

---

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE  
DES TERRAINS TERTIAIRES,  
DE LA TECTONIQUE ET DU VOLCANISME  
DU MASSIF DU COIRON  
(SUD-EST DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS)**

par **Pierre GRANGEON**

---

**INTRODUCTION**

Entre la chaîne cristalline du Tanargue, de la forêt de Mazan, de l'Areilladou, profondément découpée par l'Ardèche et ses affluents, et les hauteurs crétacées qui frangent la vallée du Rhône, se dresse, au Sud de Privas, le plateau basaltique du Coiron. Circonscrit au Nord par les vallées de l'Ouvèze et de la Payre, à l'Ouest par la dépression callovienne de Vesseaux, au Sud par les vallées de la Claduègne et de l'Escoutay, il étale, à l'Est, ses coulées jusqu'à 4 km de la vallée du Rhône. Séparé du roc de Gourdon par l'Escrinet (altitude 787 m), il s'élargit, à partir de ce col, en un plateau qui s'abaisse en pente douce en direction du Sud-Est, sur une longueur de 18 km environ, il projette ses digitations vers le Sud, jusqu'aux vallées de la Claduègne et de l'Escoutay qu'il domine de plus de 300 mètres. S'appuyant au Nord-Est sur les calcaires jurassiques et au Sud-Est sur les calcaires hauteriviens et aptiens, il présente sa plus grande largeur, 11 km environ, sur les marnes valanginiennes, à la hauteur de St-Pons.

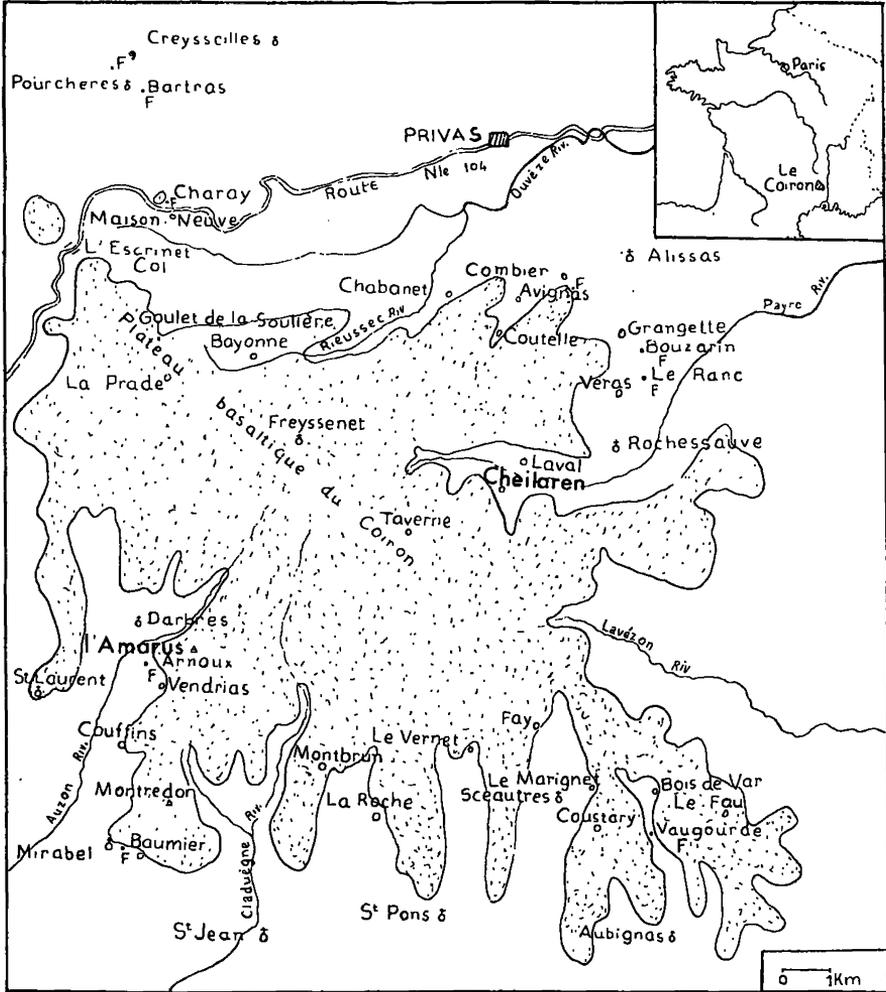


Fig. 1. — Croquis de situation des principaux lieux cités ;  
F : gisement fossilifère.

Il culmine par 1 017 mètres à la montagne de Blandine, au Sud-Est de l'Escrinet, conserve une altitude moyenne de 700 à 800 m dans sa partie centrale, se maintient aux environs de 600 mètres à son extrémité méridionale. Profondément entamé par l'érosion, ses hautes falaises noires dominant cependant, de 300 à 400 mètres, le fond des vallées creusées dans les marnes valanginiennes, entre les digitations du Sud. Vu de Privas, au Nord, d'Aubenas à l'Ouest, ou de Villeneuve de Berg, au Sud, le Coiron se dresse comme une barrière qui ferme l'horizon au-dessus des plaines et des vallées adjacentes et se présente comme une région naturelle nettement distincte de celles qui l'entourent.

Si les plateaux basaltiques du Velay ont des terres propices aux cultures des céréales, le Coiron, soumis à un climat plus sec, n'est recouvert, dans l'ensemble, que de maigres pâturages qui conviennent surtout à l'élevage du mouton. Des prairies verdoyantes sont, cependant, installées dans les cuvettes de Taverne, de Freysenet et du Goulet de la Soulière, où les sources sous-jacentes aux nappes basaltiques et aux tufs volcaniques sont abondantes.

Partout ailleurs, en dehors de quelques champs cultivés, le plateau est envahi par le Buis (*Buxus sempervirens*) auquel se joint *Sarothamnus purgans*. A ces deux éléments essentiels de la flore du Coiron viennent s'ajouter, vers le Sud, *Acer monspessulanum*, *Quercus sessiliflora*, *Q. pubescens*; dans la partie moyenne *Acer campestre*, et vers le Nord du Goulet de la Soulière, où l'humidité est plus grande, au-dessus de 850 mètres d'altitude, *Corylus avellana*, *Sarothamnus scoparius*, *Pteris aquilana*, *Fagus silvatica*, *Sorbus aria*, *Rubus Idaeus*; çà et là on rencontre encore : *Crataegus Oxyacantha*, *Prunus spinosa*, *Rosa canina*, *Rubus fruticosus*, *Ruscus aculeatus*.

Des essais de plantations de diverses espèces de conifères ont été tentés, avec succès, en divers points, notamment à l'Est de Berzème, vers 800 mètres d'altitude où des essences comme le *Pin silvestre*, l'*Epicéa*, le *Sapin*, le *Cèdre du Liban* et de l'*Atlas*, le *Cyprès*, sont en pleine prospérité. Mais ces exemples n'ont pas été suivis et la population s'est montrée réfractaire au reboisement.

La flore forestière actuelle du Coiron contraste singulièrement, par sa pauvreté, avec la flore miocène livrée par les schistes à diatomées, sur lesquels reposent, vers le Nord et le Nord-Est, les coulées basaltiques.

C'est précisément ces formations fossilifères volcano-lacustres, interposées entre les laves de ce plateau et les terrains secondaires,

qui font l'objet principal de ce travail. A leur étude, nous avons ajouté celle des alluvions fluviales qui supportent, vers le Sud, l'extrémité des digitations basaltiques du Coiron. La découverte, à Mirabel, d'une faune malacologique dans ces alluvions nous a permis de déterminer l'âge de ces dépôts et de préciser la date des mouvements orogéniques qui ont affecté le massif du Coiron et ses abords immédiats, avant la grande poussée volcanique qui, de ses flots de lave, remblaya les vallées et recouvrit les dômes du soubassement infra-volcanique.

Si nous consacrons quelques pages à la morphologie de ce soubassement, bien que ce soit légèrement hors de notre sujet, c'est uniquement pour réfuter quelques erreurs d'interprétation contenues dans un travail de BACCONNIER (1924) qui, par ailleurs, apporte des précisions exactes et fort intéressantes.

Nous n'avons fait qu'effleurer l'étude du volcanisme et des basaltes du Coiron, ce travail n'entrant pas directement dans le cadre de notre sujet. Une étude pétrographique de ces laves, faite suivant les méthodes et la nomenclature modernes, nécessiterait, pour être complète et rigoureuse, un nombre considérable d'analyses chimiques. Nous laissons ce soin à quelque jeune *géologue pétrographe*, désireux de se spécialiser dans l'étude du volcanisme ancien.

L'étude de la région du Coiron nous a été grandement facilitée par la Direction de la Compagnie Nationale du Rhône, qui a aimablement mis à notre disposition l'abondante documentation fournie par les nombreux sondages effectués dans la plaine de Montélimar.

M. BOUROZ, Directeur du service géologique des Houillères des Bassins du Nord et du Pas-de-Calais, et M. DOLLÉ, Chef de ce service, ont bien voulu faire tailler dans des échantillons de basalte du Coiron un nombre respectable de lames minces, qu'ils nous ont gracieusement offertes; ils nous ont ainsi permis d'avoir une idée plus exacte sur la nature des laves qui composent ce plateau.

M. J. VIGIER, Ingénieur du Génie rural à Privas, nous a fait part de ses propres observations et a recueilli un certain nombre de fossiles dans des formations sous-jacentes aux basaltes; il a ainsi grandement facilité notre tâche.

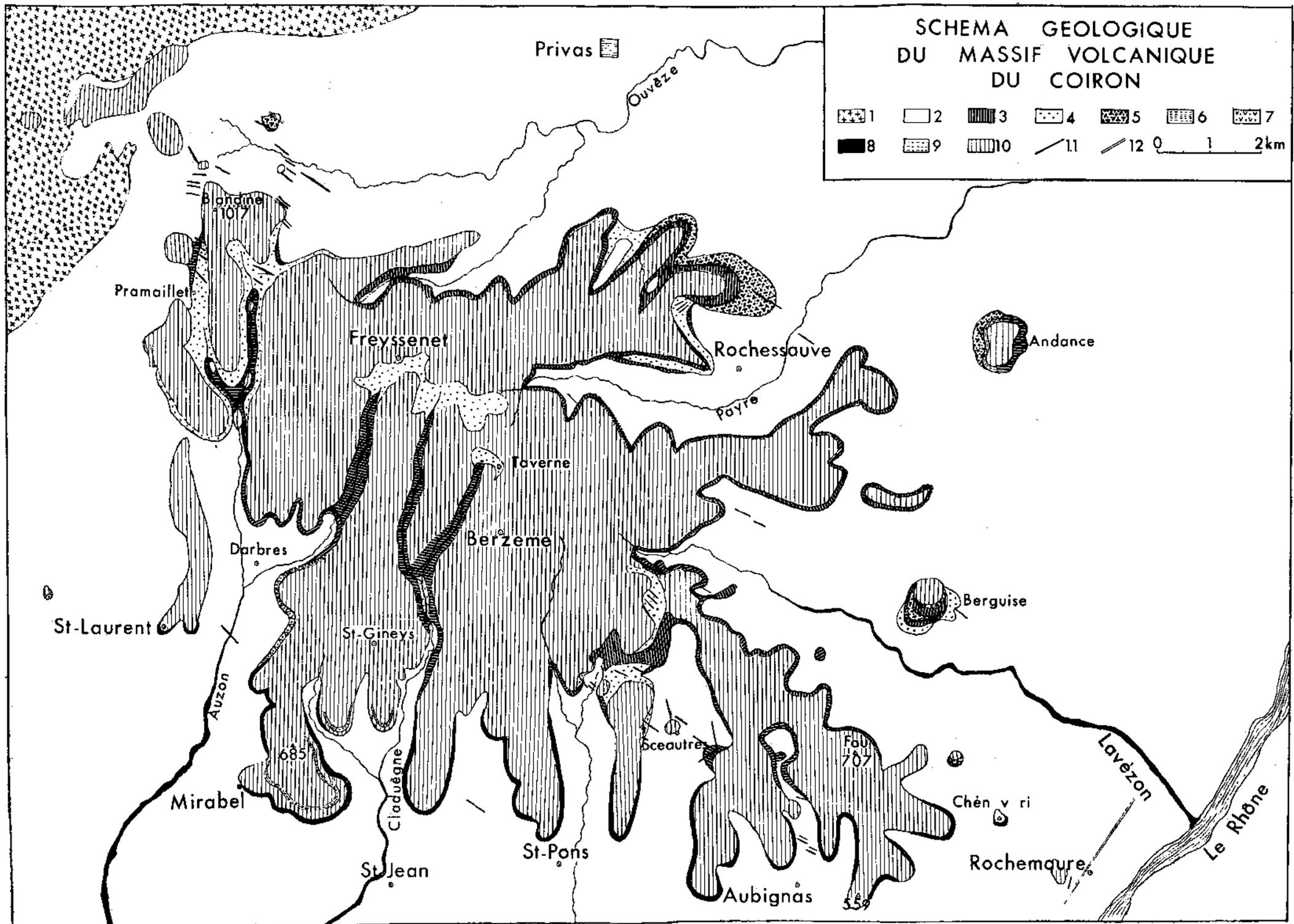
M. Robert ALLAIN, Archiviste départemental, nous a aimablement accueilli dans sa bibliothèque et nous a communiqué d'importants documents, conservés aux archives de l'Ardèche.

M. le Directeur de la Société Amand et M. BOUTILLON, industriel à Privas, nous ont fourni de précieux renseignements sur la diatomite qu'ils exploitent au Combier, près Alissas.

Le Conseil général de l'Ardèche a bien voulu encourager nos recherches, en nous accordant une subvention pour l'impression de notre travail.

Enfin, M. L. MORET, Directeur du laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, et M. R. MICHEL, Professeur à la même Faculté, nous ont fourni une aide financière importante qui nous a permis la publication de ce mémoire.

A tous, nous exprimons l'hommage de notre reconnaissance la plus sincère.



1. Cristallin; 2. Sédimentaire (Trias, Jurassique, Crétacé); 3. Basalte miocène; 4. Tufs miocènes; 5. Formations volcano-lacustres du Miocène supérieur; 6. Diatomite d'Andance; 7. Tufs pliocènes; 8. Alluvions fluviales pliocènes; 9. Alluvions fluviales villafranchiennes; 10. Basalte postpliocène; 11. Dyke visible, 12. Faille.

## CHAPITRE PREMIER

## HISTORIQUE

FAUJAS DE SAINT-FOND attira, dès 1778, l'attention des naturalistes sur les *Volcans éteints du Vivarais* et, plus particulièrement, sur *lou Couïrou*. Il raconte, en une trentaine de pages, les voyages qu'il fit de Rochemaure à St-Jean-le-Noir (le Centenier) et aux *Baumes de Montbrul* (Montbrun), de Berzème à Privas et à Chomérac et, enfin, de Privas à Aubenas par le col de l'Escrinet.

Nécessairement fragmentaires, les observations de FAUJAS DE SAINT-FOND n'en sont pas moins très exactes dans l'ensemble. C'est ainsi qu'il remarqua que les filons et dykes des Fontaines à un kilomètre au Nord de Rochemaure « n'ont aucune attenance avec les courants de lave ». De Rochemaure il poussa jusqu'au Chénarvari et y recueillit « le premier prisme octogone de basalte » de sa collection.

Il observa avec beaucoup d'attention la digitation de Montbrun ou *Montagne de Maillas*, « entièrement composée de basalte sur plus de 400 toises de longueur et 400 pieds d'élévation ». Il décrit, avec de nombreux détails, le banc de galets que l'on rencontre sous les basaltes de la « première rampe » de la vieille route de Montbrun. Pour lui, les basaltes de cette digitation sont issus d'un cratère situé à l'emplacement des *Balmes* (grottes) de Montbrun.

Après avoir traversé et examiné le plateau du Coiron, il conclut très justement que le *Couïrou* (Coiron) avait *plusieurs bouches qui ont vomis cette suite de buttes*, l'une d'entre elles, la principale, occupant *l'enfoncement à proximité de Freycinet* (Freyssenet).

J.-B. DALMAS (1872) étudie plus spécialement le *dépôt pliocène de la montagne de Charray*. Ce dépôt, d'après lui, se compose de trois étages bien distincts : le premier, qui repose sur les marnes oxfordiennes, est constitué par de gros fragments anguleux de calcaire oxfordien, de basalte, de sable et de boue volcanique. Il a été formé sur place par des éruptions volcaniques boueuses venues, d'après lui, par deux filons, dont l'un est à moitié rempli par de la lave *pyroxénique* et par la boue volcanique bréchiforme. Il note

ensuite la présence d'un « dépôt alluvio-volcanique remarquable par plusieurs couches de gros fragments basaltiques et de calcaires, séparés par des couches de débris volcaniques, calcaires et terreux. Ce dépôt, incliné dans le sens des marnes oxfordiennes, est descendu par glissement du haut de la montagne à la suite de plusieurs torrents de pluie sortis de la cheminée volcanique ».

Le deuxième étage est essentiellement constitué par une série de « couches horizontales de silice blanche, déposée dans une vaste nappe d'eau tranquille et contenant une infinité d'empreintes végétales et quelques-unes animales ».

Enfin, le troisième étage est formé par un « banc alluvio-volcanique recouvrant en stratification concordante les couches de silice; il doit sa conservation à une coulée bréchiforme de 30 à 40 mètres d'épaisseur ».

Outre la stratigraphie du dépôt de Charray, DALMAS consacre trois pages au volcanisme du Coiron. Pour lui, le basalte est issu d'une faille ou crevasse centrale qui, par plusieurs cheminées, a livré passage à la lave qui a suivi « l'inclinaison peu sensible du terrain oxfordien et néocomien vers Rochemaure ». Il pense que les coulées moins importantes qui ont pris des directions perpendiculaires, soit vers le Sud, soit vers le Nord, « proviennent souvent de filons latéraux qu'on voit se relier à la faille centrale comme les côtes se relient à la colonne vertébrale d'un squelette ». Les alluvions fluviales du Sud du Coiron ont aussi retenu son attention. Il note qu'elles sont composées de « cailloux roulés de granit et de gneiss identiques à ceux que l'Ardèche entraîne de nos jours ».

Dans une importante note, entièrement consacrée au Coiron et à une partie des terrains tertiaires sous-jacents, TORCAPEL (1882) donne les résultats des observations qu'il fit lors de la construction du chemin de fer du Teil à Aubenas.

Pour lui, la masse ignée du Coiron, dont l'épaisseur, dans l'axe du plateau, est estimée à 200 mètres, est venue à jour par un réseau de fentes et crevasses, diversement orientées, situées principalement dans l'axe de la chaîne, et s'est épanchée sur un sol parfaitement nivelé. Il remarque que l'ensemble du plateau se profile vers le Sud, dans un même plan faiblement incliné vers l'Est, et qu'aucune dislocation n'est venue troubler, depuis leur épanchement, la tranquillité des nappes basaltiques.

Il suivit les alluvions sous-basaltiques tout le long du bord sud du plateau, depuis Mirabel jusqu'au Chénavari, et pense que leurs éléments : granits, leptynites, gneiss, quartz blanc, basaltes proviennent exclusivement du massif du Mézenc. Il constata que la

grosseur des cailloux de ces alluvions, dont le volume ne dépasse pas celui de deux poings, est inférieure à celle des galets de l'Ardèche actuelle et que par suite le cours d'eau, dont le basalte a comblé le lit, avait une pente moins prononcée que celle de l'Ardèche contemporaine.

Les détails que TORCAPEL fournit sur les alluvions fluviales sous-basaltiques sont, certes, intéressants, mais le résultat principal de ses recherches fut la découverte du gisement fossilifère de Vaugourde, près Aubignas. Des tufs et des boues volcaniques situés sous le basalte, dans un fond de vallée, ont livré une faune du Miocène supérieur qui fut étudiée par A. GAUDRY. Les ossements empâtés dans une gangue volcano-argileuse permirent à cet auteur de conclure que les premières éruptions du Coiron remontent au Miocène supérieur. TORCAPEL confondit, malheureusement, la vallée miocène à faune de Pikermi avec la vallée remblayée par les alluvions fluviales sous-basaltiques, et rangea ces dernières sur le même horizon géologique que les tufs de Vaugourde.

Quelques années après sa *Notice sur la flore fossile des environs de Privas* (1887), l'abbé BOULAY publia (1895) une courte *Notice sur la constitution géologique des environs de Privas*. Bien que destinée simplement au public de la *Revue historique, archéologique et littéraire du Vivarais*, la note de l'abbé BOULAY n'en contient pas moins des observations personnelles très intéressantes sur le massif du Coiron et sur les alluvions sous-basaltiques.

C'est ainsi qu'il fait remarquer, très judicieusement, « qu'il n'y a qu'à suivre de l'œil sur le contour du Coiron la ligne de contact du basalte avec le terrain sous-jacent, pour se rendre compte que le soubassement volcanique a une surface légèrement ondulée, inclinée dans le double sens : de l'Ouest à l'Est et du Nord au Sud ». L'examen attentif de la contrée lui permit de conclure que « les vallées actuelles ont été creusées, non dans les basaltes, mais dans les marnes et les calcaires non recouverts, qui séparaient à l'origine, comme aujourd'hui, les coulées les unes des autres vers leur extrémité ».

S'il consacre seulement quelques lignes aux dépôts de l'Ardèche pliocène, il s'étend par contre davantage sur la flore et la faune des alluvions sous-basaltiques du Nord et du Sud du Coiron. Il donne, en particulier (p. 13, fig. 3), un dessin schématique rigoureusement exact des différentes formations de la colline de Charray. Il est, croyons-nous, le premier à signaler la présence d'*Helix* dans les sédiments pliocènes entre Mirabel et le Baumier.

Il admet, après J.-B. DALMAS (1872), que le basalte s'est écoulé à partir d'une grande crevasse médiane, dirigée de l'Escrinet vers

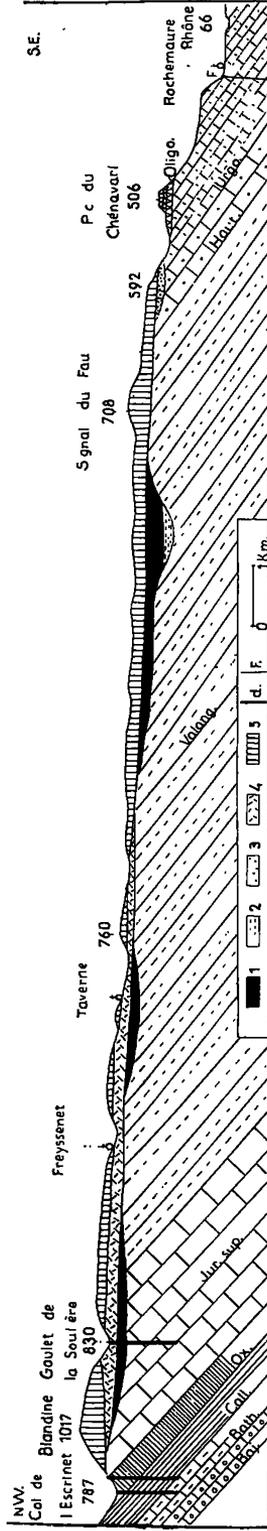


Fig. 2. — Coupe schématique du plateau du Coiron, montrant ses relations avec les terrains secondaires du soubassement (d'après F. ROMAN, modifié).

1. Basalte miocène; 2. Formations volcano-lacustres miocènes de Vaugourde, près Aubignas; 3. Alluvions fluviales pliocènes; 4. Tufs volcaniques miocènes; 5. Basalte postpliocène; d. dyke visible; F. faille.

