène ou du Pliocène.



Fig. 25: CARTE GÉOLOGIQUE DES VOLCANS DE LA VESTIDE DU PAL DU CHAMBON ET DU BAUZON (in Berger, 1978)

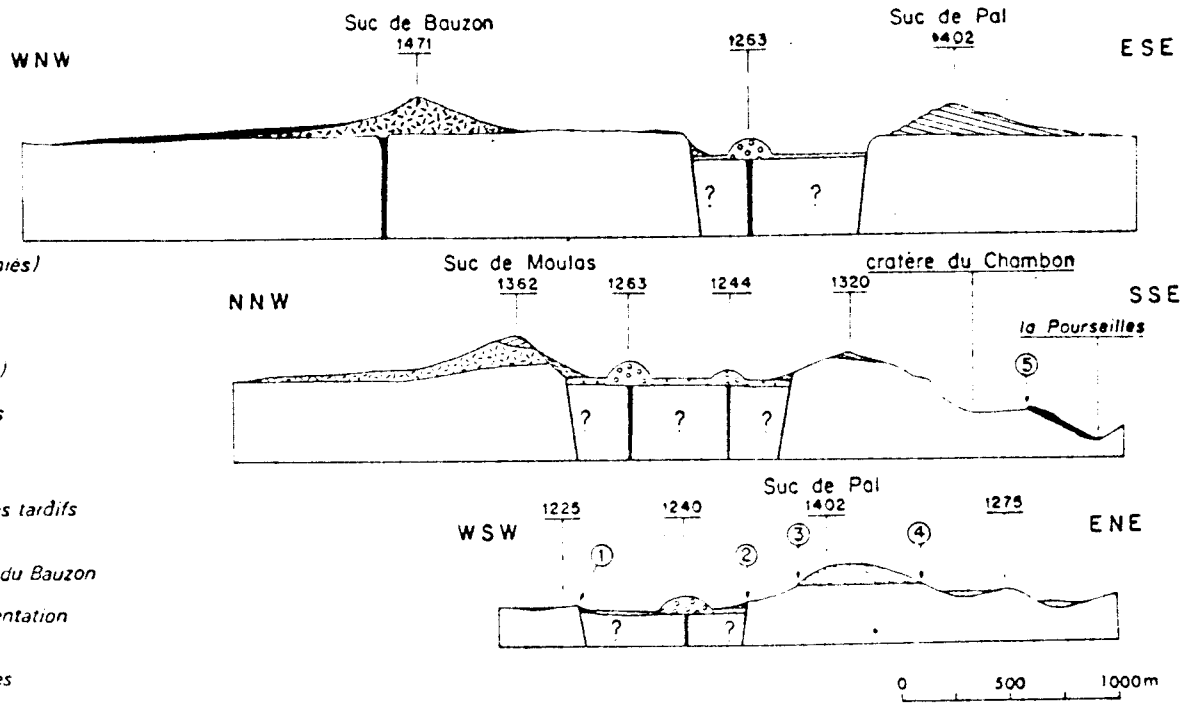
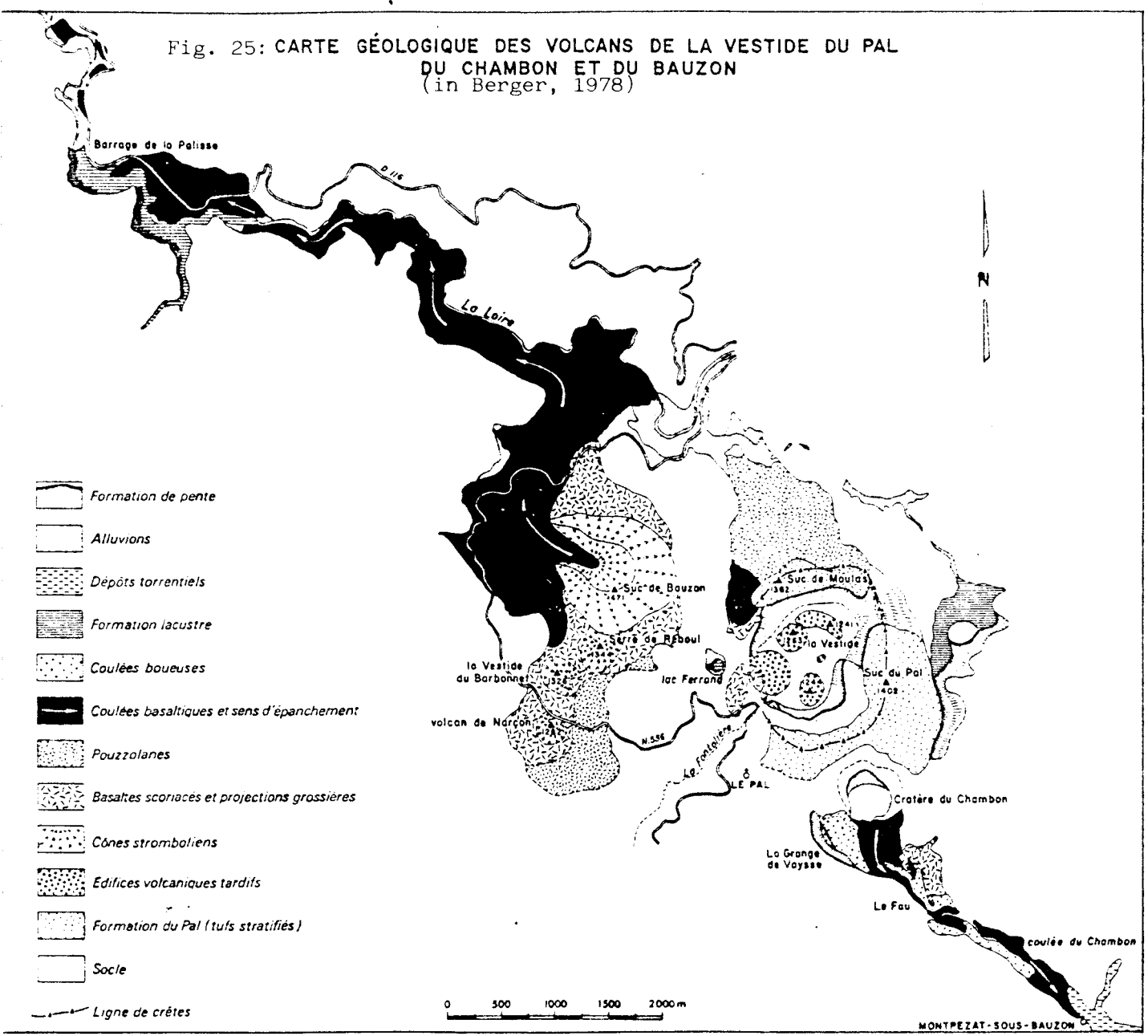