Rochemaure, et qu'il a formé des nappes superposées correspondant à autant d'éruptions successives, préparées et annoncées par des projections aériennes. Quant aux dykes basaltiques qui sillonnent toute la région, l'abbé BOULAY pense qu'ils sont de simples poussées de lave arrêtées dans les roches calcaires, déchaussées et mises à nu par l'érosion.

Dès le début de sa carrière scientifique, M. BOULE (1892) s'était intéressé au volcanisme du Coiron, dont il synchronisait les éruptions avec celles du Mézenc. Plus tard, au cours d'explorations pour le service de la carte géologique, il constata (1906, p. 187) que le revêtement volcanique du plateau est plus varié qu'on ne l'avait tout d'abord supposé. Il acquit la conviction que les basaltes compacts, les labradorites et les basaltes porphyroïdes, superposés en coulées successives, sont sortis par une série de cratères alignés en direction NW-SE et que les dernières éruptions, antérieures au creusement de la vallée du Rhône, ont suivi de très près celles du Miocène supérieur.

Dans un important mémoire, publié dans la *Revue de Géographie alpine*, L. BACCONNIER (1924) étudie, au point de vue géographique, l'ensemble du Coiron. Le premier chapitre traite du relief et le second de la vie sur le Coiron. Pour cet auteur, les nappes basaltiques se sont écoulées sur une pénéplaine parcourue, dans la partie sud, par une rivière qui coulait d'Ouest en Est. Cette rivière recevait plusieurs affluents, dont les vallées avaient un profil extrêmement raide. De même existait, sur le front nord du Coiron, une vallée prééruptive, dont la pente en direction du Nord-Est était beaucoup plus accusée que celle de la rivière sud. Aux abords du Rhône, cette vallée était inscrite environ 100 mètres plus bas que la vallée sud du Coiron. Pour expliquer cette dénivellation, BACCONNIER admet que ces deux vallées appartiennent à deux cycles d'érosion différents : celle du Nord, à un cycle pliocène; celle du Sud, à un cycle pontien.

Il constate que les coulées de basalte et les tufs du Coiron, qui ont remblayé ces vallées, sont sortis par de nombreux centres éruptifs, de mode alternativement hawaïen et strombolien. Pour ce géographe, la première phase éruptive débute au Pontien, dans la région de St-Laurent-sous-Coiron. Une deuxième phase éruptive, à la fin du Pontien, recouvre d'une épaisse et vaste coulée tout le cailloutis fluviatile du Sud du Coiron. Au Pliocène se produit un nouvel exhaussement et un gauchissement de la surface, les éruptions se généralisent sur toute l'étendue du plateau, le basalte descend dans les vallées et recouvre toutes les crêtes de l'ancienne pénéplaine.

Puis l'érosion attaque le plateau, les rivières inscrivent leur profil, précisément dans les anciennes vallées, au point où le basalte présente son épaisseur maximum; il n'y a donc pas eu, d'après lui, inversion de relief dans le Coiron. Pour expliquer ce phénomène paradoxal, BACCONNIER évoque l'action dissolvante de l'eau qui s'est infiltrée par les fentes de retrait des coulées et qui a désagrégé les marnes sous-jacentes.

Un autre géographe, H. BAULIG (1928), consacre un chapitre à la région du Coiron. Il fait de larges emprunts à la note du précédent auteur, dont il critique d'ailleurs un bon nombre d'interprétations. Pour BAULIG, la surface de base du Coiron n'est aucunement une pénéplaine, mais une surface de maturité, plus récente que celle du Velay, « car c'est une surface présentant un relief notable dans les terrains secondaires moins résistants que le granit ».

Il admet que la surface prééruptive du Coiron n'a pas été déformée préalablement aux éruptions, ni depuis l'épanchement du basalte, et que le soubassement de ce plateau présente une topographie variée avec une vallée bien mûre et de nombreux ravins jeunes.

Il montre que l'Ardèche pliocène avait une pente voisine de celle de l'Ardèche actuelle, en aval d'Aubenas, et que l'altitude des alluvions fluviatiles pliocènes décroît assez irrégulièrement de l'Ouest à l'Est. Il combat l'opinion de BACCONNIER (1924, p. 253) au sujet d'un affaissement des alluvions fluviatiles du Sud du Coiron et pense que le fait que leur altitude soit, en certains points, plus élevée en aval qu'en amont, prouve qu'elles ne matérialisent pas le lit majeur de la rivière à un même moment de son évolution.

E. JEREMINE (1927) est le premier géologue qui ait entrepris l'étude pétrographique de quelques laves du Coiron. Elle résume en quelques lignes l'histoire géologique de ce plateau et admet, à la suite de tous les auteurs qui ont écrit sur cette région, que les coulées inférieures sont miocènes et que les plus récentes sont pliocènes. Elle pense qu'elles se sont épanchées avant le creusement de la vallée du Rhône et de ses tributaires car, dit-elle, les dépôts marins du Pliocène moyen qui affleurent dans ces vallées contiennent des cailloux roulés de roches volcaniques du Coiron. Elle constate, très justement, qu'aucun cône volcanique n'existe à la surface du plateau de Coiron et que l'emplacement des anciennes bouches volcaniques se trouve sous forme de necks ou de dépressions cratériformes, accompagnées de scories et de tufs, ou dans l'entrecroisement de filons.

Elle étudie, au point de vue minéralogique et chimique, la composition des laves basaltiques des coulées supérieures du Coiron et de quelques dykes qui les traversent. Elle y distingue quatre types de basalte qui, malgré une composition minéralogique presque constante, présentent quelques différences au point de vue chimique.

— *Le premier type* est assez feldspathique, à phénocristaux d'augite et d'olivine, avec prédominance de l'un ou de l'autre.

— *Le deuxième type* est feldspathique compact, avec ou sans phénocristaux, riche en pâte vitreuse.

— *Le troisième type* est peu feldspathique, riche en augite, olivine, magnétite.

— *Le quatrième type* est peu feldspathique, riche en minéraux colorés et en matière vitreuse.

L'analyse chimique lui permet d'établir que les dykes des environs de Freyssenet et du col de l'Escrinet sont pour la plupart andésitiques, et que le filon que coupe la route nationale au col même est composé d'une basanitoïde et d'une doréite.

M. G. RUTTEN et J. C. den BOER (1954) ont constaté que le cône de Montredon près Mirabel montre une aimantation rémanente de sens inverse, comme d'ailleurs la coulée inférieure de St-Jean-le-Centenier, tandis que l'ensemble des coulées du plateau montre un sens d'aimantation normal. Ces auteurs en concluent que le basalte du Montredon serait d'âge plio-pléistocène, celui de la plupart des nappes du Coiron daterait du Pliocène, les coulées les plus anciennes se situeraient à la limite mio-pliocène.

J. C. den BOER (1957) a publié une étude géologique et paléomagnétique du Coiron et de ses abords immédiats. Dans un premier chapitre, il donne un aperçu sommaire de la stratigraphie des terrains sédimentaires qui environnent le Coiron. Ce résumé est emprunté, en grande partie, à l'excellent mémoire de F. ROMAN (1950).

Le chapitre II, abondamment illustré de dessins au trait et de tableaux, traite des basaltes du Coiron. L'auteur s'attarde longuement sur les caractères microscopiques et décrit minutieusement les principaux constituants de ces basaltes : *augite, plagioclase basique, magnétite, olivine*; parmi les minéraux accessoires : *l'apatite, la hornblende basaltique* et, plus rarement, *la biotite et l'ilménite*. En résumé il constate que du Miocène supérieur au Pléistocène on passe : des basaltes à olivine, compacts, foncés, peu porphyroïdes et relativement pauvres en feldspath, à des basaltes à olivine, plus cassants, plus clairs, souvent plus grossiers et plus riches en feldspath, tandis que le plagioclase devient lui-même un peu plus basique.

Ce qui constitue la partie originale du travail de J. C. den BOER est certainement l'étude du paléomagnétisme des basaltes du Coiron. Les mesures paléomagnétiques apportent des éléments nouveaux qui pourraient servir de base à une stratigraphie des coulées basaltiques, à condition toutefois d'être interprétées correctement. Dans différents chapitres l'auteur étudie : la date des éruptions, la topographie prébasaltique, les dykes et necks basaltiques; enfin un dernier chapitre est consacré aux descriptions géologiques des régions de Rochessauve et de La Prade. Pour certains de ces chapitres l'apport personnel de l'auteur est important, pour d'autres il se contente de reprendre les études publiées antérieurement.

Cet ouvrage, abondamment illustré de cartes, de blocs diagrammes, de coupes excellentes, contient malheureusement quelques observations inexacts et plusieurs erreurs d'interprétation que nous signalerons au passage, dans les divers chapitres de notre étude.

## CHAPITRE II

MORPHOLOGIE DU SOUBASSEMENT INFRA-VOLCANIQUE  
DU COIRON

Malgré la diversité des terrains sur lesquels elles reposent et malgré les failles qui affectent les terrains jurassiques, surtout au Nord et au Nord-Est du Coiron, les nappes basaltiques ont, à première vue, une allure tranquille et une horizontalité qui contraste singulièrement avec la région profondément tourmentée qui les entoure. Elles semblent s'être posées sur une surface qui, vue du Sud, apparaît tout à fait régulière. Cette régularité avait frappé TORCAPEL qui écrivait (1882, p. 409) : « Il est évident que le basalte s'est épanché sur un sol parfaitement nivelé et on croirait à première vue que la constitution géologique du substratum est d'une grande simplicité ».

Un certain nombre d'auteurs ont, à la suite de TORCAPEL, admis que la surface de base du Coiron était une pénéplaine.

Pour BACCONNIER (1924, p. 250) il s'agit bien d'une *pénéplaine*, car sur toutes les formations géologiques, coupées en biseau par la surface d'érosion, la pente est régulière dans toutes les directions.

— *Du Nord-Ouest au Sud-Est*, sur une longueur d'environ 15 km. entre les côtes 850 (Sud de l'Escrinet) et 645 (Nord d'Aubignas), la dénivellation est d'environ 15 mètres par kilomètre.

— *Du Nord au Sud*, entre les points 850 (Sud de l'Escrinet) et 600 (au Nord de St-Laurent-sous-Coiron), sur une distance de 5,500 km, on a une pente d'environ 27 m par km.

— *De l'Ouest à l'Est*, entre les côtes 850 et 530 (extrémité de l'éperon au Sud de Privas), sur une distance de 9 km, la pente est approximativement de 35 m par km. BACCONNIER ne peut s'empêcher de constater que cette pente est bien forte pour une pénéplaine.

Pour BAULIG (1928, p. 466) la surface de base du Coiron n'est aucunement une *pénéplaine*, au sens que l'on attache d'ordinaire à ce mot, mais une *surface de maturité*, distincte et plus récente que

celle qui porte les coulées du Velay. En effet, dit cet auteur (1928, p. 467 et 468), la surface des marnes est très inégale, on y distingue aisément des bosses sur lesquelles les coulées inférieures manquent ou s'amincissent. Sur le bord septentrional du Coiron, la base des coulées est comprise, dans les marnes, entre 480 et 530 m, là aussi la topographie fossilisée par les laves est en pleine évolution. Près de la pointe nord-ouest du Coiron, la surface du soubassement est très irrégulière et les variations locales révèlent des vallées prévolcaniques profondes de 70 à 80 m. Qu'on l'observe au Nord-Est, à l'Ouest, au Sud ou à l'Est, le soubassement du Coiron présente une topographie variée, à maturité commençante. Qu'on puisse, en outre, de-ci de-là, découvrir des éléments de surfaces bien aplanies, c'est assez probable. Mais avant de les réunir en une même pénéplaine, il faudrait pouvoir s'assurer qu'ils n'appartiennent pas, comme les plateaux de la région, à des surfaces cycliques étagées; la chose est d'autant plus vraisemblable que, sur des terrains de résistances aussi différentes que les calcaires tithoniques et les marnes valanginiennes, il y a peu de chance qu'une même surface d'érosion puisse subsister longtemps au cours d'un rajeunissement. On peut être assuré, d'ailleurs, que s'il a existé un équivalent de la pénéplaine du Velay dans la bordure secondaire, ce n'a pu être que sous la forme d'une véritable « *plaine d'érosion* ».

Enfin J. C. den BOER (1957, p. 44) a constaté, comme nous-même, que la topographie prébasaltique était aussi fonction de la plus ou moins grande dureté des roches et que « dans le Sud et Sud-Est, la topographie dans les marnes et marno-calcaires de l'Infra-Crétacé est relativement douce, tandis que dans le Nord, le relief des calcaires durs du Jurassique supérieur est souvent assez prononcé ».

En résumé, pour BACCONNIER, la surface prééruptive est une *pénéplaine* et pour BAULIG, c'est une *surface de maturité*. En réalité il est très difficile de trancher la question, les éruptions volcaniques se sont succédées, dans le Coiron, depuis le Miocène jusqu'après le Villafranchien; la surface prééruptive n'appartient donc pas à un cycle d'érosion unique. De plus, la topographie du soubassement volcanique a été certainement modifiée par les failles qui ont dû jouer à différentes reprises avant la venue des nappes basaltiques plio-villafranchiennes.

Si, dans l'état actuel de nos connaissances, il ne nous est pas possible de préciser quelle était l'allure topographique de tout le substratum sédimentaire lors des premières manifestations volcaniques du Coiron, il est, par contre, facile de constater que les coulées de lave se sont épanchées dans trois directions différentes :

- vers le Nord-Est;
- vers le Sud-Est;
- vers le Sud.

C'est d'ailleurs ce qu'avait fort bien remarqué BACCONNIER (1924, p. 252) : « La pénéplaine antépontienne », dit-il, comprend une large croupe dont l'axe est dirigé du Nord-Ouest vers le Sud-Est; de chaque côté, la surface s'incline soit vers le Nord-Est, soit vers le Sud; chaque fois que les vallées perpendiculaires ou obliques à cet axe permettent des mesures d'altitude, on voit les cotes s'élever régulièrement jusqu'aux environs de 600-640 mètres.

Mais ce que n'ont pas noté BAULIG et BACCONNIER, c'est l'existence de deux systèmes de vallées, l'un antémiocène et l'autre pliocène. Le dernier de ces auteurs, se basant uniquement sur des différences d'altitudes et sur des considérations de cycle d'érosion, a pu écrire (1924, p. 260) : « Tandis que vers le Chénavari, la vallée du Sud coironnique est à 470 m, aux abords du Rhône la vallée de la montagne d'Andance était inscrite environ 100 m plus bas; ces deux vallées appartiennent donc à deux cycles différents :

- Cycle de l'Ardèche, terminé au Pontien;
- Cycle de l'Ouvèze-Payre, continué jusqu'au Pliocène. »

Ces conclusions pouvaient paraître logiques à cet auteur puisqu'à cette époque on classait dans le Pontien les alluvions sous-basaltiques du Sud. Cependant, si BACCONNIER avait lu le travail de l'abbé BOULAY (1887) sur la flore des environs de Privas, il n'aurait pas rangé dans le Pliocène des sédiments datés par une flore miocène.

Depuis nous avons montré, dans notre thèse principale, que la flore et la faune s'accordent pour attribuer au Miocène supérieur la diatomite, les tufs et les brèches du Ranc, tandis qu'une faune malacologique et une faune mammalogique permettent de ranger les alluvions fluviatiles du Sud du Coiron, les unes au Pliocène inférieur, les autres au Villafranchien.

Si BACCONNIER est excusable d'avoir placé les alluvions fluviatiles sous-basaltiques du Sud du Coiron dans le Miocène supérieur, il est regrettable que J. C. den BOER (1957, p. 47) ait classé dans le Miocène supérieur une coulée de basalte, d'aimantation inverse, qui, à l'Est d'Aubignas, repose sur les alluvions fluviatiles pliocènes. Cette erreur d'interprétation le conduit — à la suite de BACCONNIER — à voir une topographie miocène dans la vallée pliocène qui, à l'Est d'Aubignas, s'ouvre largement dans les marno-calcaires hauteriviens (fig. 18). Nous avons nous-même observé, en

ce point, les alluvions fluviales dans toute la partie centrale de cette ancienne vallée et, grâce à un éboulement récent, nous les avons également repérées entre les pointements extrêmes de cette même digitation, à l'Est d'Aubignas.

### I. — Vallées prééruptives du Nord-Est du Coiron.

Avant les premières éruptions volcaniques, une vallée largement ouverte, orientée WNW-ESE, était creusée dans les marnes valanginiennes entre le Ranc et au-delà de la montagne d'Andance. Nous verrons, au chapitre suivant, que cette vallée fut occupée par un lac de barrage, depuis Andance jusqu'au-delà du Ranc. En amont de ce dernier village, cette même vallée — ou une vallée tributaire — s'orientait parallèlement aux vallées du Nord du Coiron, c'est-à-dire en direction SW-NE. Elle était parcourue par une rivière dont on retrouve les alluvions sous les coulées inférieures :

- à 300 m environ à l'W-NW de la ferme de Cheilaren;
- au Nord-Est de Laval (fig. 3);
- à l'Ouest et au Sud-Ouest de la ferme d'Auche.

Ces alluvions, emballées dans une argile rouge plus ou moins sableuse, sont constituées par des galets calcaires dont le plus grand diamètre moyen oscille entre 5-8 cm et peut atteindre exceptionnellement 15-20 cm; au Nord-Est de Laval, ces galets sont surmontés par des sables rouges durcis par un ciment calcaire.

La dénivellation des alluvions entre leur position à l'Ouest de Cheilaren (588 m) et d'Auche (590-595 m), d'une part, et au Nord-Est de Laval (580-585 m), d'autre part, est à peine sensible pour une distance à vol d'oiseau d'un kilomètre environ. La présence des alluvions fluviales sur les deux rives de la Payre prouve que la rivière prééruptive occupait la vallée actuelle et creusait son thalweg, vraisemblablement en direction SW-NE, à une altitude moyenne de 580 m environ. Cette vallée fossile, remblayée au Nord-Est du hameau de Laval par une coulée de lave et des tufs miocènes, est la seule qui, dans cette région du Coiron, renferme des alluvions fluviales et, par suite, la seule qui était sûrement parcourue par une rivière. La présence, à la base du conglomérat du Ranc, de plusieurs galets calcaires identiques à ceux des alluvions fluviales précitées, nous montre que la rivière drainait la vallée fossile avant les premières éruptions volcaniques de la région de Rochessauve.

Les grandes nappes basaltiques du Nord-Est du Coiron s'épanchèrent dans plusieurs vallées et non dans une seule vallée, comme le pensait BACCONNIER (1924, p. 259); ces vallées appartiennent à un cycle d'érosion différent de celui de la vallée antémioène du Ranc-Andance.

La pente de ces vallées fossiles, creusées en direction du Nord-Est, varie suivant la nature des roches. Elle est relativement irrégulière pour les digitations de Chabanet, du Combiér, du Ranc

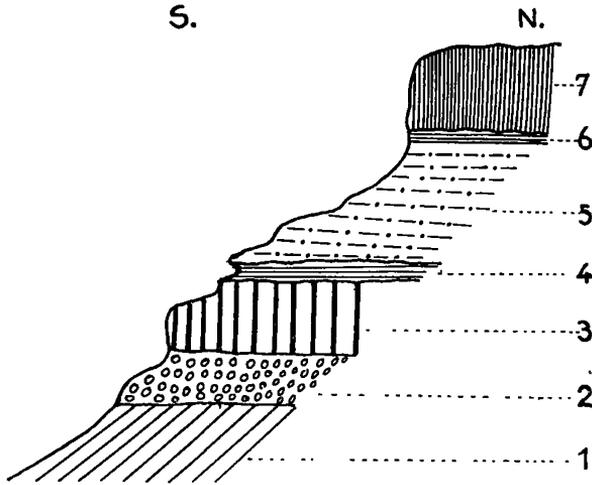


Fig. 3. — Coupe des formations au Nord-Est de Laval.

1. Marnes valanginiennes.
2. Alluvions préruptives à galets uniquement calcaires : épaisseur 4-5 m.
3. Coulée inférieure : basalte du Miocène supérieur 7-8 m.
4. Argile rouge d'altération climatique : 40 cm.
5. Tufs bréchiformes du Miocène supérieur : 35-40 m.
7. Basalte de la digitation à l'Ouest de Rochessaive : 15-20 m.

et de Rochessaive, où les basaltes reposent tantôt sur des calcaires durs du Jurassique supérieur, tantôt sur les tufs du cratère d'explosion d'Avignas, tantôt sur du tripoli ou sur des tufs bréchiformes. Elle est au contraire beaucoup plus régulière et moins rapide si les basaltes se sont épanchés uniquement sur les marnes valanginiennes, à faciès très uniforme. C'est ainsi que le contact du basalte sur les marnes a lieu respectivement à l'altitude de 520 m à l'extrémité de la digitation à l'Ouest de Saint-Bauzile, et à 588 m à l'Ouest de la ferme de Cheilaren. Soit une dénivellation de 68 m environ, pour une distance approximative de 6 km, ce qui donne une pente de l'ordre de 11 mètres par kilomètre.

Les altitudes du contact, entre le basalte et les calcaires du Jurassique supérieur, à la soi-disant fenêtre de Bayonne, près de la ferme de la Geneste, sur la route de Privas à Freyssenet, permirent à BACCONNIER (1924, p. 258) — et à J. C. den BOER (1957,

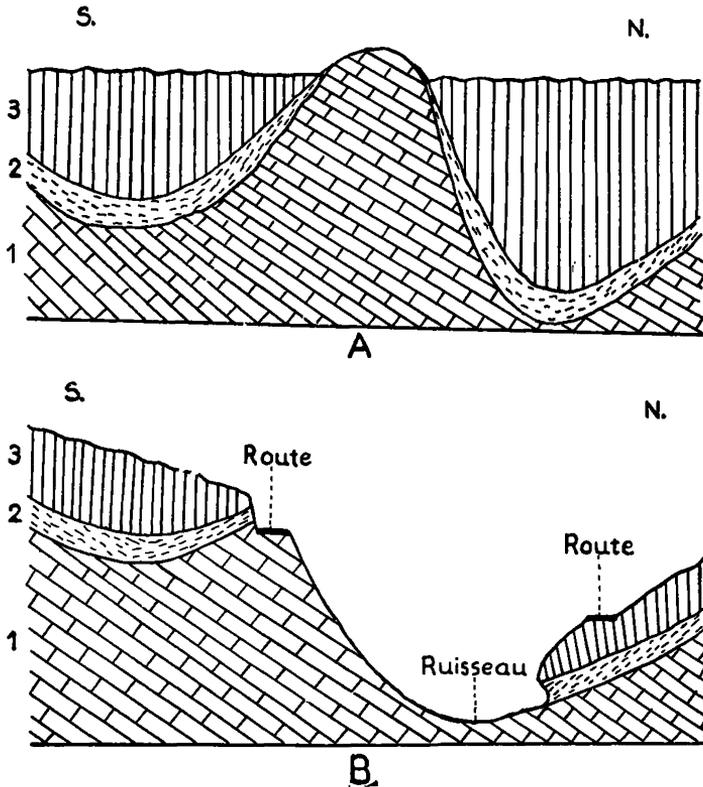


Fig. 4. — La « fenêtre de Bayonne », près de la ferme de la Geneste, sur la route de Privas à Freyssenet, à 10 km au SW de Privas. Coupe schématique du Nord au Sud.

A. — Immédiatement après l'épanchement du basalte.  
B. — Etat actuel.

1. Calcaires du Jurassique supérieur.
2. Tufs volcaniques.
3. Basalte.

p. 47) qui cite BACCONNIER — de conclure qu'en ce point « la vallée présentait un profil longitudinal très vigoureux puisque, en moins de 2 km, elle offrait une dénivellation de 120 m ». Cette façon d'établir le profil d'une vallée, fortement critiquée par

BAULIG (1928, p. 468), s'avère entièrement inexacte quand on examine attentivement l'allure du soubassement basaltique en ce point.

L'altitude des calcaires jurassiques ne croît pas suivant une section perpendiculaire à la vallée actuelle du Rieusec, comme

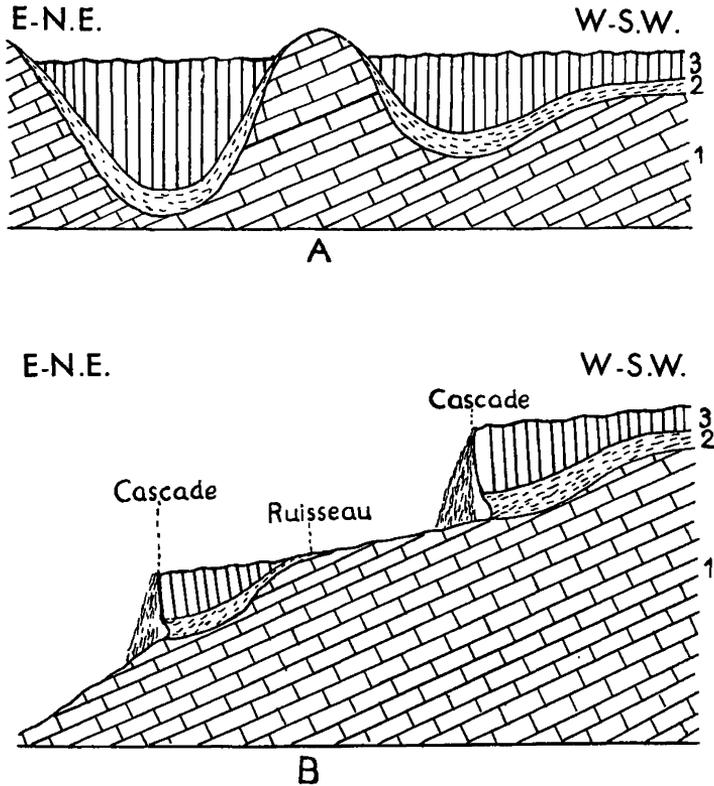


Fig. 5. — La « fenêtre de Bayonne », coupe schématique ENE - WSW.

A. — Immédiatement après l'épanchement du basalte.  
B. — Etat actuel.

1. Calcaires du Jurassique supérieur.
2. Tufs volcaniques.
3. Basalte.

pourrait le faire croire la coupe donnée par BACCONNIER (1928, p. 257, fig. 2), mais en direction du SW-NE, c'est-à-dire en direction du ruisseau actuel. Sur le bord de la route, rive droite du ruisseau, on voit, en effet, le basalte reposer par l'intermédiaire d'un sol fossile rubéfié sur des tufs, que supportent les calcaires

du Jurassique. Ces tufs ont, en ce point, un pendage WSW-ENE, tandis qu'à l'Ouest et au Sud-Ouest de la ferme de la Geneste, ils plongent en direction du Nord-Ouest, suivant la pente de la colline sur laquelle ils furent projetés. La fenêtre de Bayonne est taillée, en effet, non dans une ancienne vallée, mais dans une ancienne colline de calcaire plus dur, formant un mamelon sur la pénélaine antéruptive.

Les versants sud-est et est de cette colline étaient creusés profondément par des vallées d'érosion, sorte de diverticules qui, semblables à un déambulatoire, faisaient le tour de la colline. Ces diverticules furent partiellement remplis par les tufs lors de l'une des phases explosives du Coiron, puis par les premières coulées de l'une des phases effusives (fig. 4 et fig. 5). Le basalte de la digitation de Cheylus sur la rive gauche du Rieusec, et celui de la digitation de la rive droite en direction de Chabanet, n'aurait pas manqué d'emprunter la vallée qui, d'après BACCONNIER (1924, p. 258), se raccordait à la prétendue *vallée de Bayonne*. L'actuelle vallée, dont les flancs escarpés sont escaladés par les lacets de la route de Privas à Freyssenet, n'existait pas lors des éruptions volcaniques, les coulées basaltiques qui, sur sa droite, courent en direction du Nord-Est, témoignent qu'elle fut creusée dans les calcaires, postérieurement aux flots de lave qui envahirent et s'entassèrent de préférence dans les dépressions de la surface préruptive.

Enfin notons, à propos de la surface préruptive du Nord-Est du Coiron, que J. C. den BOER (1957, p. 46) parle et donne une coupe de la montagne de Berguise qu'il désigne du qualificatif d'*outlayer basaltique*. Ici encore regrettons que ce jeune géologue n'ait aperçu ni les 55-60 m de tufs volcaniques sur lesquels repose la coulée inférieure, ni la formation lacustre à *Limnées* et *Planorbes* qui, vers le sommet est de la colline, supporte les trois dernières coulées de basalte.

## II. — Les vallées au Sud du Coiron.

Pour BACCONNIER (1924, p. 287) « le réseau actuel des rivières qui dissèquent le Coiron est, en général, l'héritier du réseau existant avant les éruptions; pour s'en convaincre, il n'y a qu'à se rappeler les nombreux exemples où l'on voit les basaltes descendre de deux côtés vers le fond de ces vallées préruptives, révélées par la morsure des vallées actuelles. Il peut paraître paradoxal que les rivières aient inscrit leur profil de préférence dans ces parties où forcément l'épaisseur des basaltes est le plus considérable, par une

sorte de phénomène de sous-imposition. Mais, à la réflexion, ce n'est pas surprenant. Grâce aux fentes de retrait extrêmement nombreuses, les basaltes sont très perméables, presque autant que les calcaires fissurés. Les eaux de pluie pénètrent donc facilement leur masse, puis sont arrêtées par le soubassement de marnes imperméables; elles glissent, sous les basaltes, sur les pentes des vallées comblées et s'amassent dans les thalwegs masqués, pour reparaitre en sources aux points où finit la couverture éruptive. Il y a donc comme un réseau hydrographique souterrain qui a guidé, et continue à guider, la formation du réseau actuel de surface. Rappelons que la totalité de la surface des roches sédimentaires, reliefs et creux, a été recouverte par les éruptions, qu'il n'y avait pas d'intervalles et que, par conséquent, l'hypothèse de cours d'eau installés sur les marnes qui seraient restées à découvert entre des zones envahies par les basaltes est inopérante ».

Il conclut (1924, p. 288) que « l'hypothèse d'une inversion de relief ne convient pas dans l'ensemble du Coiron. Les parties actuellement en relief au-dessus des vallées profondes correspondent à des crêtes marneuses déjà existantes avant les éruptions... Le phénomène d'inversion n'est qu'une exception localisée dans la partie sud qui correspond à l'ancienne vallée de l'Ardèche, il y a inversion de relief pour l'extrémité des digitations, mais non pour leurs pédoncules ».

Au contraire, pour ce même auteur (1924, p. 285 et 286), « sur le front sud du Coiron la frange d'éboulis, formée de blocs énormes, défie toute destruction... ces blocs s'enfoncent sur place, demeurent intacts, seule l'érosion fluviale est capable de les réduire par entraînement et choc. Cette frange d'éboulis n'a donc pas reculé ».

Ainsi, pour ce géographe, les éboulis ne sont pas atteints par l'érosion, tandis que les coulées épaisses, d'un basalte très dur, entassées les unes sur les autres, auraient reculé de 7 à 8 kilomètres, comme dans la vallée de Scautres par exemple. L'unique argument invoqué par BACCONNIER en faveur de cette hypothèse est que le basalte descend dans le fond des vallées, aux points où les rivières quittent le basalte pour installer leur thalweg dans les marnes valanginiennes; c'est ce que l'on peut observer, en particulier, en tête des vallées de l'Auzon, de la Claduègne, de Scautres. Ici encore, comme pour les vallées du Nord-Est du Coiron, les conclusions erronées de BACCONNIER proviennent d'une mauvaise observation. Un simple coup d'œil permet de se rendre compte que, dans la vallée de l'Auzon (fig. 6 et pl. I) comme dans celles de la Claduègne (fig. 7 et pl. II) et de Scautres, le basalte ne descend pas dans les vallées actuelles, mais dans des *vallées*

*obliques, par rapport à celles d'aujourd'hui.* On voit en effet, en tous ces points, les marnes s'élever en direction de la vallée actuelle; le basalte qui semble remblayer la vallée de la Claduègne a ses prismes perpendiculaires, non aux versants marneux de la vallée

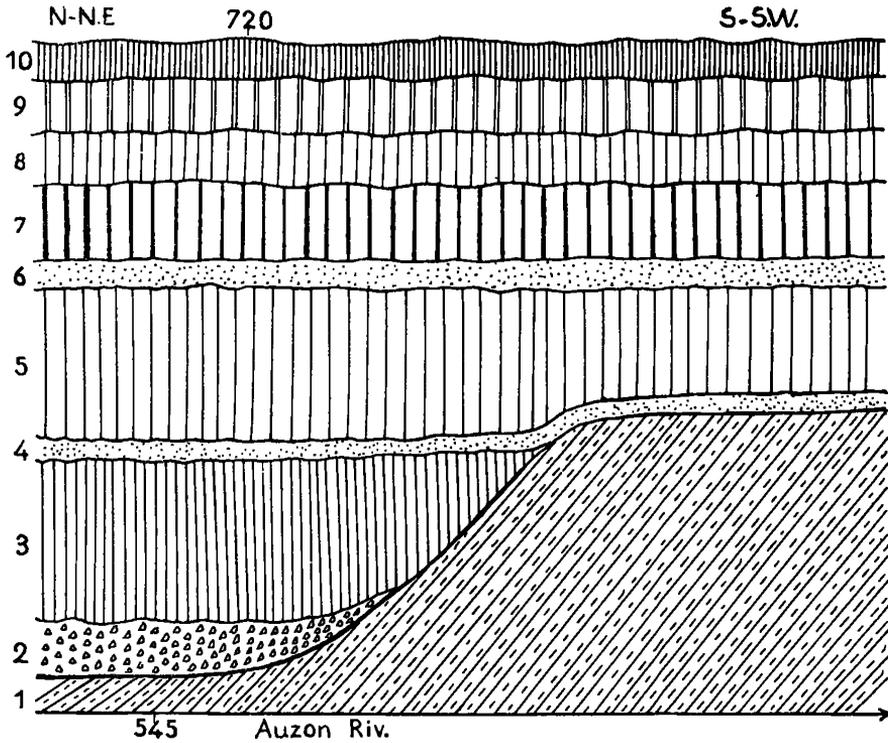


Fig. 6. — Profil de la rive gauche de l'Auzon, à 2 km au NE de Darbres. Le basalte remblaye une vallée oblique par rapport à celle de l'Auzon.

1. Marnes valanginiennes.
2. Tufs volcaniques : épaisseur 2-3 m.
3. 5. Coulées de basalte miocène.
4. 6. Argile rouge d'altération climatique 30-40 cm.
7. 8. 9. 10. Coulées de basalte (Voir planche 1).

actuelle, mais à ceux de l'ancienne vallée de direction presque perpendiculaire à celle de la Claduègne.

La forme et les versants de ces vallées fossiles ont été parfaitement cristallisés par le basalte qui, sur les deux rives de l'Auzon et de la Claduègne, les remplit de ses falaises noires plus ou moins prismées.

Dans la vallée de Scautres, à 300 m au Nord-Est de Fay, le basalte moule une ancienne vallée peu profonde<sup>1</sup> qui, ici, a une direction identique à l'actuelle vallée; une observation superficielle pourrait faire croire que la coulée s'est réellement épanchée dans la dépression de Scautres. Plusieurs faits prouvent qu'il n'en est rien.

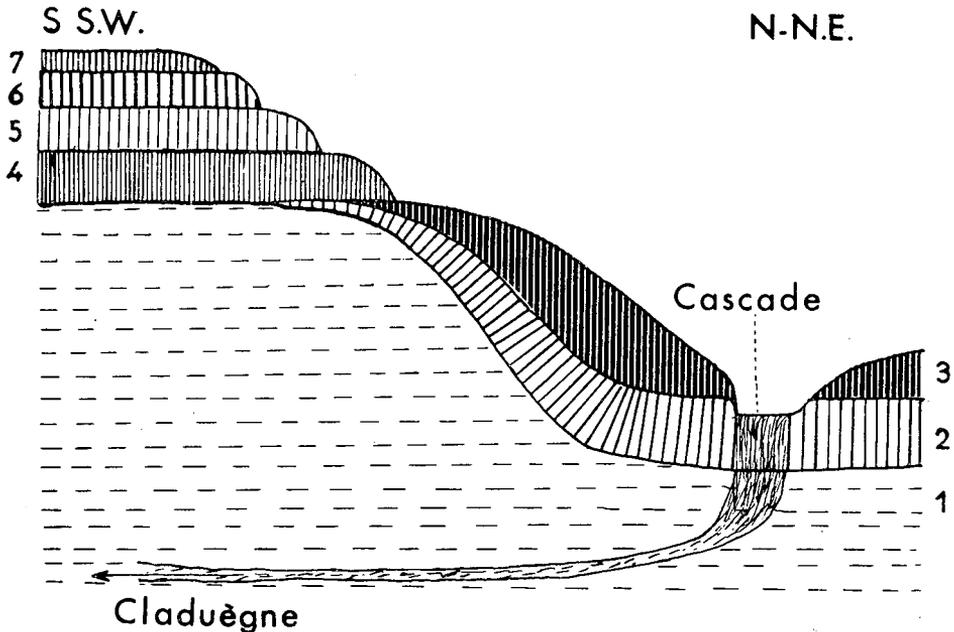


Fig. 7. — Vallée de la Claduègne, rive droite, à l'endroit où la rivière quitte le basalte pour couler sur les marnes, à 5-6 km au Nord de Saint-Jean-le-Centenier.

Une coulée de basalte, prismée à la base, remblaye une vallée oblique par rapport à la vallée actuelle.

1. Marnes valanginiennes.
2. Base de la coulée inférieure, basalte prismé.
3. Basalte non prismé, de la coulée inférieure.
4. 5. 6. 7. Coulees de basalte postérieures au Pliocène inférieur (v. planche II).

— On retrouve à 1,500 km environ, au Sud-Ouest, près du village du Vernet, une coulée remplissant une vallée de même forme, dont les dimensions sont du même ordre que celles de la

<sup>1</sup> C'est au contact du basalte et de l'argile d'altération de cette vallée miocène, qu'a été effectué — sous la direction de M. J. VIGIER, ingénieur du Génie rural, à Privas — le captage des eaux qui doivent alimenter la région d'Alba.

vallée fossile du Fay. Il est vraisemblable que c'est la même vallée d'érosion, sorte de diverticule où ne coulait aucune rivière, que l'on observe actuellement en ces deux points.

— L'altitude des marnes croît sur les deux versants de la vallée de Sceautres, en direction du creusement de cette vallée, indiquant nettement qu'elle était occupée, à l'époque des éruptions, par les marnes valanginiennes qui, sur le plateau au Sud de la ferme de Fay, affleurent sans couverture basaltique et dominent de 200 mètres environ le thalweg actuel.

— A 300-400 mètres au Sud-Est de Sceautres, sur le versant gauche, plusieurs coulées remblaient une autre vallée fossile, creusée en direction du Nord-Est, c'est probablement cette vallée que l'on voit apparaître à Vaugourde et dans laquelle fut trouvée la faune pontienne d'Aubignas. Notons que l'altitude de base (575 m) de cette vallée miocène est sensiblement identique à celle de la base de la vallée fossile située au Nord-Est de Fay.

— Si, d'après l'hypothèse de BACCONNIER, la vallée de Sceautres avait été creusée avant les éruptions du Coiron, comment expliquer que le neck qui, au Nord-Ouest de cette localité, domine de 150 mètres le lit de la rivière (pl. III), ait pu se figer dans l'atmosphère. Ce neck est, en effet, composé par un basalte qui, d'après E. JEREMINE (1927), peut être considéré, par suite de l'abondance des éléments colorés et de la basicité des plagioclases, comme un basalte labradorique passant à une hasanitoïde. Une roche aussi basique, essentiellement fluide, se serait épanchée dans la vallée, si les marnes valanginiennes, telles une filière, n'avaient guidé son ascension et ne lui avaient permis de prendre une forme massive caractéristique.

Ainsi toutes les digitations du Sud du Coiron, comme celles du Nord-Est, occupent d'anciennes vallées qui, dans la partie sud, rejoignaient l'Ardèche pliocène.

Les observations erronées de BACCONNIER, sur le remblayage des vallées actuelles par le basalte, l'ont conduit à des déductions, non moins inexactes, sur la pente de la pénéplaine prééruptive. Pour la vallée de l'Auzon, cet auteur (1924, p. 255) trouve que « les cotes d'altitude de l'ancien thalweg étaient en ces lieux de 580 et 530 m environ, soit une différence d'au moins 50 m, et cela sur une distance de moins d'un kilomètre. Donc la vallée avait un profil transversal en V très aigu et un profil longitudinal extrêmement raide ».

Pour le ravin des Avias, affluent de droite de la Claduègne, il note que « cette vallée avait, elle aussi, un profil longitudinal à forte pente... soit approximativement 40 mètres par km ».

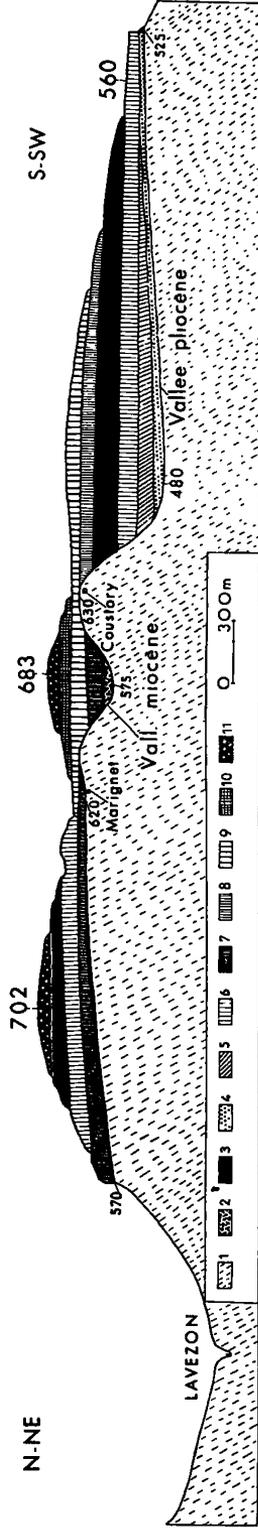


Fig. 8. — Coupe schématique et profil du versant Ouest de la digitation située à l'Est de Scautres.

1. Marnes valanginiennes.
  2. Basalte scoriacé miocène.
  3. Basalte miocène.
  4. Alluvions fluviales du Pliocène inférieur.
  5. Couléee de basalte reposant directement sur les alluvions piocènes.
  6. 7. 8. 9. 10. 11. Couléees de basalte postérieures au Pliocène.
- Remarque :* Les dykes qui recoupernt les couléees miocènes n'ont pas été figurés.

Quant au ravin de la Claduègne, à 2 km environ au Nord-Est des Avias, BACCONNIER (1924, p. 256) constate que « le profil longitudinal paraît assez atténué, de pente faible par comparaison avec les ravins précédents », et il explique cette contradiction par « un affaissement de la pénéplaine déformée ».

Pour établir la pente des vallées que nous venons de citer, BACCONNIER a mesuré les cotes d'altitude des marnes au contact du basalte sur de courtes distances. Les coulées en ces points se sont épanchées dans de petites vallées qui, au départ de la crête marneuse qui formait le rebord sud de la vallée fossile, oblique par rapport aux vallées actuelles, avaient nécessairement une pente plus abrupte que celle des vallées qu'empruntèrent les basaltes des grandes digitations du Coiron.

L'édition de la carte topographique au 1/20 000 en courbes de niveau — feuille d'Aubenas — n'étant pas encore publiée, nous ne pouvons établir d'une façon précise la pente moyenne de toutes les digitations au Sud du Coiron; car nous ne saurions nous fier aux indications données par le baromètre qui, malgré les corrections apportées au cours de la journée, ne sont jamais suffisamment précises. Ici, une remarque s'impose, les chiffres d'altitude de la base des coulées, donnés par BACCONNIER (1924, p. 250), sont visiblement établis à l'aide du baromètre. Dans quelle mesure les a-t-il corrigés par comparaison avec un baromètre enregistreur? Une déclaration explicite à ce sujet aurait permis d'attribuer une réelle valeur aux résultats obtenus.

Pour notre part, nous avons mesuré pendant plusieurs années de suite les altitudes de base des coulées, en certains points bien déterminés, et nous l'avons fait chaque fois après avoir, quelques minutes auparavant, réglé le baromètre sur un repère du nivellement.

C'est ainsi que nous avons pu déterminer l'altitude du contact du basalte et des terrains qui le supportent : à Vendrias et aux Arnoux, commune de Darbres, où existent des points d'altitude du nivellement, ainsi qu'au Baumier, près Mirabel. Derrière la ferme des Arnoux — située non loin de la falaise basaltique, sur la rive gauche de l'Auzon, et où les altitudes viennent d'être précisées par la publication de la feuille de Privas au 1/20 000 — le contact tufs et basalte a lieu à 560 m, celui des tufs sur les marnes à 530 m; au Baumier, à l'extrémité de la digitation de Mirabel, le contact basalte-alluvions fluviales se situe à l'altitude de 525 m; soit une différence de 35 m pour une distance, à vol d'oiseau, de 4,400 km environ, la pente moyenne est donc voisine

de 8 m par km. D'autre part, la base des tufs étant à 530 m, aux Arnoux, et celle des alluvions fluviales à 515-520 m, au Baumier, la dénivellation dans les marnes entre ces deux points est de 10-15 m.

Notons que le contact marnes-basalte ne donne pas l'allure générale de tout le substratum infra-volcanique, pour une période donnée. En divers points — notamment sur la rive gauche de l'Auzon, à 2 km au Nord-Est de Darbres — certaines coulées sont séparées des suivantes par un sol fossile rouge, elles appartiennent très probablement à une phase éruptive miocène, leur contact avec les marnes valanginiennes cristallise donc une topographie de cette époque. Au contraire, le contact marnes-basalte de la coulée inférieure de Mirabel — contact visible dans la tranchée de la route qui, de Mirabel, conduit sur le plateau — fossilise une topographie postpliocène.

On retrouve le même phénomène dans la région de Vaugourde et en divers points du Coiron où les sols fossiles rouges — installés sur les basaltes et les tufs — sont nombreux.

Il est intéressant de calculer approximativement la pente en direction du Sud-Est du soubassement du Coiron, suivant la *dorsale* à partir de laquelle semblent s'être épanchés les basaltes de ce massif. Le col de l'Escrinet est à 787 m d'altitude, le contact basalte-calcaire au Sud-Est de ce col se trouve à une altitude de 850 m. Or les marnes valanginiennes près de la ferme du Bois de Var, à 16 km au Sud-Est de l'Escrinet, sont à une altitude voisine de 630 m, ce qui donne une pente moyenne de 13-14 m par km.

Depuis la récente publication de la feuille de Privas au 1/20 000, nous sommes en mesure de donner quelques précisions supplémentaires sur les dénivellations de la surface prééruptive. Le contact le plus élevé en altitude — 850 m — entre les produits volcaniques et le substratum sédimentaire se situe, d'une part, au Sud-Est du col de l'Escrinet, au-dessus de la nouvelle route de Pramaillet, et, d'autre part, à la même altitude, au piton du Couguioulet qui, par 891 m, domine au Nord-Ouest la dépression de N.-D.-de-Pramaillet.