Fig. 26: Coupes schématiques des volcans de Bauzon et de la Vestide du Pal. (in Berger, 1978)

#### QUATRIEME JOURNEE

Itinéraire: Le Gerbier de Jonc, Sainte-Eulalie, Rieutord, Le Pal, Saint-Cirgues-en-Montagne, La Palisse, Issarlès (fig. 19).

Au Gerbier, prendre la D 116. La route descend la vallée de la Loire taillée dans le socle granitique. A droite, les sucs phonolitiques du Sépou, Séponet( 1537m) et du Montfol (1601m) veillent. La Loire va être traversée deux fois avant Rieutord. Avant le deuxième pont, face à la route, le volcan de Bauzon recouvert d'une dense forêt de sapins, barre l'horizon. Après Rieutord, poursuivre par la D 536 en direction d'Aubenas. La route contourne le volcan de Bauzon pour arriver à la Vestide du Pal, début de l'excursion.

Arrêt n°1 : La Vestide du Pal.

Cet appareil volcanique complexe (fig. 25 et 26) se présente sous forme d'une cuvette de 1700m de diamètre et de 150m de profondeur. Il évoque, morphologiquement, une caldéra (volcan à partie centrale effondrée). Le rebord de la dépression, souvent constitué par du socle cristallin, montre des parois subverticales. Des produits d'explosion (formation du Pal) couronnent la dépression. Ils correspondent à une activité initiale de type maar. Une phase d'effondrement avec développement d'une activité strombolienne viennent ensuite. Les produits de cette activité peuvent être observés au voisinage de la source de la Fontolière. La fin de l'activité volcanique est caractérisée par la mise en place de petits cônes qui, au nombre de cinq, reposent sur le plancher de la cuvette. De tels édifices sont appelés des "spatters cones".