Les calcaires du Jurassique supérieur réapparaissent à 740 m, au fond du ravin, à 800 m à l'Ouest de la Prade; à 690 m derrière la ferme de Ladoux, au SE de N.-D.-de-Pramaillet; à 650 m près des ruines de Fouasse; enfin à 620 m derrière l'ancien moulin de Chapus, le long du ruisseau de Barbes. Le contact du basalte miocène et du calcaire tithonique se fait à l'altitude de 740 m au

NE du Goulet de la Soulière, près de l'ancienne ferme de la Chèvre-Ecorchée. Ces calcaires présentaient donc — au moment où ils furent recouverts par les produits volcaniques — des dénivellations dont l'amplitude maximum visible est de l'ordre de 180 m, sur une distance de 2,300 km environ.

### III. — Conclusions.

L'étude succincte de la surface du soubassement prééruptif du Coiron nous montre :

1° Qu'il existe deux systèmes de vallées : l'un datant du Miocène supérieur, l'autre du Pliocène inférieur. On rencontre le premier :

- *Au Nord-Est* du massif, dans la région de Rochessaive et d'Andance;
- *Au Sud* : suivant une ligne qui joindrait les points où les rivières de l'Auzon, de la Claduègne, de Sceautres pénètrent dans les marnes, et à Vaugourde où l'une des vallées miocènes rejoint la vallée de l'Ardèche pliocène.

Le deuxième système est constitué, d'une part, par la grande vallée qui, à l'extrémité des promontoires du Sud, est remblayée par des alluvions pliocènes, et, d'autre part, par ses vallées affluentes fossilisées par les coulées basaltiques, qui donnent au Sud du Coiron son aspect si caractéristique (fig. 8).

2° Que la topographie prééruptive, telle qu'elle a été fossilisée par les produits volcaniques qui l'ont recouverte, ne représente pas la surface prééruptive à un stade unique de son évolution, puisque les éruptions qui l'ont recouverte ont débuté au Miocène supérieur et se sont poursuivies jusqu'au Quaternaire. Certaines parties de cette surface représentent une topographie miocène, d'autres une topographie pliocène, quelques-unes une topographie villafranchienne.

3° Que l'érosion n'est pas le seul facteur ayant façonné le soubassement infra-volcanique; la topographie de ce soubassement ayant pu être plus ou moins altérée par les failles postpliocènes, comme nous le verrons au chapitre V.

4° Qu'il nous est, par suite, impossible de préciser quelle était l'allure de la surface antééruptive miocène ou pliocène. Cependant, vu, d'une part, qu'au Miocène supérieur, toutes les roches étaient altérées en argile rouge sous l'action d'un climat relativement

chaud et humide, et que, d'autre part, les vallées miocènes sont plutôt largement ouvertes et ne présentent pas de versants très élevés, il nous est permis de supposer que la topographie miocène devait être relativement douce.

5° Qu'il y a eu inversion de relief dans toutes les digitations sud et nord-est du Coiron, où le basalte s'est écoulé dans des vallées, affluents de la vallée principale de l'Ardèche pliocène. Il n'y a pas eu, évidemment, inversion de relief pour les monticules, *les bosses*, comme dit BACCONNIER, de la pénéplaine, qui furent recouvertes par les flots de lave, ni pour la croupe d'axe NW-SE d'où se sont écoulés, semble-t-il, une bonne partie des basaltes du Coiron.

6° Que les nappes basaltiques se sont épanchées, non sur une surface parfaitement unie, mais sur un substratum présentant des dénivellations plus ou moins importantes suivant la nature des roches.

## CHAPITRE III

## LES EVENEMENTS DU MIOCENE SUPERIEUR

Pendant toute la durée du Miocène supérieur, la région que nous étudions fut le théâtre :

- des premières éruptions volcaniques de la contrée;
- de l'établissement de nombreux lacs dont les sédiments n'ont été conservés qu'aux endroits où des coulées basaltiques les ont préservés de l'érosion;
- d'une altération climatique qui transforma en argile rouge la couche superficielle des calcaires, des marnes, des tufs, des basaltes.

Les produits volcaniques miocènes se rencontrent en divers points du massif du Coiron, mais plus spécialement vers le Nord et le Nord-Est du massif; vers le Sud, les coulées et les tufs miocènes se situent approximativement au Nord d'une ligne qui joindrait les villages de Darbres et de Sceautres.

Les basaltes les plus anciens sont probablement ceux que l'on retrouve en blocs plus ou moins volumineux dans le conglomérat qui, au Ranc près Rochessauve, supporte la diatomite à flore du Miocène supérieur. Les coulées qui, à l'Ouest de la ferme de Cheilaren et au Nord-Est de Laval, commune de Rochessauve, reposent sur les alluvions fluviales calcaires antéruptives et celle qui, au Sud-Ouest du château de Rochessauve, est sous-jacente aux tufs miocènes, doivent être également rangées parmi les plus anciennes.

A ces volcans, surtout effusifs, dont la lave ne recouvre qu'une fraction de la surface infra-volcanique du Coiron, succédèrent des éruptions de type vulcano-strombolien qui accumulèrent les produits de projections sur ces premières coulées, une partie du substratum crétaé et jurassique, les versants et le fond des vallées miocènes, ainsi que dans les eaux des lacs établis, à cette époque, en divers points de la région. Ces projections aériennes et les formations volcano-lacustres miocènes sont particulièrement bien conservées :

— *Dans le Sud du Coiron* : au quartier de Vaugourde, au Nord-Ouest d'Aubignas.

— *Dans le Nord-Est du Coiron* :

— Dans la région de Rochessauve et du Combier;

— Sur le flanc sud-ouest du Mont-Charray;

— Sous le basalte de la montagne d'Andance, au Nord-Est de St-Bauzile.

### I. — Formations miocènes de Vaugourde, près Aubignas.

Grâce à l'obligeance du propriétaire de la ferme du Bois de Var, commune de Sceautes, nous avons pu repérer *la mine de Siste*, nom donné par les habitants du pays au gisement de mammifères pontiens de Vaugourde, exploité par le dénommé « *Siste* » entre 1870 et 1880. Les éboulis ont complètement obstrué l'entrée de la galerie sous-basaltique creusée dans des dépôts vraisemblablement lacustres; nous sommes donc obligés de nous reporter, pour la stratigraphie de ces sédiments, aux observations faites par TORCAPEL (1882). A 100 mètres environ, en amont du pont de Vaugourde, sur la rive droite du ruisseau, sous le basalte compact, on observe successivement de haut en bas :

1° Un tuf volcanique siliceux, brun compact .....	0,40 m
2° Un tuf ou boue volcanique argileuse, noirâtre, renfermant quelques fragments de marne calcinée .....	0,70 m
3° Une boue grisâtre, argilo-siliceuse, empâtant de nombreux fragments de marne à demi-calcinée .....	0,30 m
4° Une boue siliceuse, brun foncé, compacte, avec menus fragments de marne calcinée; quelques dents et autres ossements de mammifères, <i>Hélix</i> , bois fossile .....	1,20 m
5° Une boue jaunâtre, argilo-calcaire, avec menus débris de marne plus ou moins cuite; dents et côtes de mammifères .....	0,40 m
6° Un conglomérat formé de basalte en partie décomposé et de marne cuite, réunis par une gangue argilo-calcaire, avec cavités remplies par du carbonate de chaux pulvérulent; dents et ossements de mammifères .....	0,80 m
7° Une boue jaunâtre argilo-siliceuse, empâtant des fragments de basalte décomposé, cristaux de pyroxène, grains de périclote, épaisseur visible .....	4,80 m
Puissance totale .....	8,60 m

Cet ensemble repose sur les marnes à *Echinospatangus cordiformis*. Aucune de ces couches ne fait effervescence avec l'acide chlorhydrique; les couches 5 et 6 sont les plus riches en fossiles. Ceux-ci sont convertis en silex noir ou brun foncé.

Ce dépôt n'a qu'une longueur limitée, soit environ 60 m sur la rive droite; il apparaît aussi sur la rive gauche sur une longueur plus réduite. On en observe un autre analogue à 500 mètres en aval, mais il n'y a pas été trouvé de fossiles.

Ces formations, dont nous venons de donner la description faite par TORCAPEL (1882, p. 416), se sont déposées, sans doute, dans un lac qui, comme nous l'avons noté au chapitre II, occupait le fond d'une vallée différente de celle qui renferme les alluvions pliocènes, dont la description fait l'objet du chapitre suivant.

## II. — Formations miocènes de la région de Rochessauve et du Combier.

J. C. den BOER (1957, p. 55) consacre, à la région de Rochessauve, plusieurs pages illustrées par une carte, des coupes nombreuses et des blocs schématiques. Cette abondante et excellente illustration permet de repérer très rapidement les diverses coulées de lave, les tufs et les dykes qui recourent les différentes formations de cette contrée.

Il faut regretter cependant qu'une observation incomplète n'ait pas permis à cet auteur de remarquer les alluvions fluviales anté-éruptives, le conglomérat du Ranc et la diatomite située au-dessus de ce dernier hameau. D'après l'illustration de J. C. den BOER, le basalte de la colline du Ranc reposerait directement sur les brèches qui, à leur tour, seraient en contact avec les marnes valanginiennes. Pour rectifier ces erreurs, nous prions le lecteur de se reporter à la coupe de la colline du Ranc que nous donnons à la fig. 10.

Mais il faut surtout regretter les interprétations de J. C. den BOER relatives aux formations du centre de la cuvette et à l'âge des éruptions de cette région. Il mentionne (1957, p. 59) « de petits affleurements de tufs isolés, montrant souvent une inclinaison assez grande allant jusqu'à 43°. En outre, au centre de la cuvette s'observe un grand neck, d'où un sill s'est infiltré dans les assises du Valanginien ». L'importance du matériau volcanique et l'allure tranquille de certaines portions de coulées, à 400-500 m au Nord du hameau du Vernet, pourraient, à première vue, faire croire à l'existence d'un petit centre d'émission. Mais si l'on examine attentivement l'ensemble de cette formation, on s'aperçoit

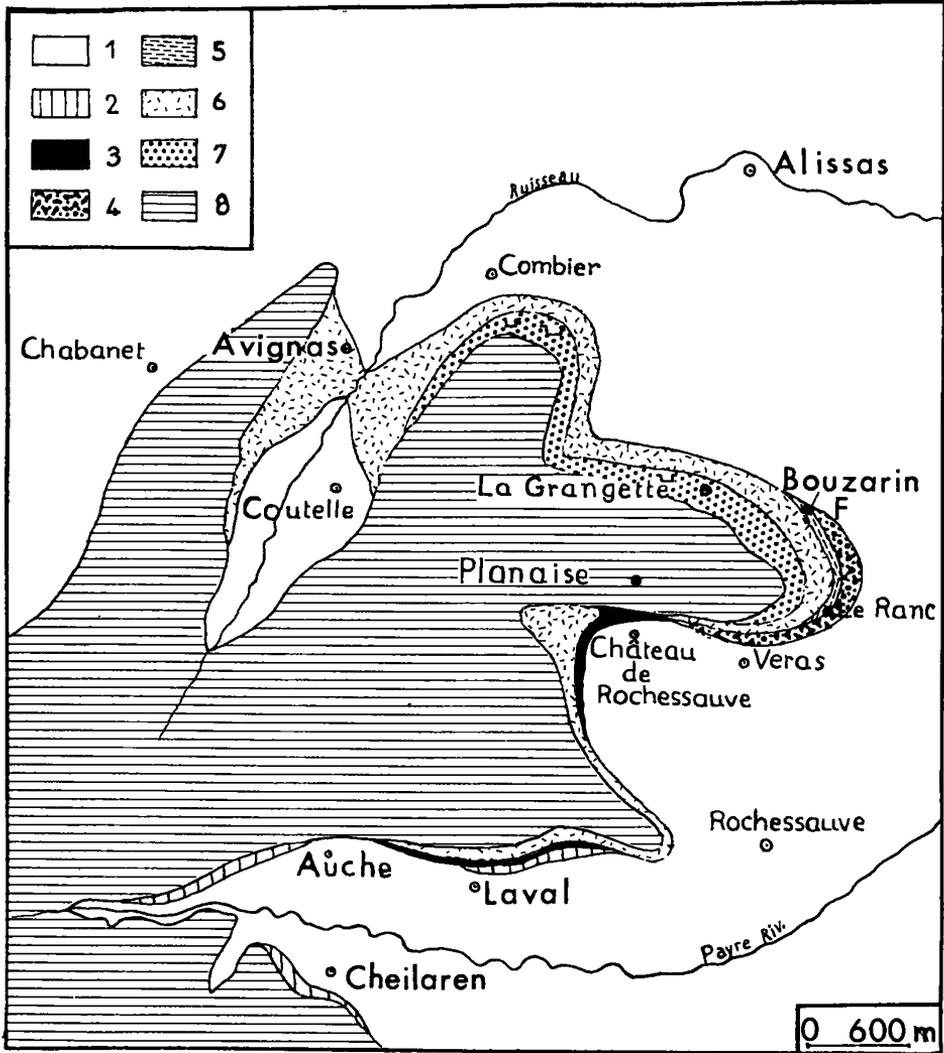


Fig. 9. — Croquis géologique simplifié de la région du Ranc-Le Combiere.

1. Substratum créacé et jurassique.
2. Alluvions fluviales antéruptives.
3. Basalte du Miocène supérieur.
4. Conglomérat du Ranc.
5. Formations lacustres et diatomite inférieure.
6. Brèches et tufs bréchiformes.
7. Diatomite supérieure du Ranc, de la Grangette et du Combiere.
8. Basalte du plateau.

que la plupart des blocs de tufs — en tous points identiques à ceux qui, à 500-600 m au Sud-Ouest et à l'Ouest, supportent les coulées du plateau — ont été basculés; leur stratification, au lieu d'être horizontale comme celle des tufs en place, est oblique ou verticale. Certains blocs de basalte ont leurs prismes horizontaux, tandis qu'ils sont verticaux dans les coulées qui dominent la cuvette; d'autres blocs possèdent encore un placage de tufs sur leur face inférieure devenue verticale; parfois blocs de tufs et de basalte sont intimement mêlés. Tout ceci indique que les produits volcaniques ne sont pas en place, mais proviennent, par voie de glissement, de falaises situées primitivement plus à l'Ouest ou au Sud-Ouest.

Toute la stratigraphie des formations volcaniques de la région de Rochessauve, établie par J. C. den BOER, est basée sur l'aimantation rémanente, normale ou inverse, des basaltes. D'après cet auteur le volcanisme débute, dans cette région, au Pliocène inférieur, pour se terminer au Plio-Pleistocène. C'est ainsi que l'on voit, classée dans le Pliocène inférieur, la coulée qui, au Nord-Est du hameau de Laval et au Sud-Ouest du château de Rochessauve, est sous-jacente à des tufs miocènes. Les brèches du Ranc, équivalent volcano-lacustre des tufs précités, sont rangées dans le Pliocène inférieur; or, nous savons qu'elles supportent la diatomite supérieure qui, au Combier, a livré une faune de Pikermi.

D'autre part, à propos d'Avignas, J. C. den BOER (1957, p. 61) parle d'un cratère d'explosion pareil à celui de Rochessauve. Si le cratère d'explosion d'Avignas est parfaitement visible, on n'observe nulle trace d'un tel cratère dans les environs de Rochessauve.

Par contre, les produits de l'activité volcanique débutent dans cette région par une formation qui ne saurait passer inaperçue aux yeux du géologue qui gravit le sentier qui, de la route de Rochessauve, conduit à la ferme Guigon, nous voulons parler du conglomérat du Ranc.

#### Le conglomérat du Ranc (planches V, VI).

Postérieurement à l'émission des premiers basaltes, une coulée boueuse, issue d'un point situé probablement sous la digitation qui supporte la ferme de Planaise, au Nord du château de Rochessauve, est venue remblayer, au Ranc, la vallée qui ravinaient les marnes valanginiennes, en direction Ouest-Est.

Ce conglomérat du Ranc rappelle celui de Perrier, à 4 km à l'Ouest d'Issoire (Puy-de-Dôme). Il est essentiellement constitué par des blocs de basalte, de marne, de calcaire. Ces blocs, dont la taille moyenne est de 30 à 50 cm, atteignent parfois 5 à 6 mètres

de diamètre. Tous sont altérés, les blocs de marne et de calcaire sont plus ou moins décalcifiés et imprégnés de limonite.

La falaise qui borde le sentier conduisant de la route de Rochessauve au Ranc nous montre des blocs de marne friable, ayant conservé leur stratification; mais ces blocs, basculés par la coulée boueuse, ont leurs strates respectivement perpendiculaires les uns aux autres.

L'ensemble de ces blocs est emballé par une gangue de fins matériaux volcaniques, soudés entre eux par un ciment gris blanchâtre. En lame mince, cette pâte se montre essentiellement formée par des fragments de lave vitreuse, d'*andésite augitique*, de *marne*, liés par un ciment jaune-brun en lumière naturelle et en grande partie isotrope en lumière polarisée. Ce ciment est principalement constitué par de *l'opale* provenant d'un émiettement de frustules de *diatomées*. Quelques frustules, comme dans le conglomérat de Perrier, sont restées intactes et s'observent, avec tous leurs détails, à un grossissement de 360. Sur le fond de silice amorphe se détachent, en lumière polarisée, les irisations et les colorations variées de la calcite cryptocristalline, des cristallites de pyroxène, de plagiocalses, des cristaux de biotite, de quartz, etc...

Ce conglomérat, dont l'épaisseur est de 20 à 30 mètres sous le village du Ranc, passe, insensiblement, au Sud-Ouest de ce village, le long du ruisseau qui descend du château de Rochessauve, à une formation dans laquelle la taille des blocs diminue progressivement à mesure que l'on s'élève vers le sommet de la colline. Plus dure que le conglomérat de base, elle forme corniche et domine d'une soixantaine de mètres les marnes valanginiennes; cette falaise marque, sans doute, la paroi de la vallée prééruptive creusée dans ces marnes.

#### *Origine du conglomérat du Ranc.*

Nous avons déjà noté, au chapitre précédent, l'existence d'une rivière antéruptive qui, entre la ferme de Cheilaren et la digitation située à l'Ouest de Rochessauve, coulait en direction SW-NE. Les quelques galets calcaires observés dans le conglomérat du Ranc proviennent, sans doute, des alluvions de cette rivière.

Une des premières coulées de basalte dut stopper le cours de la rivière antéruptive, et un lac de barrage, semblable à ceux que l'on rencontre actuellement en Auvergne, dut envahir partiellement cette vallée largement ouverte dans les marnes valanginiennes. Dans ce lac, s'accumulèrent par la suite, en même temps que des frustules de diatomées, des lapilli et des blocs, de dimension

moyenne, projetés par le volcan au début de la phase strombolienne. Puis, une explosion plus puissante pulvérisa en blocs de taille variée la coulée barrage; le lac se vida, entraînant dans la débâcle les produits déposés dans ses eaux et les gros blocs arrachés à la nappe basaltique ou au substratum marneux.

#### Le lac du Ranc - le Combier - Andance.

Postérieurement à la formation du conglomérat du Ranc, une cheminée volcanique s'ouvrit à l'emplacement actuel de la montagne d'Andance, au Nord-Est de St-Bauzile, et une puissante coulée de basalte barra la vallée qui, du Ranc, s'étendait vers l'Est. Un lac, dont la longueur dépassait 5 km, s'établit depuis Andance jusqu'au Ranc. La largeur de cette nappe d'eau était, au début, supérieure à la distance Nord-Sud de l'actuelle montagne d'Andance, soit 1,500 km environ. Plus tard, la hauteur du barrage dut s'élever, sans doute à la suite d'une nouvelle venue volcanique, car les eaux s'étendirent, en amont, depuis la digitation du Ranc-Planaise jusqu'à celle située au Sud du Combier, commune d'Alissas, soit sur 2 km environ.

Les dépôts de ce lac sont actuellement conservés à des niveaux identiques :

- Sous le basalte des digitations du Ranc et du Combier;
- Sous la coulée basaltique supérieure de la Montagne d'Andance.

#### Dépôts conservés sous les basaltes du Ranc et au Sud du Combier.

##### *Les schistes à diatomées.*

Les premiers sédiments reposant directement sur le conglomérat du Ranc, à une altitude de 360 m, sont constitués par les schistes à diatomées qui renferment la flore miocène que nous avons étudiée (1958). Ces schistes s'étendent, sur une épaisseur moyenne de 8 à 12 mètres, depuis le hameau du Ranc jusqu'à une trentaine de mètres au-delà du ruisseau qui, au lieu-dit *Bouzarin*, limite les communes d'Alissas et de Rochessauve.

Leur contact avec le conglomérat, invisible au Ranc, peut être observé à Bouzarin, où les couches fossilifères, d'une épaisseur de 12 à 15 mètres, reposent directement sur cette formation. Elles sont essentiellement constituées par des marnes à tripoli, grisâtres, se délitant en plaquettes, sur lesquelles on observe parfois une véritable accumulation d'empreintes végétales, de poissons, d'insectes, d'araignées, de crustacés...

Avec ces schistes à diatomées alternent des couches de fragments volcaniques bulleux, emballés par un ciment blanchâtre, formé surtout par des frustules de diatomées plus ou moins fragmentaires.

Derrière la maison Guigon, au Ranc, à une dizaine de mètres au-dessus du gisement à plantes, on aperçoit, sur une épaisseur de 3,50-4 m, le sommet des couches lacustres-fossilifères. Elles sont bien stratifiées et présentent un pendage Nord-Est de 15 à 20°. Elles sont constituées par des alternances de tripoli marneux, renfermant des restes de végétaux non déterminables et de petits lits de sables micacés, durcis, plus ou moins volcaniques. D'autres strates sont essentiellement constituées par des produits de projections : lapilli de basalte bulleux, de calcaire, de marne, liés par un ciment blanchâtre dans lequel dominant les frustules de diatomées. Une des couches de base, épaisse de 70 cm, renferme des blocs de basalte dont les plus gros atteignent 40 cm de diamètre.

Ces produits de projections sont les témoins d'une activité volcanique intermittente. Un cratère de type strombolien, établi non loin du Ranc, expulsait dans l'atmosphère : des blocs de basalte plus ou moins volumineux, des particules de lave bulleuse, des fragments de marne, de calcaire, arrachés au substratum créacé ou jurassique. Puis l'éruption se calmait; au fond du lac aux eaux tranquilles, s'accumulaient alors les frustules de diatomées, les squelettes des poissons, les coquilles des mollusques et les débris de plantes entraînés par les rivières ou emportés par le vent. La limpidité des eaux n'était troublée que par les crues des cours d'eau soudainement gonflés par les pluies torrentielles du climat subtropical dont la périodicité est, ici, indiquée par les lits de sable interstratifiés dans les schistes à diatomées.

Rappelons que c'est dans les couches lacustres immédiatement derrière la maison Guigon, que notre collègue et ami J. DIDON récolta une petite coquille de Gastéropode que P. JODOT (P. GRANGEON et P. JODOT, 1956) attribua au genre *Isidora*. D'après P. JODOT (1956, p. 69) cette curieuse coquille « ne semble pas pouvoir être rattachée d'une façon évidente aux espèces fossiles ou vivantes actuellement décrites ». Il est probable que de nouvelles recherches exhumerait de ces couches, d'autres mollusques qui, joints à la minuscule *Isidora*, permettraient de nous faire une idée de la faune malacologique qui peuplait le lac miocène du Ranc.

#### *Les tufs volcaniques.*

Mais voici qu'après une période d'accalmie relativement longue, une puissante éruption volcanique recouvre toute la région de tufs,

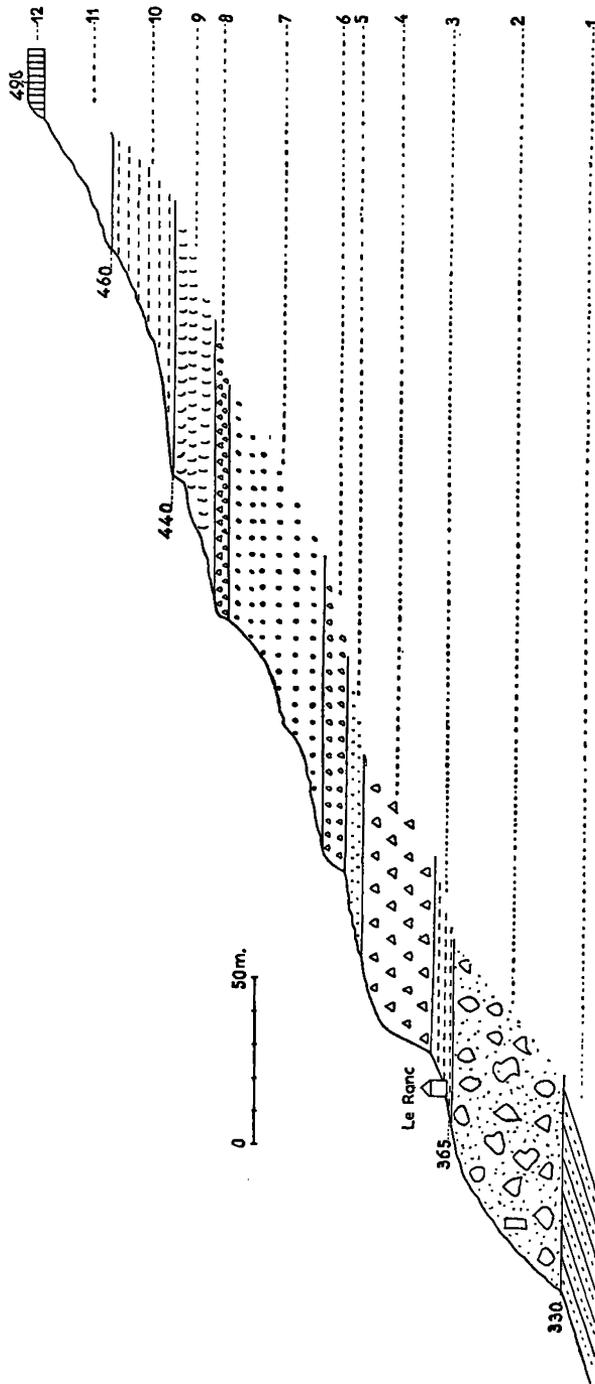


Fig. 10. — Coupe des formations miocènes volcano-lacustres, prise à 100 m au Nord du Ranc.

1. Marnes valanginiennes.
  2. Conglomérat du Ranc (coulée boueuse à gros blocs de basalte et de marne) : 32-35 m.
  3. Diatomite inférieure à plantes fossiles : 6-7 m.
  4. Brèches volcaniques compactes : 18-19 m.
  5. Brèches volcaniques noires, friables : 7-8 m.
  6. Brèches volcaniques compactes : 6-7 m.
  7. Tufs volcaniques bréchiformes : 27-29 m.
  8. Brèches volcaniques compactes : 3-4 m.
  9. Tufs volcaniques bréchiformes : 9-10 m.
  10. Diatomite supérieure à *Sus major*, *Trigoceras amatheus*, épaisseur visible : 20 m.
  11. Eboulis basaltiques masquant probablement une partie de la diatomite : 20-25 m.
  12. Basalte.
- (V. planche IV).

plus ou moins bréchiformes. On les rencontre depuis l'Est du hameau de Laval, commune de Rochessauve, jusque sous la digitation de Chabanet, au Sud de Privas.

Au Sud-Ouest du Combier, à Avignas, sur les communes d'Alissas et de Privas, ils comblent un cratère d'explosion (fig. 11, pl. XVI) ouvert en éventail dans les calcaires jurassiques; le ruis-

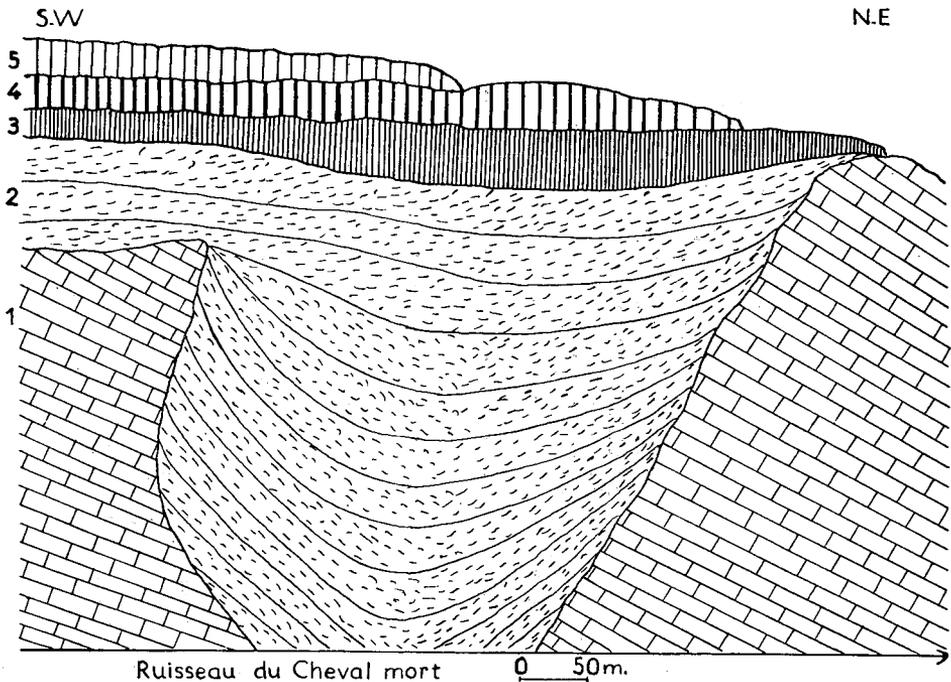


Fig. 11. — Le cratère d'explosion d'Avignas, à 1 km au Sud-Ouest du Combier.

1. Calcaires du Jurassique supérieur, coupés à l'emporte-pièce par l'emplacement du cratère.
2. Tufs remplissant ce cratère et plongeant de chaque côté vers le centre du cratère.
3. 4. 5. Coulées de basalte.  
(V. planche XVI).

seau qui descend de la ferme de Cheval-mort, les entaille, sans atteindre le substratum, sur une longueur de 150 à 200 m. Derrière le château de Rochessauve ils forment un cône de 100 à 110 mètres d'épaisseur, dont le sommet atteint la planèze basaltique.

Leur stratification est sub-horizontale sur les replats et présente un pendage suivant les pentes des vallées : Nord-Sud, entre la ferme de la Grangette et Bouzarin, SW-NE, au Sud-Ouest du Ranc. Ils sont essentiellement constitués par des fragments et des

blocs volcaniques, marneux ou calcaires, dont les plus gros dépassent à peine 30 cm de diamètre. Blocs et fragments sont soudés par un ciment volcano-sédimentaire, partout où leur surface fut envahie par les eaux du lac qui, au Miocène supérieur, occupait une bonne partie de la région.

La proportion des produits volcaniques et des éléments arrachés au substratum crétacé ou jurassique varie d'une façon très irrégulière, d'un point à l'autre et de la base au sommet de ces tufs.

La granulométrie est aussi fort variable; cependant, dans l'ensemble, les éléments sont moins volumineux au Nord-Ouest des fermes de Chaumette et sous le tripoli du Combier. Ces régions étaient sans doute plus éloignées du cratère que celles du Ranc et du château de Rochessauve.

Les projections, qui formèrent des tufs dans les régions exondées, donnèrent naissance, dans le lac du Ranc, aux brèches volcaniques et aux tufs bréchiformes, dont l'importance au point de vue pétrographique mérite de retenir notre attention.

#### Stratigraphie des formations volcano-détritiques du Ranc (fig. 10).

Les schistes à diatomées du Ranc sont immédiatement surmontés par une falaise de brèches volcaniques compactes, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur.

Ce sont *les brèches compactes inférieures*.

Ces brèches, à une centaine de mètres au Nord du Ranc, deviennent noirâtres à leur sommet, plus riches en éléments marneux et plus friables. Elles constituent les brèches noires.

A ces dernières succède une nouvelle corniche de 5 à 6 m de brèches compactes à éléments du substratum marneux plus abondants et à grain plus fin que dans celles qui reposent directement sur la diatomite.

Elles supportent une trentaine de mètres de tufs bréchiformes, dans lesquels le volume des éléments marneux est sensiblement égal à celui des éléments volcaniques; plus friables que les brèches compactes, leur présence se signale dans la topographie par une pente plus douce dont l'uniformité n'est rompue que par le relief plus accusé de certains lits plus compacts ou de bancs de *micro-brèche*, à grain très fin et très résistants.

Une nouvelle falaise de 6-7 mètres succède à ces tufs; elle est constituée par les *brèches compactes supérieures*, riches en particules marneuses qu'un ciment légèrement rougeâtre réunit aux fragments volcaniques.

Notons qu'un lit de grès ferrugineux, de 5 cm d'épaisseur, est interstratifié dans ces brèches compactes supérieures. Ce grès se montre en lame mince essentiellement constitué par de très nombreux grains de quartz plus ou moins anguleux, dont quelques-uns sont corrodés par des cristaux d'anorthose, de plagioclases, de chlorites, de biotite, de muscovite, de nombreuses particules marneuses auxquelles s'ajoutent quelques granules de lave vitreuse. Tous ces cristaux et fragments sont cimentés par de la calcite cryptocristalline et de la limonite. Cet *incident gréseux*, au sein des brèches compactes, méritait d'être signalé, car il prouve l'*origine sédimentaire* de ces dernières.

Les formations volcano-lacustres du Ranc se terminent par 12-15 mètres de tufs bréchiformes, en tous points semblables à ceux qui surmontent les brèches compactes inférieures.

C'est sur ces tufs bréchiformes que repose une nouvelle couche de diatomite blanche, poudreuse, visible sur une vingtaine de mètres d'épaisseur et que protège, au Nord-Ouest du Ranc, la coulée basaltique inférieure qui, en pente douce, rejoint la falaise de basalte porphyroïde de Planaise.

La stratigraphie des formations du Ranc, telle que nous venons de la décrire, n'est rigoureusement valable que pour une coupe faite à une centaine de mètres au Nord de ce village. C'est ainsi que vers le Sud-Ouest du Ranc, à 250 mètres au Nord-Est de la ferme de Véras, le tripoli supérieur est remplacé, latéralement, par des sables argileux, à stratification entrecroisée (pl. VII), qui reposent directement sur les tufs bréchiformes très riches, ici, en particules marneuses.

Au Nord-Ouest du Ranc, la stratigraphie des dépôts volcano-lacustres reste sensiblement identique à celle que nous venons de décrire jusqu'au lieu-dit *Bouzarin*. Le conglomérat ne dépasse pas le ruisseau qui, en ce point, limite les communes de Rochessaive et d'Alissas, et à quelques mètres plus au Nord de ce ruisseau le tripoli à plantes fossiles et les brèches compactes inférieures disparaissent à leur tour; les brèches compactes moyennes reposent alors directement sur les marnes valanginiennes. Enfin, à 250 mètres environ au Sud-Est de la ferme de la Grangette, le contact du Crétacé et des formations volcano-lacustres s'établit avec les tufs bréchiformes à une altitude voisine de 440 m.

#### LES BRÈCHES VOLCANIQUES DU RANC

Bien que ce travail n'ait pas pour but l'étude pétrographique des roches du Coiron, il nous a paru indispensable de consacrer

quelques pages aux brèches du Ranc. Leur position stratigraphique et leur nature permettent, en effet, d'en expliquer la genèse et peuvent peut-être jeter un rayon de lumière sur l'origine de roches semblables, en des régions où la complexité de leurs gisements complique singulièrement le problème de leur formation.

#### A) Caractères macroscopiques.

A l'œil nu, les brèches du Ranc se montrent constituées :

— *Par des fragments anguleux, d'une lave noire, scoriacée, qui, sur une coupe fraîche, a un aspect vernissé.* La taille de ces fragments varie depuis la grosseur d'une tête d'épingle jusqu'à des blocs de 10-15 cm. Les dimensions moyennes oscillent entre 0,50-1 cm. Certains blocs ont une allure tourbillonnaire et rappellent par leur aspect les bombes volcaniques. C'est cette lave que nous désignons, après WALTERSHAUSEN (1853) et A. LACAN (1953), sous le nom de *sidéromélane*.

— *Par des lapilli d'une lave gris-clair ou rouge-rouille qui, comme nous le verrons, proviennent de l'altération du sidéromélane.* De tels fragments ont été désignés sous le nom de *palagonite grise* par A. LACAN (1953).

— *Par des éléments marneux ou calcaires* provenant du substratum créacé ou jurassique; leur taille moyenne est de 3 à 5 mm, mais peut atteindre, exceptionnellement, 10 cm.

— *Par des particules de basalte compact* arraché aux coulées préexistantes.

— *Par un ciment gris-cendré ou jaune-rouille, imprégné d'oxydes de fer.*

Ces éléments sont les constituants essentiels des brèches; nous verrons ultérieurement que l'étude microscopique permet d'y déceler des cristaux provenant du socle cristallin, du substratum marneux ou de coulées volcaniques antérieures.

Suivant les proportions plus ou moins grandes des éléments volcaniques et marneux, suivant les variations de leur taille moyenne et le degré de leur altération, on peut distinguer, au Ranc, plusieurs faciès de brèches :

— *Le faciès à sidéromélane bien développé et à ciment gris.* Ce faciès constitue les *brèches compactes inférieures* reposant directement sur le tripoli fossilifère.

— *Le faciès des brèches noires, friables et plus marneuses.*

— *Le faciès des brèches à ciment rougeâtre, à grain plus fin, à éléments marneux très abondants.* Ce sont les brèches formant les *corniches moyennes et supérieures*.

— Le faciès des tufs bréchiformes plus tendres, à éléments marneux très développés.

— Le faciès des microbrèches dans lesquelles les particules volcaniques et sédimentaires sont presque invisibles à l'œil nu et se distinguent difficilement du ciment, la roche présente alors un aspect homogène.

### B) Caractères microscopiques.

En lames minces (fig. 12), les brèches du Ranc apparaissent essentiellement constituées :

- Par divers fragments de lave;
- Par des produits provenant du socle cristallin ou du substratum créacé;
- Par un ciment de nature variable.

#### 1° Les fragments de lave.

Les fragments volcaniques occupent un volume variable suivant les différents faciès que nous avons énumérés ci-dessus.

Dans les brèches compactes inférieures du Ranc et dans celles situées entre les deux coulées de basalte au Nord-Est de Laval (Ouest de Rochessauve), les éléments volcaniques occupent environ 1/3 du volume de la roche. Dans les brèches immédiatement au contact des marnes valanginiennes, à l'Ouest de Rochessauve, ainsi que dans les tufs bréchiformes du Ranc, la proportion des produits volcaniques équivaut sensiblement à la moitié du volume de la roche. Par contre, dans les brèches compactes moyennes et supérieures du Ranc et dans les brèches noires friables les éléments volcaniques ont une importance plus réduite.

Parmi les lapilli volcaniques on reconnaît :

- des fragments de sidéromélane;
- des fragments d'une lave vitreuse, noire;
- des fragments d'un basalte bien cristallisé;
- des fragments d'andésite augitique.

a) *Fragments de sidéromélane.* — Le terme de sidéromélane, créé par WALTERSHAUSEN (1853), désigne un verre volcanique basique de couleur jaune-clair en lumière naturelle et complètement isotrope en lumière polarisée. Les dimensions de ces fragments varient depuis 0,02 mm jusqu'à 3 cm. Notons que les particules de sidéromélane, dont le nombre varie comme nous venons de le voir suivant les faciès, disparaissent totalement dans les tufs bréchi-

formes au Sud-Est de la Grangette et à la base de la falaise, à l'Ouest du château de Rochessauve.

Si, dans l'ensemble, ces fragments sont grossièrement globuleux, leur forme est, cependant, très variable et leur contour est le plus souvent déchiqueté et anguleux. Ces granules sont essentiellement constitués par un verre qui, en lame mince, est de couleur jaunecclair en lumière naturelle, et complètement isotrope en lumière polarisée. Ce verre contient des vacuoles, le plus souvent circulaires ou elliptiques; parfois, cependant, elles sont étirées et donnent alors au verre l'aspect d'une trame spongieuse. Le nombre de ces vacuoles varie avec les dimensions des fragments : très nombreuses chez les plus gros, elles sont totalement absentes chez les particules microscopiques. Elles sont tantôt vides, tantôt plus ou moins remplies de calcite, de fragments pyroclastiques d'augite, de produits argilo-marneux, plus rarement de calcédoine. Exceptionnellement elles sont bordées par un liséré de *fibro-palagonite* dont la largeur moyenne ne dépasse pas 0,02 mm (tufs, base de la falaise au Nord-Ouest de Rochessauve).

Rappelons que le terme de *fibro-palagonite* a été employé pour la première fois par PEACOCK (1926) pour désigner la substance sombre, à texture légèrement fibreuse et faiblement biréfringente, qui borde certains fragments de sidéromélané et qui n'est autre qu'un produit d'altération de cette lave.

La plupart des fragments de sidéromélané, surtout ceux de grande taille, renferment d'assez nombreux phénocristaux d'olivine et d'augite, dont les plus grands atteignent 0,28 mm; certains de ces phénocristaux contiennent, en inclusions, des granules de magnétite. En outre, des microlites de plagioclases et de pyroxène sont noyés dans le verre; ils sont, dans l'ensemble, moins abondants que les phénocristaux.

*Analyse chimique du sidéromélané.* — Une analyse chimique des fragments de sidéromélané des brèches inférieures du Ranc a été effectuée par F. THERON (Laboratoire de Géologie de Clermont). Les échantillons analysés renfermaient une quantité appréciable de calcite. Comme cette calcite provient très probablement du ciment adhérent aux fragments de sidéromélané, les pourcentages des divers éléments ont été recalculés après avoir déduit du total le poids de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  correspondant au poids de  $\text{CO}_2$  donné par l'analyse.

Les résultats sont les suivants :

Analyse recalculée, abstraction faite de la calcite.

SiO <sub>2</sub> .....	44,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3,48
FeO .....	9,15
MgO .....	7,23
CaO .....	8,33
Na <sub>2</sub> O .....	3,49
K <sub>2</sub> O .....	1,46
TiO <sub>2</sub> .....	3,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,51
MnO .....	0,16
H <sub>2</sub> O + .....	2,28
H <sub>2</sub> O — .....	0,48
	<hr/>
Total .....	99,98

Paramètres de A. Lacroix calculés :

'III — 5 — 3 — 4 (2—3—'2—'3).

Ces paramètres montrent que le sidéromélane des brèches du Ranc doit être classé, d'après la nomenclature d'A. LACROIX (1923, p. 46), parmi les *basaltes andésitiques*.

b) *Fragments d'une lave vitreuse, noire*. — On observe, dans les brèches du Ranc et de Rochessauve, des fragments d'une lave, noire en lumière naturelle, isotrope en lumière polarisée, qui possède, d'autre part, tous les caractères du sidéromélane : phéno-cristaux d'augite et d'olivine, microlites de plagioclases, vacuoles, etc... Quelques fragments sont imprégnés d'oxydes de fer rouges et conservent d'ailleurs cette couleur en lumière polarisée.

A. LACAN (1953) a donné le nom de *palagonite grise* à des fragments volcaniques semblables, rencontrés dans les brèches du Puy-en-Velay. Cet auteur considère cette palagonite grise comme dérivant du sidéromélane par altération, hydratation, enrichissement en oxydes de fer et lixiviation de certains éléments.

Le même phénomène s'observe dans les brèches des environs de Privas : des fragments de sidéromélane subissent une altération qui, partie de l'extérieur, s'étend progressivement vers le centre, encore intact. Notons que les particules de *palagonite grise* sont moins abondantes, dans l'ensemble des brèches, que celles de sidéromélane. Cependant, dans les brèches friables, de couleur noire, très altérées, situées à 150 m au Nord-Est du Ranc, le sidéromélane a presque complètement disparu; la palagonite grise forme l'élé-

ment volcanique essentiel de cette brèche. Les fragments de cette lave sont entourés, ici, par un liséré de 0,02 mm d'épaisseur de *fibro-palagonite* de couleur plus claire et légèrement biréfringent; ces lisérés ressortent nettement au contact de cette lave noire vitreuse. Cette *fibro-palagonite* n'est pas très répandue dans les brèches que nous étudions et, en dehors du faciès des *brèches*

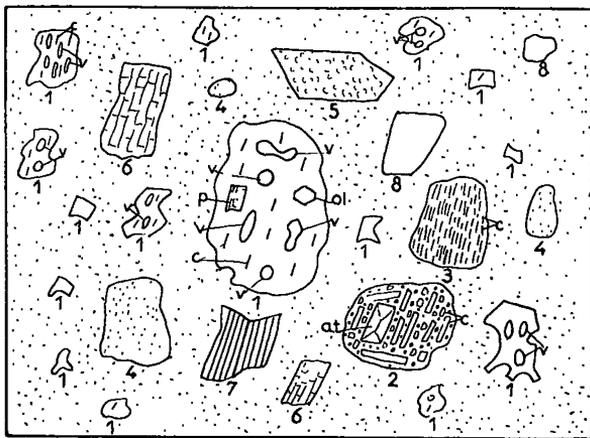


Fig. 12. — Micrographie  
des brèches compactes inférieures du Ranc.

1. Fragments de basalte vitreux (sidéromélane), contenant des vacuoles (v), des cristallites d'augite et de plagioclase (c), un phénocrystal d'augite (P) et d'olivine (ol).
2. Fragment de basalte feldspathique, avec un phénocrystal d'augite titanifère (at) et des cristallites de plagioclase et d'augite (c), les points noirs représentant la magnétite.
3. Fragment d'andésite augitique, avec microlites de plagioclase et d'augite.
4. Fragments marno-calcaires du substratum crétacé.
5. Cristal de calcite grenue.
6. Cristaux de pyroxène.
7. Cristal d'andésine à 46 % An.
8. Cristaux de quartz.

Tous ces fragments et cristaux sont noyés dans un ciment (en pointillé) formé surtout de calcite cryptocristalline, de limonite, de substance marno argileuse.

*noires*, on ne la rencontre guère qu'en bordure des vacuoles du sidéromélane et de la palagonite grise des tufs bréchiformes de couleur rougeâtre ou noirâtre, formant falaise sous la digitation au Nord-Ouest de Rochessauve.

c) *Fragments d'un basalte bien cristallisé.* — Dans toutes les brèches et les tufs du Ranc et de Rochessauve, les fragments de lave vitreuse sont accompagnés par des granules d'un basalte compact, bien cristallisé. L'abondance de ces granules est fort

variable : bien représentés dans les *brèches compactes inférieures* du Ranc, dans les tufs bréchiformes au Nord-Ouest de Roches-sauve, très développés dans les brèches compactes supérieures du Ranc, ils sont pratiquement absents des microbrèches et des grès calcaréo-ferrugineux interstratifiés dans les brèches compactes. Sans parler des blocs de 30 à 40 cm, d'ailleurs assez rares, les dimensions des lapilli de basalte varient de 0,2 mm à 2 cm environ.

La composition minéralogique de ce basalte est la suivante :

— *Phénocristaux.*

— *Augite*, légèrement titanifère, sections idiomorphes, parfois zonées, les plus grandes atteignent 0,46 mm.

— *Olivine* : phénocristaux souvent altérés et transformés en *iddingsite*, les plus gros ont à peine 0,45 mm.

— *Pâte.*

Très nombreux microlites de plagioclases bien développés. Microlites d'augite plus ou moins titanifère, présentant parfois la structure en sablier. Granules de magnétite disséminés dans toute la pâte, quelques rares granules d'olivine. Verre incolore peu abondant.