Source de la Fontolière. On observera, tout d'abord, le socle constitué par des granites d'anatexie leucocrates à cordiérite abondante. Ensuite, étude des produits de l'activité strombolienne. Il s'agit de scories, bombes fuselées, bombes en bouse de vache, bombes en "soucoupe". Ces bombes montrent de belles enclaves de péridotite et de socle. L'abondance des débris de socle dans le basalte est caractéristique des basaltes de maar.

En se déplaçant un peu loin sur le chemin qui traverse la Vestide. Coup d'oeil sur la formation du Pal qui montre une stratification grossière, faiblement inclinée vers l'extérieur de la caldéra.

Reprendre les véhicules pour traverser l'édifice volcanique. Au passage, observer les petits cônes tardifs qui constituent des buttes circulaires ou en croissant. Le chemin, de qualité médiocre, nous conduira à l'extérieur de la Caldéra. Prendre la direction Burzet puis le premier chemin de terre à droite.

Arrêt n°2 : Panorama sur le versant méditerranéen des Cévennes vivaroises.

On observera notamment, la pénélaine vigoureusement disséquée par l'érosion.

A l'affleurement, la formation du Pal pas très bien dégagée. Les produits d'explosion sont très riches en éléments du socle. Les éléments se disposent en lits parfois granoclassés. De quelques millimètres à plusieurs centimètres, ils sont parfois soudés.

Poursuivre jusqu'au Pal où on reprend la D 536 en direction de Rieutord. Un peu avant la ligne de partage des eaux, s'arrêter sur un chemin forestier qui part à droite.

Arrêt n°3 : Panorama sur la "suite de Bauzon".

De droite à gauche nous observons: le Cône de Narçon, la Vestide du Barbonnet, le Serre de Reboul et le Suc de Bauzon. Il s'agit de quatre unités volcaniques qui se seraient succédées du Sud vers le Nord.

Le Cône de Narçon, situé immédiatement au Sud de la D 536, s'élève d'une trentaine de mètres au-dessus du socle (1282m). Il est essentiellement fait de lapillis et de bombes de diverses tailles. Son cratère, ouvert au Nord, est faiblement dessiné.

Le Cône de la Vestide du Barbonnet (1326m) légèrement elliptique (500mx 300m), est fait de lapillis, bombes brisées et blocs de basalte bulleux. Il domine le socle d'une quarantaine de mètres. Le cratère, peu marqué, est ouvert vers le SE.

Le cône du Serre de Reboul (1344m), fait de scories et de bombes est en partie recouvert par les projections du Suc de Bauzon.

Le Suc de Bauzon (1471m) est un très joli cône strombolien de 150m de haut. Le cratère, de 430m de diamètre au sommet, est ouvert au NW. Il a laissé échapper une coulée puissante de 40m qui s'est épanchée dans le lit de la Loire sur plus de 7km. On la suit de façon continue depuis Rieutord jusqu'au barrage de La Palisse; au-delà, l'érosion n'en a laissé que des bribes. Le Volcan a projeté des lapillis à de grandes distances (au Nord de la Vestide du Pal).

Poursuivre la D 536. Au carrefour de Saint-Cirgues-en-Montagne, tourner gauche et prendre la D 110. A Saint-Cirgues, prendre la direction de La Palisse par la D 116.

Arrêt n° 4: La coulée de lave du Suc de Bauzon.

Au pont sur la Loire, nous observons la coulée de basalte qui a été en partie entaillée par la rivière. La structure en lames et en prismes apparaît. La Loire occupait, avant les éruptions, une vallée qui est légèrement différente de l'actuelle. En effet, on voit très bien le profil transversal de l'ancienne vallée qui est recoupé par l'actuel. A gauche, la Loire a recreusé un nouveau lit, abandonnant son cours ancien toujours occupé par la coulée de lave sur laquelle est construit le village de La Palisse. Les deux vallées ont été taillées dans le socle.

Après le village de La Palisse, s'arrêter à gauche, au niveau d'un petit bâtiment, pour observer un affleurement de basalte bulleux et aphanitique.

Reprendre la D 116 en direction d'Issarlès. L'arrêt se fait sur le parc du barrage.