— *Structure.*

Porphyrique, à pâte microlitique, faiblement hyalopilitique.

d) *Fragments d'andésite augitique.* — Plus rares que les granules de basalte, les fragments d'andésite sont néanmoins présents dans la plupart des échantillons de brèche et de tuf. Ils sont formés par une pâte dans laquelle les microlites de plagioclases dominent nettement sur les éléments colorés. Ces derniers sont surtout représentés par des microlites et des granules d'augite. On n'observe pas de phénocristaux, mais microlites et granules forment un feuillage pris dans un verre gris-brun moyennement abondant. La *structure* est donc microlitique, moyennement hyalopilitique.

Les lapilli de basalte et d'andésite proviennent de coulées antérieures pulvérisées par les explosions volcaniques. On trouve, en effet, des fragments de ces roches plus ou moins entièrement englobés par des granules de sidéromélane. Ce dernier, à l'état visqueux s'est moulé, dans certains cas, autour de fragments volcaniques préexistants.

2° *Produits venus du substratum sédimentaire ou du socle cristallin.*

a) *Fragments marneux.* — Absentes dans les tufs bréchiformes qui surmontent, au Ranc, les brèches compactes inférieures, les particules marneuses se rencontrent partout ailleurs avec une fréquence variable : bien représentées dans les brèches compactes inférieures du Ranc, elles sont plus abondantes dans les brèches

compactes supérieures et les brèches noires, friables; elles constituent l'élément essentiel des tufs au Sud de la Grangette et au sommet de la corniche, à 250 mètres au Nord-Est de la ferme de Véras.

Leur taille varie de 0,2 mm à 1 cm, les dimensions moyennes oscillent autour de 1 mm. Ces granules renferment fréquemment des grains de quartz plus ou moins corrodés et des traces plus ou moins nettes de foraminifères.

b) *Divers minéraux.* — Outre les fragments précités, les explosions volcaniques successives ont pulvérisé différents minéraux, arrachés soit aux coulées de laves préexistantes, soit au substratum valanginien, soit au socle cristallin. Parmi ces minéraux on reconnaît :

— De nombreux *grains de quartz*, dont certains sont plus ou moins corrodés. Ils proviennent, sans doute, du substratum marneux, car deux lames minces taillées, l'une dans un rognon de calcaire gréseux prélevé dans les sédiments lacustres fossilifères en dessous des brèches du Ranc, l'autre dans un bloc de calcaire marneux de la coulée boueuse, nous montrent ces mêmes grains *in situ* dans le calcaire. Les granules marneux des brèches en renferment d'ailleurs fréquemment.

— Des cristaux de *plagioclases*, plus rares que ceux de quartz; ils appartiennent surtout à l'*andésine* (an 46 %). Les plus grands atteignent 0,49 mm.

— Des cristaux de feldspaths potassiques appartenant au groupe de l'*anorthose*. Les plus grands mesurent 0,50 mm.

— Des cristaux de *pyroxène* se rencontrent fréquemment; ils appartiennent au groupe de l'*augite* ou à celui de l'*enstatite*. Les plus grands atteignent 0,54 mm; ils sont souvent mâclés (augite et enstatite), ou zonés (augite).

— Des *cristaux d'olivine* souvent altérés en iddingsite.

— Des *cristaux d'oxydes de fer* : oligiste, limonite, magnétite.

— Des *cristaux de muscovite*.

Plus rare que les minéraux volcaniques, ce mica est néanmoins représenté par plusieurs cristaux dans les brèches compactes inférieures du Ranc.

— Des *cristaux de chlorite*, particulièrement abondants dans les brèches compactes supérieures du Ranc.

— Des *fragments du socle cristallin* constitués surtout par des micaschistes à chlorites et à muscovite, souvent très altérés. Ces fragments se rencontrent surtout vers le sommet de la formation volcano-détritique du Ranc : dans les brèches supérieures com-

pactes, dans les tufs bréchiformes à 200 mètres au Nord-Est de la ferme de Véras.

— *La calcite.*

Ce minéral, d'origine secondaire, est un des éléments essentiels des brèches du Ranc et de Rochessauve : la plupart des échantillons font effervescence à l'acide chlorhydrique. Elle forme des plages importantes et se présente parfois en rhomboédres ou en cristaux mâclés polysynthétiquement suivant *b*<sup>1</sup>. Elle remplit très fréquemment les vacuoles du sidéromélane ou de la palagonite grise.

Une analyse des minéraux lourds des brèches du Ranc, effectuée par J. B. KLOOSTERMAN (J. C. den BOER, 1957, p. 59, table 20) a donné les résultats suivants :

Minéraux	Pourcentages
hornblende brune .....	1
augite ordinaire (phénocr.) .....	7
augite ordinaire (matrice) .....	3
augite oegyrinique .....	1
diopside chromifère .....	16
augite oegyr. + diopside chromif. ....	1
enstatite .....	67
picotite .....	3
augite indéterminable .....	1
	100

3° *Le Ciment.*

Fragments et minéraux divers sont liés par un ciment qui tantôt est de couleur jaune-brun en lumière naturelle et jaune-or en lumière polarisée, tantôt gris-jaunâtre en lumière naturelle et gris uniforme en lumière polarisée, tantôt noirâtre en lumière naturelle et gris-foncé en lumière polarisée.

La nature de ce ciment est, elle aussi, variable. Le plus souvent il est *ferro-calcaire*; il est alors essentiellement constitué par de la *calcite cryptocristalline* qui, en lumière polarisée, apparaît en petits grains irisés; elle peut aussi exister, comme nous l'avons vu, à l'état grenu et former des plages plus ou moins importantes. La phase ferrugineuse est formée de *limonite* disséminée dans toute la masse. C'est sans doute à la présence de cet oxyde de fer qu'est due la couleur *jaune-ocre*, caractéristique du ciment des brèches compactes inférieures du Ranc. Il est possible qu'à ces deux éléments viennent s'ajouter, sans que l'on puisse les discerner bien nettement, une fine poussière *marno-argileuse*, provenant du sub-

stratum marneux et, en proportions plus ou moins grandes, un ciment de nature volcanique : la *palagonite*, résultant d'une altération du *sidéromélane*.

Dans d'autres cas, en particulier lorsque la roche ne fait pas effervescence à l'acide chlorhydrique (tufs bréchiformes entre les deux coulées de basalte au Nord-Est de Laval, près Rochessaue, tufs bréchiformes au-dessus des brèches compactes inférieures du Ranc), le ciment, gris-jaunâtre en lumière naturelle, gris-foncé en lumière polarisée, est sans doute de nature *argilo-volcanique*. Il serait alors constitué par un mélange de *minéraux argileux* et de *palagonite*.

Notons enfin que les tufs bréchiformes au Sud-Est de la ferme de la Grangette ont un ciment de nature nettement *argilo-calcaire*, formé par une fine poussière de calcite cryptocristalline et une phase argileuse provenant sans doute du substratum marneux. Il se distingue, à première vue, du ciment des brèches compactes du Ranc par sa couleur : *gris-sombre* en lumière naturelle, *gris-clair* en lumière polarisée.

#### COMPARAISON DES BRÈCHES DU RANC ET DE ROCHESSAUVE.

##### A) Avec les brèches du Puy-en-Velay.

Les brèches de la région du Puy, surtout celles des vallons de Ceyssac et du Dolaizon, celles de la montagne de Denise et des Capucins, ressemblent beaucoup aux brèches et tufs bréchiformes du Ranc et de Rochessaue.

On y rencontre, en effet, dans les deux cas :

- des fragments de *sidéromélane* à vacuoles arrondies, elliptiques ou étirées qui donnent à ces particules volcaniques l'aspect, tantôt d'une passoire, tantôt d'une trame d'éponge;
- des fragments d'un basalte vitreux, altéré : la *palagonite grise*;
- un *ciment* argilo-calcaire ou volcanique;
- des *cristaux variés*, arrachés au socle cristallin ou à des coulées volcaniques antérieures.

Les brèches ardéchoises se distinguent cependant de celles du Velay :

- par une *abondance moindre* de phénocristaux dans les fragments de *sidéromélane*;
- par la présence de lapilli de *basalte* et d'*andésite* bien cristallisés et de fragments marno-calcaires plus ou moins nombreux;
- par le *ciment*, dans la plupart des cas, nettement plus *argilo-marneux*;
- par une *fréquence moindre* de produits d'altération volcanique tels que : *gel palagonite* ou *fibro-palagonite*.

B) *Avec les pépérites d'Auvergne.*

Les pépérites de la grande Limagne de Clermont — récemment étudiées par R. MICHEL (1953) — ont aussi de grandes analogies avec les brèches et tufs bréchiformes du Ranc et de Rochessauve. On y trouve en effet :

- des *granules d'une lave vitreuse*, renfermant de nombreuses bulles plus ou moins remplies de calcite, d'opale ou de calcédoine secondaire. Ces granules rappellent les fragments de sidéromélane des brèches;
- des fragments d'une *lave non vitreuse*, bien *crystallisée*, se trouvent associés, comme dans les brèches, aux lapilli vitreux, en particulier dans les pépérites du Mont-Rognon, du côté de Romagnat;
- un ciment *marno-calcaire* rappelant celui rencontré dans la plupart des échantillons de brèches et tufs bréchiformes des environs de Rochessauve.

Malgré des analogies très marquées, les pépérites de Limagne se différencient des brèches ardéchoises par une altération plus poussée des éléments volcaniques et par une plus grande abondance, dans l'ensemble, de phénocristaux et de microlites au sein des fragments de lave vitreuse.

C) *Avec les brèches islandaises.*

Bien que, par leur aspect extérieur, les palagonites islandaises se rapprochent des brèches et tufs bréchiformes du Ranc et de Rochessauve, elles s'en distinguent nettement, du moins d'après l'unique lame mince que nous avons pu examiner :

- par les fragments de sidéromélane moins bulleux;
- par l'absence de lapilli de lave cristallisée;
- par leur ciment d'origine uniquement volcanique et complètement isotrope;
- par l'absence de minéraux arrachés au socle ou au substratum basaltique.

## ORIGINE DES BRÈCHES DU RANC ET DE ROCHESSAUVE

Plusieurs hypothèses furent émises pour expliquer l'origine des palagonites de Sicile et d'Islande, ainsi que des brèches du Puy-en-Velay. Pour PEACOCK (1926, p. 67), les palagonites de Sicile résultent d'éruptions sous-marines, tandis que celles d'Islande se seraient formées à partir d'éruptions avec extrusion subglaciaire.

T. EINARSON (1945) explique la genèse de ces dernières par fragmentation de la lave, perte de gaz, brassage des fragments avec les sédiments et explosions internes.

La formation des brèches du Puy, si voisines des brèches compactes inférieures du Ranc, a donné lieu, au siècle dernier, à de nombreuses discussions. Pour AYMARD, ROBERT, LECOQ et DAUBRÉE, elles sont d'origine éruptive, tandis que pour BERTRAND DE DOUE,

LORY, LARTET, DELANQUE et BOULE, elles résultent de l'accumulation, au fond des lacs, de projections volcaniques aériennes.

Ces dernières années, P. BOUT (1945, 1949, 1952, 1953) s'est rallié à la première hypothèse, tandis que M. RECH-FROLLO (1952) donnait son adhésion à la deuxième.

Récemment, A. LACAN (1953) a tiré les choses au clair en montrant que la formation et la mise en place des brèches du Puy-en-Velay s'étaient opérées par phases successives au cours desquelles il y aurait eu :

— *Au premier stade* : ascension de la lave, brassage et mélange de cette lave avec les éléments du socle.

— *Au deuxième stade* : un phénomène explosif et une fragmentation de la lave dans un milieu riche en eau, puis mélange des fragments avec un ciment sédimentaire, refroidissement rapide de la lave, son hydratation partielle et sa transformation en palagonite.

— *Au troisième stade* : retombée des matériaux projetés par l'explosion, soit dans un lac (brèches stratifiées), soit dans des caldeiras (brèches en necks ou en dykes).

— *Au quatrième stade* : l'extrusion des matériaux de remplissage de necks succède aux phénomènes de sédimentation et donne naissance à la texture en écailles concentriques de certains necks, ou à des coulées grossièrement stratifiées.

Enfin la répétition de ces phénomènes d'effondrement, d'explosion et d'extrusion serait à l'origine des necks complexes, comme ceux de Polignac ou de Bilhac.

La théorie de A. LACAN a l'avantage de concilier les points de vue des tenants des deux hypothèses sur l'origine des brèches du Puy-en-Velay.

La genèse des brèches du Ranc et de Rochessauve nous paraît beaucoup plus simple que celle des brèches du Velay. Elle se déduit :

— De la nature du volcanisme miocène du Coiron et des conditions paléogéographiques dans lesquelles elles se sont formées.

— De l'étude pétrographique de ces roches.

Sous les digitations basaltiques du Nord-Ouest de Rochessauve, du Ranc, de la Grangette et du Combiér, les marnes valanginiennes ou les calcaires du Jurassique supérieur supportent partout des tufs volcaniques ou des tufs bréchiformes. Derrière le château de Rochessauve, ces tufs forment un cône de 100 à 110 mètres de hauteur; au Sud-Ouest du Combiér, à Avignas, sur les communes d'Alissas et de Privas, ils comblent un cratère d'explosion ouvert en éventail dans les calcaires jurassiques; l'épaisseur visible des tufs est, en ce point, le 100-130 mètres (fig. 11, pl. XVI).

Les projections aériennes du volcanisme strombolien de la région de Rochessaive ont donné, d'une part, des tufs sur les surfaces exondées et, d'autre part, des brèches dans les eaux du lac où s'était déposée la flore miocène. Leur origine volcano-sédimentaire résulte des faits suivants :

1) Toutes les brèches et tufs bréchiformes du Ranc sont compris entre la couche inférieure de tripoli fossilifère et la couche supérieure exploitée dans plusieurs carrières. Les brèches compactes inférieures, si voisines de celles du Puy-en-Velay, débutent et se terminent aux mêmes points que le tripoli fossilifère sur lequel elles reposent.

2) Elles passent, vers le haut, insensiblement et sans discontinuité à des tufs bréchiformes beaucoup plus tendres.

3) L'intercalation d'un lit de grès ferrugineux dans les brèches compactes supérieures est l'indice d'une sédimentation lacustre.

4) La présence dans les brèches compactes inférieures d'un basalte bulleux, scoriacé, dont certains fragments ont de 10 à 15 cm de diamètre et présentent parfois des phénomènes de torsion, comme dans les bombes volcaniques, dénote une origine aérienne de ce basalte.

5) La découverte, dans ces mêmes brèches, d'un morceau de bois non calciné, dont la forme et les stries se sont imprimées dans la roche, comme les côtes et les stries des mollusques dans les calcaires et les marnes, prouve que ce bois s'est déposé dans un sédiment meuble et refroidi.

6) Lorsqu'on brise la roche, au niveau d'un fragment de sidéromélane, le moulage en relief, dans le ciment, des vacuoles externes de cette lave prouve que le ciment, d'origine sédimentaire, a rempli ces cavités dans une eau calme et postérieurement au dépôt et au refroidissement du sidéromélane.

7) La grande fragmentation des éléments des brèches, leur richesse en particules du substratum marneux ou des coulées pré-existantes, impliquent une pulvérisation qui ne peut s'expliquer que par un phénomène explosif.

8) La section de certains fragments de sidéromélane, dont l'aspect rappelle celui d'une trame d'éponge, montre qu'ils ont été étirés à l'état visqueux; ils proviennent de projections aériennes. R. MICHEL (1953, p. 36) fait très justement remarquer que, dans les pépérites de Limagne, « la section offre l'aspect d'une passoire et non d'une trame spongieuse, le verre est bulleux et non scoriacé; il ne s'agit donc pas de projections aériennes ».

9) On trouve dans les brèches certains minéraux, tels que la muscovite, que l'on ne rencontre jamais dans les coulées volcaniques.

10) On n'observe pas de fragments de sidéromélane à la base des tufs bréchiformes de la Grangette et du château de Roches-sauve. Les fragments tombés, en ces points, en dehors du lac ont eu un refroidissement plus lent.

L'analogie des brèches du Ranc avec celles du Puy-en-Velay s'explique par leur mode de formation; dans les deux cas on a :

- un phénomène explosif qui fragmente la lave;
- un refroidissement brusque de ces fragments;
- leur cimentation dans un milieu riche en eau.

La ressemblance des pépérites de Limagne avec les brèches ardéchoises est aussi liée à leur mode de formation; R. MICHEL (1953) a montré que les pépérites « sont des roches formées par intrusion, émiettement et mélange d'une lave andésitique dans les sédiments encore plastiques des lacs du Stampien supérieur ». En Limagne, comme au Ranc, il s'est produit un émiettement — sous-lacustre en Auvergne, aérien en Ardèche — d'une lave vitreuse andésitique, un refroidissement brusque de ces fragments, leur mélange à un ciment argilo-calcaire qui les soude entre eux et permet à la roche d'acquérir, par dessiccation, une solidité plus ou moins grande.

Les palagonites d'Islande, qui se distinguent des brèches du Puy et du Ranc par leur ciment uniquement volcanique et leur sidéromélane beaucoup moins bulleux, nous paraissent présenter avec les brèches de l'Ardèche des dissemblances trop essentielles pour admettre que leur genèse résulte d'un processus identique.

Ainsi la fragmentation d'une lave, sa décomposition, son refroidissement brusque et son altération dans un milieu riche en eau, le mélange des fragments avec un ciment d'origine sédimentaire, produisent, quelles que soient les modalités suivies, une convergence de caractères que l'on retrouve dans les pépérites de Limagne, les brèches du Puy-en-Velay et du Ranc, près Privas.

#### *Le tripoli supérieur.*

Nous avons déjà signalé que les brèches et tufs bréchiformes du Ranc sont surmontés par une diatomite blanche qui, au contact des brèches, se débite en plaquettes, mais qui ne tarde pas à devenir poudreuse. L'épaisseur visible est, au Ranc, de 10-12 mètres, l'épaisseur probable de 20 à 25 mètres.

Ce tripoli supérieur s'étend, sous le basalte, depuis le Ranc jusque sous la digitation du Combiér-Coutelle, commune d'Alissas, soit sur une longueur, à vol d'oiseau, de 2 km environ. La couche

est activement exploitée par la maison Boutillon à la Grangette, par la Société Amand au Combiér (pl. VIII).

L'abondance et les dimensions des blocs de basalte éboulés ont obligé la maison Boutillon d'abandonner, du moins provisoirement, l'exploitation de la carrière qu'elle possède au Combiér. Cette diatomite, mélangée à de la sciure de bois, est cuite en briques et utilisée comme calorifuge dans les hauts fourneaux, les locomotives, etc...

*Analyse chimique de la diatomite du Combiér* (d'après J. VAN DEN BROECK, 1948).

SiO <sub>2</sub> .....	65,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	5,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	4,45
CaO .....	7,10
MgO .....	0,15
TiO <sub>2</sub> .....	0,15
Alcalis .....	0,85
Perte au feu .....	16,55
	<hr/>
Total .....	100,10

A la Grangette et au Combiér, la couche exploitée a une épaisseur de 30 à 40 mètres. Elle repose, dans ces deux localités, sur des tufs volcaniques riches en éléments marneux et calcaires, dont l'épaisseur est de 25 à 30 m environ. Vers la base de la carrière Amand, au Combiér, cette diatomite est plus argileuse et prend une couleur grisâtre; sous ce faciès, elle est impropre à la fabrication des briquettes.

Dans la masse de ce tripoli, on rencontre des lits riches en empreintes végétales et en poissons. C'est de la carrière Boutillon au Combiér que provient la magnifique mandibule de *Sus major* Gerv., et c'est à la base de la carrière Amand que les ouvriers découvrirent des ossements qui, d'après M. VIRET (lettre), rappellent ceux de *Tragocerus amaltheus* Wagn. Ces deux espèces sont typiquement miocènes, on les retrouve d'ailleurs dans la faune pontienne d'Aubignas.

Le contact du basalte et de la diatomite est masqué par les éboulis, mais il est probable qu'il a lieu, au Combiér, à une dizaine de mètres du sommet des carrières. Au moins trois coulées se sont épanchées, en ce point, sur les sédiments du lac miocène.

Au Sud-Ouest du Ranc, le tripoli supérieur est surmonté par une dizaine de mètres de tufs, sur lesquels s'étend le basalte scoriacé formant le plateau qui, en pente douce, rejoint la grande falaise basaltique au Nord-Est du château de Rochessauve.

### III. — Formations miocènes du Mont Charray.

#### Situation.

Les dépôts miocènes du Mont Charray (pl. IX, fig. 13) sont coupés par la route d'Aubenas à Privas, à 9,300 km de cette dernière ville. L'abrupt des falaises de brèches et de basalte, dont le noir tranche sur le blanc des calcaires oxfordiens, les signale immédiatement à l'attention du géologue, à 200 m environ à l'Ouest de l'Auberge de la Maison-Neuve, à droite de la route en direction du col de l'Escrinet. Ils sont visibles sur une épaisseur de 80 m environ, depuis l'altitude de 650 m, sur la route, jusqu'à 725-730 m, sur la croupe, dont l'axe est orienté SW-NE; mais il est probable que les éboulis et la végétation masquent sur une vingtaine de mètres une partie de ces dépôts, en contrebas de la route; leur épaisseur véritable serait donc de l'ordre de 80 à 100 mètres.

#### Etude stratigraphique.

J.-B. DALMAS (1872, p. 152-157) décrit avec une scrupuleuse exactitude la stratigraphie des formations volcano-lacustres de Charray. Cet auteur y distingue, de bas en haut, trois étages :

- un conglomérat alluvio-volcanique;
- un dépôt siliceux (le tripoli fossilifère);
- un banc alluvio-volcanique composé de lapilli et de petits fragments de basalte, cimentés par une boue volcanique semblable aux coulées stratifiées de Corneille et Ceyssac (Le Puy).

Nos observations personnelles ne feront que compléter celles de cet auteur.

#### A) *Le conglomérat de base.*

Les formations de Charray reposent sur les marno-calcaires oxfordiens et, comme au Ranc, débutent par un conglomérat que l'on peut observer sur le bord de la route, à 9,950 km de Privas. Ce conglomérat, visible sur une épaisseur de 8-10 mètres, est essentiellement constitué par des blocs de basalte altéré, plus ou moins

bulleux, de calcaire oxfordien, de grès triasique (rares). On trouve toutes les dimensions intermédiaires entre les plus petits fragments, de la grosseur d'un pois, et les plus gros dont le diamètre atteint parfois 1,50 à 2 m. Vers la base du conglomérat les fragments de basalte rouge, scoriacé, sont particulièrement abondants tandis que, vers le sommet, les blocs de calcaire prédominent. Tous ces éléments sont emballés par une sorte de boue argilo-marneuse.

Ce conglomérat est, en ce point, grossièrement lité et présente un pendage Nord-Sud. On pourrait croire, à première vue, qu'il s'agit de produits de solifluction plaqués sur les flancs du Mont Charray. Le climat subtropical qui régnait alors sur la région ne permet pas de retenir cette hypothèse.

Le pendage résulte d'un accident local qui affecte l'ensemble des formations du Charray.

L'extrémité Sud-Ouest de la butte de Charray (pl. X) sur le bord de la route est limitée par de gros blocs de calcaire dont certains ont jusqu'à 4 ou 5 m de diamètre; ils sont emballés par une pâte de petits fragments de calcaire et de basalte; ces derniers deviennent plus abondants et de taille plus élevée vers le sommet; le ciment de la pâte paraît être de nature marno-argileuse. Le tout est dominé par un mètre de sables fins, avec quelques éléments volcaniques, agglutinés par une argile ocre; l'ensemble a une épaisseur visible de 5-6 mètres.

#### *Origine de ce conglomérat.*

J.-B. DALMAS (1872, p. 154) avait déjà noté que « la position des blocs généralement couchés sur leurs grands axes semble indiquer une origine diluvienne, mais leur forme anguleuse et leur nature uniquement volcanique et calcaire démontrent qu'ils sont descendus par glissement du haut de la montagne, à la suite de plusieurs torrents de pluie, sortis de la cheminée volcanique ».

L'aspect lité de ce conglomérat, qui s'est épanché dans une vallée de direction SE-NW, ne peut s'expliquer que par des coulées boueuses successives. Le litage, provoqué par la différence de poids des éléments d'une même coulée, n'a pas joué en l'occurrence : les blocs n'étant pas placés par ordre de taille. Rappelons que ce phénomène eut lieu sous un climat subtropical, dont les pluies diluviennes étaient largement suffisantes pour provoquer des glissements de terrain dans des sédiments aussi meubles que les marno-calcaires, recouverts, sinon partout, du moins sur une certaine étendue, par des éboulis basaltiques et des projections volcaniques.

Les gros blocs de calcaire qui, vers le Sud-Ouest, bordent les formations de Charray, proviennent sans doute d'une coulée boueuse

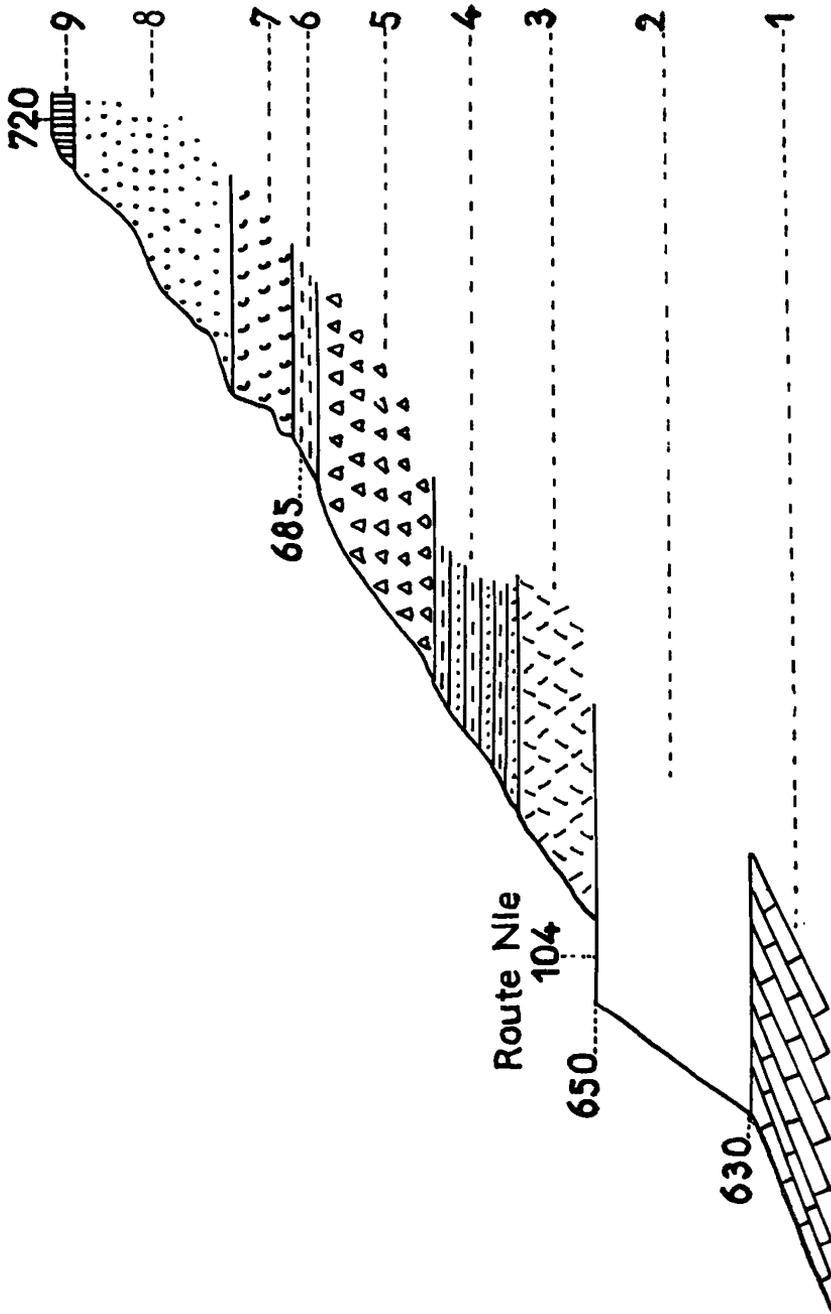


Fig. 13. — Coupe des formations miocènes du Mont Charray, prise à 200-250 m au Sud-Ouest de l'auberge de la Maison-Neuve.

1. Marno-calcaires oxfordiens.
2. Partie masquée par le talus de la route et les éboulis.
3. Tufs volcaniques riches en éléments calcaires : 9-10 m.
4. Alternances de sables, de tufs, et d'argiles feuilletées : 10-11 m.
5. Brèches volcaniques à blocs de calcaire anguleux : 15-16 m.
6. Diatomite à plantes fossiles : 2,50 m.
7. Brèches volcaniques à grain fin formant falaise : 8-9 m.
8. Brèches volcaniques plus sableuses que les précédentes, plus friables : 21-22 m.
9. Basalte très altéré : 3-4 m. (V. planche IX).

descendue des collines marno-calcaires qui devaient, à cette époque, occuper l'actuelle vallée de l'Ouvèze.

C'est sans doute à une origine identique qu'il faut attribuer la masse des scories volcaniques, auxquelles s'ajoutent quelques blocs de calcaire, que l'on voit sur le bord de la route, à 9,800 km de Privas. Elles furent entraînées probablement par un glissement du substratum marno-calcaire. Leur présence à Charray, comme dans le conglomérat du Ranc, nous montre qu'au Miocène supérieur de véritables cônes de scories, aujourd'hui disparus, existaient dans le Coiron.

### B) *Les formations lacustres.*

La majeure partie de la colline, en forme de dos d'âne, qui semble plaquée sur le flanc Sud-Ouest du Mont Charray, est constituée par des dépôts lacustres.

#### *Origine du lac de Charray.*

Plusieurs hypothèses peuvent être émises pour expliquer l'existence d'un lac en ces lieux, à la fin du Miocène. Si la présence, à la même époque, d'un lac à Eyrebonne, commune de Creyseille, et à Pourchères — respectivement à 6-7 km au Nord-Est et à 3-4 km au Nord-Ouest de celui de Charray — évoque l'idée d'une pénéplaine parsemée de lacs, dont les sédiments n'auraient été conservés qu'aux points où ils furent recouverts par le basalte, l'hypothèse d'une vallée creusée en direction SE-NW, puis barrée, comme au Ranc, par une coulée basaltique aujourd'hui disparue, est, semble-t-il, plus vraisemblable. L'existence à la base des dépôts lacustres d'un conglomérat formé de plusieurs coulées successives prouve que la région présentait, en ce point, une certaine pente. Il est dès lors logique d'admettre que le lac, qui n'était pas un lac de cratère, fut formé par le barrage d'une vallée.

Si à la montagne d'Andance les preuves d'un lac de barrage sont manifestes, à Charray elles sont purement hypothétiques; la présence d'un lac dans cette dernière localité n'en est pas moins attestée par des dépôts lacustres variés. Citons :

a) *Les tufs, les argiles, les sables.* — Les dépôts lacustres débutent par 5-6 mètres de tufs, visibles sur le bord de la route, à 150 mètres de l'auberge de la Maison-Neuve, et sont constitués par des éléments volcaniques, calcaires et argileux, dont la taille moyenne est de 0,50 à 1 cm.

Puis viennent, sur une épaisseur de 10-11 mètres, des alternances de tufs volcano-calcaires à grain fin et d'argiles en plaquettes, contenant quelques restes de végétaux indéterminables et des bancs de sables fins, visibles surtout vers le Sud-Ouest de la colline.

b) *Les brèches hétérogènes.* — Ces sédiments sont à leur tour surmontés par des brèches volcaniques constituées par des blocs de basalte, dont les plus petits sont de la grosseur d'une tête d'épingle et dont les plus gros ont 30-40 cm de diamètre (pl. XI). Ce basalte est le plus souvent bulleux, certains fragments ont un aspect vitreux qui les rapproche du sidéromélane des brèches du Ranc. A ces éléments basaltiques viennent s'ajouter des blocs de calcaire anguleux dont les dimensions oscillent entre quelques millimètres et 80 cm de diamètre. En quantité moindre que les fragments volcaniques, ils sont soudés à ceux-ci par un ciment calcaréo-ferrugineux. Ce ciment étant moins abondant et les blocs plus nombreux que dans les brèches volcaniques du Ranc, les brèches qui supportent le tripoli de Charray ont un aspect plus hétérogène et plus grossier que ces dernières. Partiellement cachées par la végétation et les éboulis, elles ont une épaisseur probable de 15-16 mètres.

c) *Le tripoli.* — Ces brèches servent de support au tripoli fossilifère (pl. XII). Ce dernier, d'une épaisseur de 2,50 m, est constitué par de véritables schistes à diatomées se débitant facilement en plaquettes, dont les plages sont parfois complètement recouvertes d'empreintes végétales. Il est de couleur blanche sur la plus grande partie de son épaisseur; vers le sommet il devient gris-noirâtre et passe à une couche de lignite de 12 cm. Il fut exploité, après la guerre de 1914-18, par la compagnie Amand, mais sa richesse en carbonate de chaux le rendait impropre, après cuisson, à la fabrication de briques calorifuges.

d) *Les brèches à grain fin.* — La diatomite est surmontée par 1,50 m d'une roche à grain fin qui, macroscopiquement, a un aspect parfaitement homogène (pl. IX, fig. 13). En lame mince, elle se montre constituée essentiellement :

— Par quelques *fragments de sidéromélane* : lave vitreuse, vacuolaire, jaune en lumière naturelle, isotrope en lumière polarisée. Dans le verre sont noyés quelques rares microlites de plagioclases et des phénocristaux d'olivine; les vacuoles, arrondies ou ovales, sont parfois remplies de calcite. Certains fragments sont très altérés, d'autres sont beaucoup plus frais.

— *Divers cristaux* de quartz, de biotite, d'anorthose, de plagioclase, de calcite.

— *Des fragments de roches cristallines* très altérées.

— *Un ciment*, jaune-gris en lumière naturelle et parfaitement gris en lumière polarisée, réunit ces divers éléments. Il est sans doute de nature marno-argileuse, avec une phase argileuse prédominante, car la roche ne fait pas effervescence à l'acide chlorhydrique.

C'est sur cette brèche que s'appuie la falaise qui, par un abrupt de 6-7 mètres, domine le versant Sud-Est de la colline. Elle est formée par une roche grisâtre, à grain légèrement plus grossier que la précédente et dans laquelle on distingue nettement, à l'œil nu, des paillettes de biotite et de petits fragments d'une lave grise, bulleuse. Au microscope on y observe :

— Quelques *fragments de sidéromélane* identiques à ceux des brèches du Ranc et du Puy; ils sont essentiellement constitués par une lave vitreuse, vacuolaire, jaune en lumière naturelle, isotrope en lumière polarisée, renfermant des phénocristaux de pyroxène et des microlites de plagioclases.

— Quelques *fragments de palagonite grise* : lave vitreuse, noire en lumière naturelle, isotrope en lumière polarisée, très bulleuse, à vacuoles plus ou moins remplies d'oxydes de fer; dans le verre sont noyés quelques microlites de plagioclases. Ces fragments rappellent ceux décrits sous le nom de *palagonite grise* par A. LACAN (1953) dans les brèches du Puy et par nous-même dans celles du Ranc (1955).

— *De très nombreux cristaux* : de quartz, de biotite, de muscovite (plus rare que la biotite), d'orthose, de plagioclases plus ou moins altérés, d'augite parfois zonée, de magnétite, de calcite.

*Un ciment* — grisâtre en lumière naturelle, complètement isotrope en lumière polarisée — unit entre eux cristaux et fragments. Ce ciment est sans doute, en grande partie, d'origine volcanique: une pluie de cendres a dû s'abattre dans les eaux du lac au moment où se déposaient les éléments qui constituent cette brèche. L'échantillon, dans lequel fut taillée l'unique lame mince que nous possédons, provient de la base de la falaise; nous ne sommes donc pas certain que le ciment et les autres éléments restent identiques à eux-mêmes à travers toute l'épaisseur de la roche.

L'étude succincte de ces brèches de Charray nous montre qu'elles peuvent être classées dans la catégorie des *microbrèches*. Elles rappellent, par leur sidéromélane et leur palagonite grise, les microbrèches du Ranc et du Velay; elles s'en distinguent cependant par la nature variée et l'abondance de leurs cristaux, ainsi que par leur ciment, de composition différente dans les brèches de la cor-

niche, et d'importance plus grande dans celles immédiatement au-dessus de la diatomite.

e) *Les sables durcis.* — Sur la falaise de brèches reposent 21-22 mètres de sables micacés, à éléments volcaniques plus ou moins abondants, durcis par un ciment de nature probablement argileuse.

f) *La coulée de basalte.* — Toutes les formations lacustres de Charray sont finalement couronnées par une coulée de basalte visible à l'extrémité Sud-Ouest, cette coulée, très altérée, est en voie de disparition. C'est elle qui a préservé de l'érosion tous les dépôts que nous venons sommairement d'étudier. Un dyke de basalte, orienté NW-SE, traverse à l'extrémité Sud-Ouest la colline de Charray et se prolonge dans les marno-calcaires oxfordiens.

### C) *La faille de Charray.*

Nous avons noté précédemment que le conglomérat de base présentait un pendage Nord-Sud à son contact avec les marno-calcaires oxfordiens. A une soixantaine de mètres au Nord-Est du gisement fossilifère, les brèches hétérogènes sont à un niveau plus élevé qu'au centre de la colline miocène et présentent un léger pendage vers le Sud-Ouest. Vers le Nord des formations lacustres de Charray, à une altitude voisine de 740 m, on rencontre des sables feldspathiques, micacés, à éléments volcaniques, ayant un pendage Nord-Sud très net; tandis qu'à l'extrémité Nord-Est de la colline miocène, à 730-735 mètres d'altitude, des tufs noirs, constitués par des fragments de basalte vitreux, faiblement agglomérés, ont un pendage Nord-Sud voisin de 45°.

Toutes les couches lacustres de Charray ont subi, postérieurement à leur dépôt, un mouvement qui les a redressées et surélevées par rapport aux couches qui se trouvent en face de l'auberge de Maison-Neuve, sur la droite de la route. Nous sommes ici en présence de l'une de ces failles subverticales de la région de Privas, observées par GOGUEL et ROMAN (1936).

## IV. — Formations miocènes de la montagne d'Andance<sup>2</sup>.

La montagne d'Andance, située à 8-9 km environ au Sud-Est de Privas, se dresse à 552 m d'altitude, au milieu des marnes valan-

---

<sup>2</sup> Pour de plus amples détails sur la géologie de la montagne d'Andance, voir les publications antérieures (GRANGEON et MICHEL, 1957 et 1958).

giniennes de la plaine de Chomérac et de St-Lager-Bressac (pl. XIII). Elle pourrait paraître, à première vue, comme un lambeau, séparé par l'érosion, de la digitation située à l'Ouest de St-Bauzile. Un examen attentif montre, au contraire, qu'elle forme un petit massif volcanique bien individualisé.

Une partie des formations volcaniques de cette montagne remblaie, en effet, une ancienne vallée, largement ouverte dans les marnes valanginiennes, dont le profil transversal apparaît nettement, du côté Ouest, quand on l'examine de la route de Chomérac à St-Bauzile. L'ensemble de cette montagne (fig. 14) est constitué par :

- une coulée barrage du côté est;
- des pépérites à ciment de diatomite du côté ouest;
- une coulée supérieure coiffant les formations précédentes.

### 1° La coulée barrage.

Le côté est de la montagne contraste singulièrement avec le versant ouest. Il est occupé par une puissante coulée qui repose directement sur les marnes valanginiennes et s'étend du Nord-Est de la ferme de la Treille, sur le flanc sud de la montagne, jusqu'à 250 mètres au Sud de la ferme du Grand-Pré, sur le versant nord. Elle présente sa plus grande épaisseur, 70 mètres environ, vers le

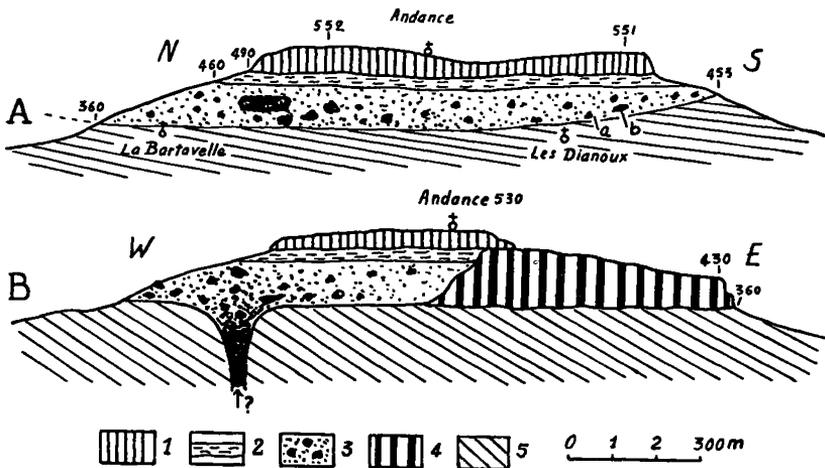


Fig. 14. — Montagne d'Andance.

A) Versant Ouest ; B) coupe Est-Ouest.

1. Basalte du plateau.
2. Diatomite supérieure exploitée par la C.E.C.A.
3. Formation pépéritique.
4. Basalte miocène (coulée-barrage).
5. Marnes valanginiennes (a et b : emplacements respectifs des planches XIV et XV).

centre de l'ancienne vallée, à 150 mètres au Sud-Ouest de la ferme du Lac.

Cette coulée, comme nous l'avons fait remarquer précédemment, barra la rivière qui, en direction de l'Est, drainait la vallée creusée dans les marnes valanginiennes. Un lac en résulta où se déposèrent — outre la diatomite et les argiles à diatomées de la montagne d'Andance — la diatomite inférieure et supérieure du Ranc, les brèches et les tufs bréchiformes, dont l'ensemble est conservé sous les basaltes des digitations du Ranc et du Combier.

### 2° La pépérite à ciment de diatomite <sup>3</sup>.

Le versant ouest de la montagne d'Andance est occupé, depuis la cote 360 jusqu'à 460-470 mètres, par une formation (pl. XIV) que BACCONNIER (1924, p. 259) assimilait à des tufs. Un examen rapide et superficiel ne permettrait pas, il est vrai, de la distinguer des tufs volcaniques dont elle se rapproche par son aspect macroscopique.

Elle est, en effet, essentiellement constituée par des fragments et des blocs de lave basaltique dont les dimensions varient de quelques millimètres à plusieurs mètres, le tout emballé dans un sédiment de couleur blanchâtre. De forme générale globuleuse, les fragments de basalte sont anguleux et, le plus souvent, entourés d'une mince pellicule d'opale compacte simulant une patine blanc-grisâtre. Sur une cassure fraîche ce basalte a un aspect compact, noir vernissé. La plupart des fragments présentent des phénocristaux d'olivine et surtout d'augite. Les dimensions de ces derniers varient, dans l'ensemble, depuis 1 mm jusqu'à 5 mm et peuvent atteindre, exceptionnellement, un centimètre; quelques-uns sont bien cristallisés et se présentent avec leurs faces habituelles :  $b\frac{1}{2}$ , m, g1.

Quelques gros blocs de lave sont divisés par des fissures de retrait, non en colonnes comme les orgues basaltiques, mais en blocs de 5 à 30 cm, de forme polyédrique, à contours anguleux. Cette division, vaguement sphérique, rappelle les *Pillow-Lavas* des géologues anglais (pl. XV).

Certains blocs, de plusieurs mètres de diamètre, font penser à de petites coulées qui se seraient divisées très irrégulièrement en

---

<sup>3</sup> Nous donnons le nom de pépérite à cette formation, bien qu'elle se présente, dans l'ensemble, sous un faciès différent des pépérites de Limagne, uniquement en raison de la similitude d'origine avec ces dernières et avec celles de Tambot (Annam).

fragments dont les dimensions varient d'un demi-centimètre à un mètre.

#### CARACTÈRES MICROSCOPIQUES DE LA LAVE DE CETTE PÉPÉRITE.

Plusieurs lames minces, taillées dans des fragments de lave prélevés au sein de la pépérite, sur le flanc ouest de la montagne, montrent que l'on a affaire à une lave très vitreuse dont la composition minéralogique est la suivante :

##### — *Phénocristaux* :

Il existe une première génération de phénocristaux de pyroxène, largement prédominant, et d'olivine. Ces phénocristaux, dont les plus grands atteignent 6 mm, sont toujours fortement corrodés par la pâte.

Le pyroxène est une augite ferrifère légèrement colorée en vert, mais sans polychroïsme distinct; les cristaux sont souvent zonés avec une bordure plus ferrifère que la partie centrale. Quelques phénocristaux sont envahis au centre par un agrégat de minuscules granules de magnétite ou d'ilménite. L'olivine, plus rare, est au contraire très pauvre en fer.

Les phénocristaux de la deuxième génération sont moins allongés et plus petits — un millimètre au maximum — que les précédents; ils passent progressivement aux microlites et aux granules. Ces phénocristaux appartiennent encore à une augite ferrifère non zonée et prédominent nettement sur l'olivine.

##### — *Pâte* :

Aux microlites et granules d'augite, à ceux — plus rares — d'olivine, viennent s'ajouter de nombreux granules de magnétite de formation tardive puisqu'ils sont absents dans les petits fragments de lave vitreuse, et de petits microlites — longueur moyenne 70  $\mu$  — de labrador : an. 66. On rencontre également quelques microlites de basicité moindre — labrador : an. 57; andésine : an. 48 — pouvant atteindre 250  $\mu$ . Granules et microlites sont noyés, sans orientation préférentielle, dans un verre brun-clair, abondant.

##### — *Structure* :

Porphyrique, à pâte microlitique fortement vitreuse.

La *patine blanchâtre*, qui enveloppe certains blocs et atteint parfois un millimètre d'épaisseur, apparaît au microscope formée de petits grains d'opale engrenés. La présence d'une telle couche d'opale sur les fragments de lave est due, sans doute, à l'action de

la température de cette lave — lors de son irruption dans le lac — sur la silice du matériel sédimentaire.

## COMPOSITION CHIMIQUE DE LA LAVE.

L'analyse chimique de la partie centrale d'un gros bloc a donné les résultats suivants :

SiO <sub>2</sub> .....	42,70	<i>Paramètres de Niggli :</i>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	17,45	si = 92,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3,45	al = 22
FeO .....	8,30	fm = 43,5
MgO .....	7,90	c = 26,5
CaO .....	11,35	alc = 8
Na <sub>2</sub> O .....	2,90	
K <sub>2</sub> O .....	1,30	<i>Paramètres de Lacroix :</i>
TiO <sub>2</sub> .....	1,55	'III.6.(3)4.4 [2.3.2.2(3)]
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,75	
MnO .....	0,10	
H <sub>2</sub> O+ .....	1,40	
H <sub>2</sub> O— .....	0,40	
Total .....	<u>99,55</u>	

(Analyste : Y. CHALEIL, Clermont-Ferrand, 1956.)