Arrêt n° 5: Barrage de La Palisse.

Le barrage de La Palisse fait partie d'un aménagement hydroélectrique construit de 1947 à 1954. Il comprend (fig. 27): trois barrages (La Palisse, Le Gage et La Veyradère), un lac (Issarlès) et une galerie souterraine de 17,5km reliant les retenues précédentes à une usine souterraine construite au coeur du rocher (Montpezat).

L'usine hydroélectrique de Montpezat, construite à plus de 100m sous les bâtiments d'exploitation, reçoit une conduite forcée qui permet d'avoir une dénivel-

lation de 1260m. Son débit est de  $26\text{m}^3/\text{s}$ . Les eaux peuvent provenir soit des barrages de La Palisse et du Gage, soit du Lac d'Issarlès. Ce dernier peut être rempli par de l'eau captée dans ces barrages en même temps que les machines utilisent l'eau circulant dans la galerie.

Les eaux sont turbinées par deux groupes de 2 turbines Pelton à axe horizontal, de puissance unitaire de 60 MW. Deux alternateurs produisent l'électricité qui est envoyée sur le réseau par l'intermédiaire de deux transformateurs à trois éléments monophasés. L'énergie électrique est produite essentiellement aux heures de pointe où la consommation est forte. L'usine est télécommandée depuis Lyon.

Les eaux turbinées sont rejetées dans la Fontolière par une galerie souterraine de 2682m de longueur.

Le barrage de La Palisse. D'une hauteur de 57m, il a une capacité totale de  $8.500.000\text{ m}^3$ . Sa longueur en crête est de 157m et sa cote nominale de 1010 NGF. Dans la retenue du barrage, on peut voir également la coulée basaltique de Bauzon avec sa surface scoriacée.

Poursuivre en direction d'Issarlès. Dans la vallée de la Loire, noter les vestiges de la coulée de Bauzon. Après la traversée du Gage, tourner à droite, en direction du barrage du Gage.

Arrêt n° 6: Barrage du Gage.

De même cote nominale que le barrage de La Palisse, il a une capacité de  $3.400.000\text{ m}^3$ , une longueur de crête de 156m et une hauteur de 41m.

Reprendre la direction d'Issarlès.

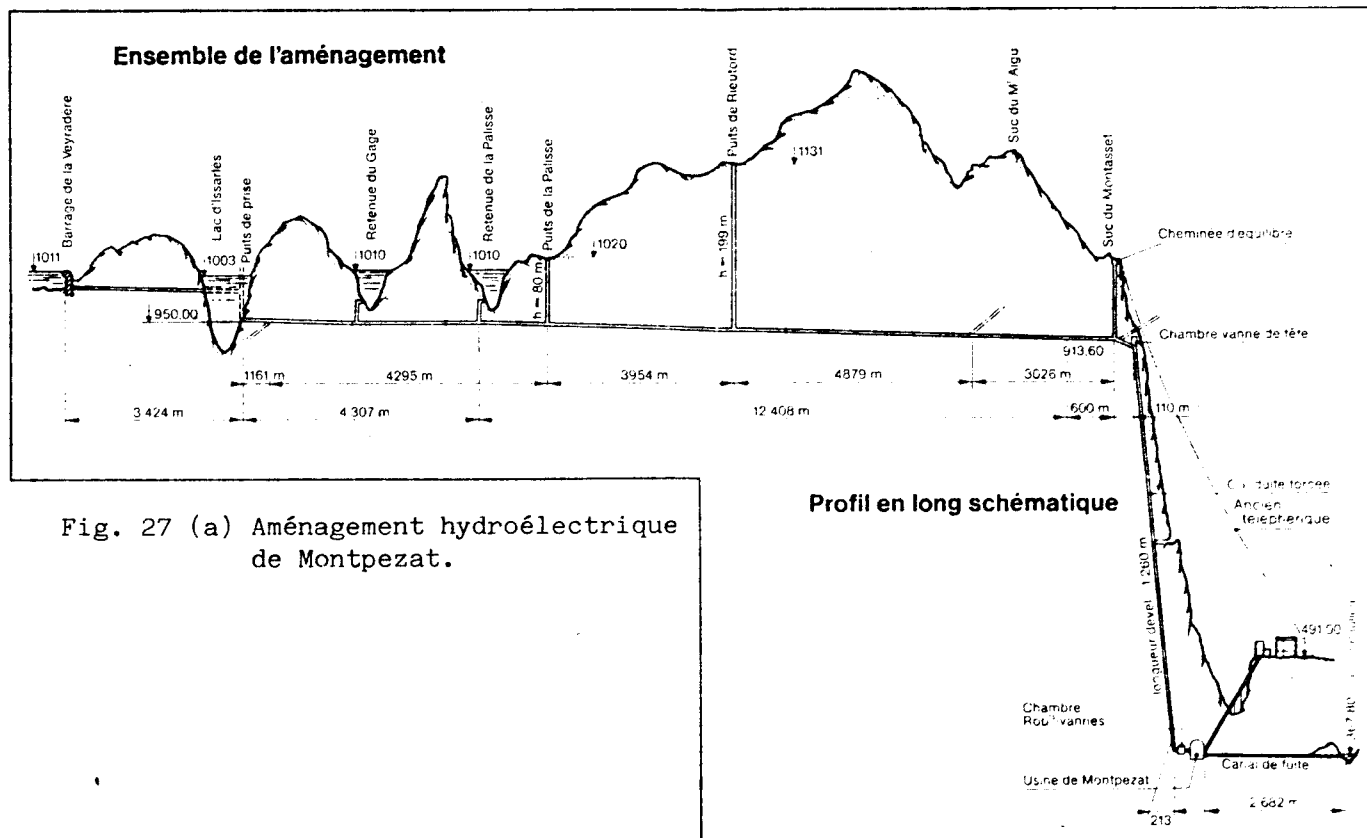


Fig. 27 (a) Aménagement hydroélectrique de Montpezat.

Arrêt n° 7: Le Lac d'Issarlès: Panorama.

Le Lac d'Issarlès est un maar typique. Ce cratère d'explosion de 138m de profondeur et de 1.500 environ de diamètre, montre un croissant de débris d'explosion disposé sur le bord sud de l'édifice. L'âge de ce volcan est quaternaire.

Le lac constitue une réserve pour l'usine de Montpezat de 35.000.000m<sup>3</sup>. La cote nominale est de 1003 NGF. Sa cote d'exploitation est 1001 NGF. Le lac qui peut être rempli par les barrages visités et par une petite retenue située dans la Veyradère, montre un départ de galerie à la cote 950.

Etude des produits d'explosion.

Continuer à pied le long de la route qui conduit au lac. A gauche de la route, très bel affleurement de projections avec lapillis accrétiés, bombes en chou-fleur, éléments de socle, etc.

Reprendre les véhicules et se diriger vers le volcan de Cherchemuse par la route qui rejoint la D 302 (Cros-de-Géorand-Le Béage). L'arrêt suivant se fait dans une carrière à gauche de la route.

Arrêt n° 8: Volcan de Cherchemuse.

Ce volcan, d'âge quaternaire, est constitué par un cône strombolien riche en scories, bombes diverses et lapillis abondants. Ce cône est égueulé au Nord-Est. Par l'échancrure, s'est échappée une coulée de basalte qui s'est épanchée dans la vallée du Gage sur deux kilomètres environ.

8-a : Observation des projections volcaniques et notamment des bombes riches en nodules d'olivine et fragments de socle.

8-b : Observation de la coulée au carrefour de la route avec la D 302. Il s'agit d'un basalte très riche en nodules de péridotite, identique à celui de la coulée du Ray-Pic.

8-c : Observation de la morphologie de la coulée dans la vallée du Gage.

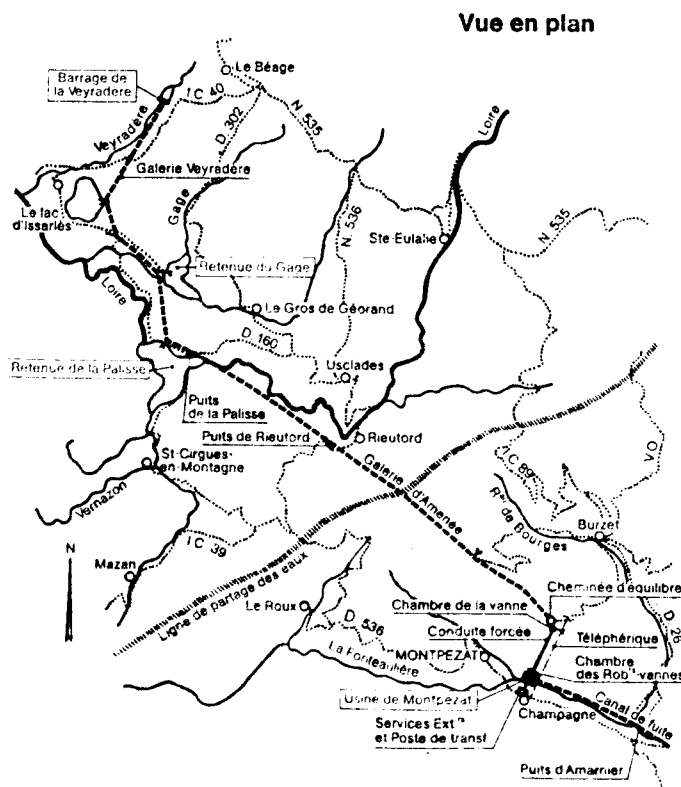
Retour au lac d'Issarlès.

Arrêt n° 9: Le Lac d'Issarlès.

Sur les bords du Lac on peut observer les pyroclastites où alternent les niveaux grossiers à bombes en "chou-fleur" et les pluies de cendres à lapillis accrétiés et les écoulements pyroclastiques résultants des déferlantes basales à structures en antidunes.

Le stage se termine sur les bords du lac par une synthèse générale des quatre journées.

Fig. 27 (b) Aménagement hydro-électrique de Montpezat.



## BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

Les références bibliographiques doivent correspondre à celles annoncées dans le texte. Pour des raisons de commodités, nous ne présentons ici que les principales références, celles qui doivent permettre de retrouver celles manquantes.

- BERGER E. (1973).- Le volcanisme récent de l'Ardèche. Thèse d'Université, Paris, 402p.
- BERGER E. (1975a).- Age récent (11.770  $\pm$  270 ans BP) des dernières éruptions du Vivarais. C.R.Acad. Sci., t. 280, p. 419-422.
- BERGER E. (1975b).- Dynamisme et pétrologie du volcanisme récent du Vivarais; caractères particuliers des appareils de la Vestide du Pal et du Chambon (Ardèche). C.R.Acad. Sci., t. 281, p.507-510.
- BERGER E. (1978).- Géologie et pétrologie des basaltes alcalins: Approche actuelle développée sur un exemple du Massif Central français (Vestide du Pal, Chambon et Bauzon, Ardèche). Bull. Centre Et. Rech. Mende, n°5, p. 48-56.
- BROUSSE R. (1984).- Des Océans aux Continents: place et part du volcanisme. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXVI, n°3, p. 443-469.
- CARON J.M. et GALL J.C. (1973).- Regards sur les Sciences de la Terre. Ann. C.R D.P., Strasbourg, n°11, 124p.
- CHENEVOY M. et RAVIER J. (1977).- L'Histoire antéstéphanienne du Massif Central français et le problème des influences calédoniennes. In "La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale". Coll. C.N.R. n° 243, P.I.C.G. n°22.
- FOUCAULT A. et RAOULT J.F. (1980).- Dictionnaire de Géologie. Guides géologiques régionaux, Masson éd.
- GIROD M. (1978).- Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Doin éd., 239p.
- LEBRAT M. (1981).- Contribution à l'étude de la série alcaline sous-saturée du district du Velay oriental. D.E.A., Montpellier, 56p.
- MERGOIL J. (1971).- Structure et dynamique des édifices volcaniques tertiaires et quaternaires. In "Symposium J. Jung: Géologie, morphologie et structure profonde du Massif Central français" Clermont-Ferrand, p. 345-376, Plein-Air éd.
- MERGOIL J. (1980).- Le Velay oriental. In "Introduction à la géologie de la France", 26ème Congrès géol. Intern., Paris, G. 18-1, p.89-94.
- MERGOIL J. (1983).- Propos pour une exposition: Le Volcanisme en Velay. Petit journal de l'Exposition, n°2, Musée Crozatier, Le Puy-en-Velay.
- MICHEL R. (1978).- Le volcanisme récent du Vivarais. Doc. C.R.D.P. Grenoble, 12p.