Le calcul de la composition virtuelle, à partir de l'analyse précédente, montre qu'il s'agit très nettement d'une lave basaltique à déficit de silice assez important (9,09 % de néphéline virtuelle). Ce feldspathoïde étant entièrement contenu à l'état potentiel dans le verre, la roche prend dans la nomenclature de A. LACROIX (1933) le nom de *basanitoïde*. De plus, même dans les échantillons où la cristallisation est la plus avancée, la quantité de plagioclase exprimé reste toujours faible; à la limite, par exemple dans les granules vitreux des pépérites à faciès poivré, il n'y a plus de coupholites exprimés. Nous pouvons donc, pour indiquer ces faits, dire que la *basanitoïde* d'Andance est plus ou moins *limburgitique*.

Cette roche, par suite de son fort déficit de silice, occupe une position assez particulière parmi les laves du Coiron. Les analyses chimiques de ces dernières, citées par E. JÉRÉMINE (1927) et dans la suite de cet ouvrage, montrent, en effet, qu'il s'agit, du Miocène au Pliocène, de basaltes  $\beta$  ou  $\beta'$ , c'est-à-dire de basaltes non déficitaires en silice ou très faiblement déficitaires. Une seule roche du Coiron

possède une composition chimique proche de celle qui nous occupe ici; c'est la basanitoïde (III.6.'3.4) d'un dyke de la région du col de l'Escrinet (JÉRÉMINE, 1927). Il se peut que le déficit de silice de la lave des pépérites d'Andance soit dû à un simple départ de  $\text{SiO}_2$  au cours de l'éruption sous-lacustre, phénomène que l'on retrouve dans certains gisements pépéritiques d'Auvergne (MICHEL, 1948, p. 29-30).

#### LE CIMENT.

Fragments et blocs sont unis par un ciment blanchâtre pulvérent, qui, aux points où il est le plus abondant, occupe environ le 1/3 du volume de la roche. Au microscope ce ciment apparaît comme essentiellement constitué par une accumulation de fragments de frustules de diatomées, pulvérisées par la venue basaltique. Les échantillons prélevés à la base de la formation, à 100 mètres au Sud de la ferme de la Bartavelle, présentent un nombre plus grand de frustules entières que ceux recueillis en plein versant ouest de la montagne.

M. Paul GUERMEUR — à qui nous adressons nos plus vifs remerciements — a bien voulu déterminer les diatomées contenues dans plusieurs échantillons prélevés en divers points du versant ouest; il a reconnu en particulier :

<i>Cyclotella iris</i> F. Hérib.	<i>Fragilaria</i> sp.
<i>Cycl. temperei</i> F. Hérib.	<i>Gomphonema lanceolatum</i> Ehrb.
<i>Cymbella gallica</i> F. Hérib.	<i>Melosira arenaria</i> Moore.
<i>Cymb. helvetica</i> Ktz.	<i>M. italica</i> (Ehrb.) Kützing.
<i>Cymb. aspera</i> Ehrb.	<i>M. type undulata</i> Ktz.
<i>Achnanthes lanceolata</i> Perag.	<i>Navicula berriati</i> F. Hérib.
<i>Epithemia hyndmanii</i> W. Sm.	<i>N. gracilis</i> Ehrb.
<i>E. sorex</i> Ktz.	<i>Nitzschia</i> sp.
<i>Epithemia</i> sp.	<i>Synedra ulna</i> Ehrb.

Certains genres, tels que *Cymbella*, *Epithemia*, *Cyclotella*, sont, dans l'ensemble de la florule, nettement dominants. En outre, dans toute la formation, les spicules de spongiaires (*Spongilla* sp., *Euphydiatia* sp.) sont assez abondants.

Au point de vue minéralogique, la majeure partie du ciment est formée d'opale, comme l'a montré l'étude aux rayons-X qui a révélé, en outre, la présence constante d'une faible proportion de minéraux argileux du groupe des illites. Ce ciment est, de plus, faiblement calcitique et par endroits assez riche en petits globules informes de limonite. Enfin il n'est pas rare d'y rencontrer des cristaux d'augite; ils sont évidemment à rattacher au matériel

volcanique puisqu'on ne les observe pas dans la couche supérieure de la formation, uniquement diatomitique.

#### LES ENCLAVES.

Outre les divers matériaux déjà signalés au sein de ce ciment, on rencontre — de préférence à la base de la formation — des fragments de marnes cuits par la lave et transformés en brique naturelle ou *porcelanite*, ne faisant plus effervescence à l'acide chlorhydrique dilué.

Des éléments du substratum sédimentaire ou du socle cristallin sont à l'origine de bombes volcaniques que l'on peut recueillir dans le même secteur. Le noyau de ces bombes — marnes, gneiss, microgranulites — est entouré par une lave sombre, vitreuse, non scoriacée, dont l'épaisseur varie de 0,5 à 3 cm, sur un même échantillon. La position du gisement de ces bombes, leur aspect informe et non en fuseau, leur surface lisse sans les craquelures typiques des bombes vulcaniennes dites *en croûte de pain*, montrent qu'elles n'ont été projetées qu'à faible distance du centre d'émission volcanique, au sein même des vases à diatomées en voie de pépéritisation.

Il ne s'agit donc pas, à notre avis, de projections volcaniques aériennes, mais bien de bombes formées *in situ*, au cours de l'éruption sous-lacustre. C'est pour préciser ce mode de formation que nous avons proposé le terme de *bombes volcaniques intraformationnelles* (GRANGEON et MICHEL, 1957).

#### — Age de cette pépérite.

Bien que M. BOUTILLON, industriel à Privas, nous ait déclaré avoir recueilli des ossements dans la pépérite et que nous ayons nous-même trouvé un plateau tibial, non déterminable, aucune faune, ni aucune flore provenant de cette formation n'ont été étudiées jusqu'ici. Mais comme la base de la pépérite est à la même altitude (360 m) que la diatomite fossilifère du Ranc et que, d'autre part, le contact de la diatomite pulvérulente sur la pépérite est à 460-470 mètres d'altitude comme la base du tripoli supérieur du Ranc et du Combier, il est très probable que ces sédiments furent déposés dans le même lac que ceux du Ranc-le Combier. D'ailleurs, des fouilles effectuées au printemps 1958, par la C.E.C.A., sur le versant nord de la montagne, ont mis à jour des argiles à diatomées riches en empreintes végétales qui rappellent celles qui sont conservées dans la diatomite inférieure du Ranc. Ces argiles, situées à l'altitude de 350-360 m, reposent directement sur les marnes valanginiennes et supportent la pépérite à ciment de diatomite.

Ces argiles, la coulée-barrage, la pépérite et la diatomite qui la surmonte se rangent vraisemblablement, comme les diatomites du Ranc et du Combiér, dans le Miocène supérieur.

— *Origine de cette pépérite.*

LACROIX et BLONDEL (1927) ont signalé l'existence à Tambot, dans le Sud de l'Annam, d'une pépérite résultant de l'intrusion d'un basalte dans un sédiment à diatomées. Ils ont montré que cette roche est formée par des fragments anguleux de verre noir basaltique, accompagnés par des blocs de basalte pouvant atteindre 30 cm de diamètre, liés entre eux par un sédiment qui est une diatomite impure. Ils ont rapproché cette formation des pépérites d'Auvergne, et ont conclu qu'elle résultait, comme ces dernières, d'une intrusion et d'une pulvérisation d'une lave dans un sédiment humide.

Un fait important distingue les nodules volcaniques de la montagne d'Andance de ceux des pépérites d'Auvergne et d'Annam : ils ont des phénocristaux d'augite de taille élevée. Le magma avait subi, avant son irruption dans le fond du lac, le premier temps de cristallisation. On peut se demander si l'on a affaire à une coulée épanchée à la surface du sol et terminant sa course dans le lac, ou bien s'il s'agit d'une intrusion venue par une fissure, comme les nombreux dykes qui sillonnent, un peu partout, les terrains sédimentaires de cette région.

L'examen des fragments et des blocs de basalte plus ou moins cimentés par la diatomite impure ne permet pas de choisir entre ces deux hypothèses. Ce basalte, nullement bulleux, ayant des phénocristaux bien développés, n'a donc pas subi une brusque détente et n'avait pas une très haute température au moment où il pénétra dans le lac ; à ne considérer que ce fait on pourrait admettre la première hypothèse.

La situation géographique et le mode de gisement de cette roche vont nous permettre de conclure que c'est la deuxième hypothèse qui paraît être la plus vraisemblable.

En effet, la coulée du versant est de la montagne, antérieure au dépôt de la diatomite, ne peut être à l'origine de la lave émiétée au sein de cette diatomite. D'autre part, la coulée inférieure -- probablement miocène -- de la digitation à l'Ouest de St-Bauzile se situe à 1,500 km de la montagne d'Andance, à 520 m d'altitude, et remblaie une vallée fossile dont le prolongement recoupe, bien avant le gisement pépéritique, l'ancienne vallée occupée par le lac de barrage : Andance - le Ranc. La position de cette coulée -- 130 m au-dessus de la base de la pépérite -- sa distance actuelle de la

montagne d'Andance, sa direction, sont autant de faits qui rendent peu probable son arrivée dans les sédiments à diatomées du lac miocène d'Andance.

Par contre l'étendue et la puissance même du gisement pépéritique sont en faveur d'un important épisode éruptif *in situ* et contre l'hypothèse de l'émiettement, forcément localisé, d'un basalte terminant son écoulement dans un lac.

De plus, la présence au sein de la pépérite de bombes intracristallines, décrites plus haut, est symptomatique de la proximité du centre d'émission.

Toutes les observations nous conduisent donc à admettre qu'une lave basaltique a fait irruption dans le fond d'un lac où s'étaient accumulées, sur plus de 100 m d'épaisseur, les frustules des diatomées et les spicules des spongiaires vivant dans ses eaux riches en silice.

Les différences de température et de tension entre les deux matériaux, mis ainsi brutalement en présence, ont provoqué la fragmentation de la lave en portions plus ou moins volumineuses. Les plus petites ont été immédiatement émiettées en granules plus ou moins anguleux, dont le refroidissement instantané dans le sédiment gorgé d'eau explique la structure vitreuse; seuls les phénocristaux du premier temps ont subsisté, plus ou moins corrodés. Les fragments de taille plus importante, où nous avons noté l'existence de fentes de retrait colmatées par de l'opale, ont pu acquérir, en raison de la finesse du sédiment diatomitique, une forme plus globuleuse, tandis que leur refroidissement plus lent leur conférait une structure moins vitreuse. Enfin, les gros amas de lave, correspondant sans doute aux dernières phases de l'éruption, n'ont subi qu'un refroidissement périphérique, expliquant leur simple division, par retrait, en *pseudo-pillow-lavas* et leur cristallisation bien particulière, avec noyau central doléritique et bordure assez vitreuse.

Il faut enfin ajouter qu'après cet épisode éruptif, la sédimentation lacustre a repris son cours normal à Andance : on rencontre, en effet, au-dessus de la formation pépéritique, une diatomite analogue à celle du ciment de la pépérite, mais sans inclusions volcaniques.

Cette diatomite — dont l'épaisseur repérée à ce jour est d'une vingtaine de mètres — est exploitée depuis quelques mois seulement par la société industrielle C.E.C.A. L'opale — silice qui constitue les frustules des diatomées — est transformée, par calcination, en cristobalite. Cette variété de silice est utilisée, en particulier, comme filtrant dans les sucreries, les brasseries, et sert dans la fabrication de divers produits industriels.

### 3° La coulée supérieure.

Enfin tout l'ensemble de la montagne d'Andance est couronné par une coulée basaltique, qui a protégé de l'érosion toutes les formations dont nous venons de parler. La coulée-barrage et la pépérite devaient remblayer toute la vallée prééruptive, elles ne furent conservées sur le versant sud de cette vallée que grâce à la carapace protectrice de la coulée supérieure, issue sans doute d'une cheminée située à 200 m environ, au Nord de la ferme d'Andance, d'où elle s'est épanchée dans toutes les directions et plus particulièrement vers le Nord-Est.

## V. — L'altération climatique miocène.

Les tufs et les basaltes du Coiron reposent, en divers points, sur le substratum jurassique ou crétacé par l'intermédiaire d'une couche de couleur rouge-brique, ou rouge-sang, dont l'épaisseur moyenne varie de 20 cm à un mètre environ; mais cette épaisseur peut dans certains cas — rive gauche de la Payre à l'Ouest de Laval, gorges de la Claduègne en aval de l'ancien moulin de Chancelant — atteindre 4-5 mètres.

A première vue, on se rend compte qu'elle provient d'une altération de la roche sous-jacente, car cette dernière — du moins le plus souvent — d'abord tachetée de rouge passe insensiblement à la formation que nous décrivons. Cette altération affecte toutes les roches de la contrée : basaltes, tufs volcaniques, marnes valanginiennes, calcaires jurassiques; les marnes et les calcaires donnent un produit plastique, d'aspect argileux, tandis que les roches volcaniques s'altèrent en un matériau plus compact.

Cette couche rouge se rencontre en dessous et au-dessus des dépôts volcano-lacustres qui, au Ranc, près Rochessauve, ont livré une flore qui se range à la base du Miocène supérieur et qui, au Combiér près Alissas et à Vaugourde près Aubignas, renferment des faunes pontiennes. Par contre, nous ne l'avons pas observée en dessous des basaltes qui, au Sud du Coiron, reposent sur des alluvions à faune pliocène. Dans cette partie du Coiron, le contact du basalte sur les alluvions pliocènes, les tufs volcaniques, les marnes valanginiennes, est toujours franc. Partout où ce contact n'est pas masqué — Mirabel, anciennes carrières d'Aubignas, rive gauche du ruisseau de Vaugourde en dessous de la Fare, etc... — on voit le basalte reposer sur un substratum non altéré. La couche rouge avait donc disparu, lorsque les coulées volcaniques sont

venues reposer sur les alluvions fluviatiles à faune pliocène. Par suite, les nappes basaltiques qui, vers le Nord et le centre du Coiron, reposent sur des roches altérées en argile rouge, se sont épanchées, vraisemblablement, vers la fin du Miocène supérieur. Cette altération climatique devient donc un point de repère très précieux pour dater les formations volcaniques qui n'ont pas de relations avec les dépôts fossilifères.

Le tableau suivant donne les résultats de l'analyse de quelques roches mères et de la couche rouge qui les surmonte.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub> .....	13,6	48	42,65	37,35	35,45	38,65	43,7	40	44,4	39,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	5,15	21,05	11,75	22,10	14,55	17,95	14,65	16,35	13,05	15,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2,35	8,2	1,45	16,4	9,45	11,95	4,60	14,50	12	15,20
FeO .....	0,35	0,15	0,50	n. d.	3,60	0	7,50	0,05	2,8	2,1
MgO .....	1,35	2,05	0,95	0,90	3,65	1,75	9,25	4,30	5,55	1,90
CaO .....	40,5	1,15	19,9	1,10	4,9	1,45	10,35	2,95	9,85	6,25
Na <sub>2</sub> O .....	0,20	0,10	0,15	0,05	0,1	0,15	4,5	0,20	4,05	0,65
K <sub>2</sub> O .....	0,55	1,2	1,05	0,35	0,35	0,05	1,1	0,3	0,50	0,65
TiO <sub>2</sub> .....	0,20	0,80	0,50	3	1,95	1,95	2,60	2,30	2,70	3,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,05	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	0,60	0,35	0,80	0,5
MnO .....	Tr.	0,05	0,05	n. d.	0,05	0,1	0,05	0,15	0,05	0,05
CO <sub>2</sub> .....	27,6		19,2	9,85						
H <sub>2</sub> O + .....	6,05	7,7			10,15	20,05	0,7	6,30	3,00	9,55
H <sub>2</sub> O — .....	2,60	10,2	2,20	8,85	16,4	6,55	0,35	12,7	1,45	4,35
Total .....	100,55	100,65	100,35	99,95	100,6	100,5	99,95	100,45	100,2	100,35
PH .....		7,45		7,9		7,3		8		7,9

1. Calcaire marneux de Cheylus.
2. Argile d'altération entre ce calcaire et le basalte.
3. Marnes valanginiennes, château de Rochessauve.
4. Argile d'altération entre ces marnes et les tufs miocènes.
5. Tufs au Sud du château de Rochessauve.
6. Argile d'altération entre ces tufs et le basalte.
7. Basalte, rive gauche de l'Auzon, NE de Darbres.
8. Argile d'altération sur ce même basalte.
9. Basalte au NE de Laval, près Rochessauve.
10. Argile d'altération entre ce basalte et les tufs.

Analyses effectuées au Laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand, par Mlles J. Orliac : (1), (3), (7), (8), (9), (10); S. Pignide : (2), (5), (6); Y. Chaleil : (4).

L'examen de l'ensemble de ces analyses nous montre que, par rapport à la roche mère, la couche rouge s'est enrichie en alumine, en sesquioxyde de fer et, le plus souvent, en oxyde de titane; par contre, elle s'est appauvrie en soude, potasse, chaux et oxyde

ferreux. Elle s'est également appauvrie en silice, comme le montre l'analyse des échantillons 4, 8, 10. Les échantillons 2 et 6 se sont, au contraire, enrichis en cet élément. L'accroissement du taux apparent de la silice dans ces derniers cas est dû au fait que la roche mère — tufs volcaniques de Rochessauve ou calcaire de Cheylus — n'a pas une teneur constante en quartz libre, cette teneur varie au sein de ces roches suivant le niveau où a été prélevé l'échantillon analysé : roche mère et produit d'altération ne sont pas, dans ce cas, entièrement comparables.

L'examen aux Rayons-X, effectué au Laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand par Mlle A. BOUCHARD, a montré que ces « *terres rouges* » sont essentiellement constituées — en plus de l'hydroxyde de fer — par des argiles appartenant au groupe de l'*illite* et de la *montmorillonite*.

La diminution de la silice et la disparition d'une forte proportion des bases alcalines et alcalino-terreuses nous montrent que nous avons affaire, sinon à des profils entiers, du moins à la zone immédiatement en contact avec la roche mère, de sols fossiles dont les horizons supérieurs ont pu disparaître par érosion avant l'arrivée des nappes basaltiques du Coiron.

La nature argileuse de ces sols fossiles les rapproche des argiles rouges des régions intertropicales constamment humides. Cependant, les argiles de ces régions sont à base de *kaolinite*, tandis que celles des sols fossiles du Coiron sont essentiellement constituées par des minéraux du type *illite* et *montmorillonite*. Cette différence peut s'expliquer par le fait que la genèse de la kaolinite n'a lieu qu'en *milieu acide*, tandis que nous avons affaire, ici, à un pH *alcalin*.

La composition de la couche rouge sous-basaltique nous montre que cette couche s'est formée sous un climat relativement humide toute l'année, dont la température moyenne annuelle devait osciller entre 15 et 20° C.

Ces conclusions confirment les déductions relatives au climat de l'Ardèche miocène, que la composition de la flore fossile des schistes à diatomées des environs de Privas permet de tirer.

#### Remarque importante.

Nous étions sur le point de remettre notre manuscrit à l'imprimeur quand M. J. VIGIER, ingénieur du Génie rural à Privas, nous a montré une couche d'altération climatique affectant des tufs jaunâtres au-dessus de la coulée qui repose à l'extrémité nord

des alluvions fluviales de la digitation de St-Jean-le-Centenier, en un point situé à 400-500 mètres à l'Ouest du Haut-Montbrun.

Cette couche, masquée par les éboulis et la végétation, fut mise à jour, il y a quelques mois à peine, lors d'un captage de source pour la ville de St-Jean-le-Centenier.

Plusieurs hypothèses peuvent être émises pour expliquer la présence de cette couche en ce point :

1° L'altération climatique se serait prolongée pendant une partie du Pliocène inférieur;

2° Les alluvions fluviales, en ce lieu, ne seraient pas contemporaines de celles qui, au Baumier près Mirabel, ont livré une faune pliocène;

3° L'altération de ces tufs en argile rouge serait due — comme cela s'observe fréquemment en Islande — à la venue, en ce point, d'une source chaude, à l'époque où les volcans du Coiron n'étaient pas encore éteints.

La première de ces hypothèses — dans l'état actuel de nos connaissances — nous semble inopérante : en effet, si l'altération climatique s'était poursuivie pendant le Pliocène, on devrait retrouver la couche argileuse au contact des marnes valanginiennes et du basalte qui, au Sud du Coiron, repose directement sur les alluvions fluviales pliocènes. En fait nous n'avons pas observé, dans cette partie du massif, cette couche rouge entre les marnes et la coulée inférieure.

De nouvelles recherches seraient nécessaires pour savoir laquelle des deux autres hypothèses mérite de retenir notre attention; le temps nous ayant fait défaut pour résoudre ce problème, nous nous proposons de publier dans une future note le résultat des recherches que nous effectuerons ultérieurement.

## CHAPITRE IV

## LA VALLEE DE L'ARDECHE PLIOCENE

## I. — Les alluvions fluviales.

Parsemée de lacs au Miocène supérieur, la région du Coiron était, au Pliocène, drainée dans sa partie sud, par une importante rivière. Les alluvions qu'elle déposait sont, de nos jours, conservées sous toutes les digitations basaltiques qui, depuis St-Laurent-sous-Coiron jusqu'à Aubignas, dominant de leurs falaises noires la vallée de l'Escoutay. Les points extrêmes où nous avons pu les observer sont : la *Serre nègre*, à 1,600 km environ au Sud-Est de Vesseaux, et au pic du Chénavari, à 2 km au Nord-Ouest de Rochemaure.

Remarquées par FAUJAS DE SAINT-FOND (1778) sous le basalte du promontoire de St-Jean-le-Centenier, ces alluvions furent décrites avec plus de détails par TORCAPEL (1882). Ce géologue y reconnut « *les granites, les leptinites, les gneiss, le quartz blanc des Cévennes, des fragments de marne épuisée de calcaire provenant du terrain sous-jacent, et des cailloux de basalte* ». Au-dessus du hameau de la Roche-Chérie, au Nord-Ouest de Saint-Pons, TORCAPEL remarqua sous la coulée de basalte :

— Une couche de tufs volcaniques siliceux .....	0,40 m
— Des sables fins, jaunâtres, siliceux .....	0,50 m
— Du gravier granitique provenant des Cévennes, serré dans une gangue sableuse .....	4 m
— Du sable fin, gris, siliceux, en couches minces .....	1 m

J. C. den BOER (1957, chap. III) rappelle les travaux antérieurs relatifs aux alluvions sous-basaltiques. Il donne (p. 31, fig. 17) une coupe de ces alluvions. Cette coupe, qui schématise la photo 7 de son ouvrage, est prise à 10-20 mètres à l'Est de la ferme du Baumier. Si les couches qu'elle représente se retrouvent ici ou là dans les alluvions fluviales, elle est — en dehors de l'assise 3 — entièrement inexacte pour le point où elle a été prise.

- L'assise 1 *n'est pas un gravier granitique*, mais un gravier surtout calcaire, faisant effervescence à l'acide chlorhydrique dilué.
- L'assise 2 *n'est pas un tuf volcanique siliceux*, mais des sables calcaréo-marneux, faisant effervescence à l'acide chlorhydrique dilué.
- L'assise 4 *n'est pas, en ce point, argileuse à matière volcanique lignitifère*, mais elle est constituée par des galets basaltiques et cristallins (voir notre pl. XX et notre coupe fig. 15).

#### Nature des alluvions fluviales.

Les observations de TORCAPEL sur les alluvions fluviales sont, certes, exactes, mais trop fragmentaires pour que l'on puisse avoir une idée adéquate de leur nature. Ces dépôts sont, dans l'ensemble, constitués par :

- des galets cristallins;
- des galets de basalte;
- des galets de calcaire et de marne;
- des sables.

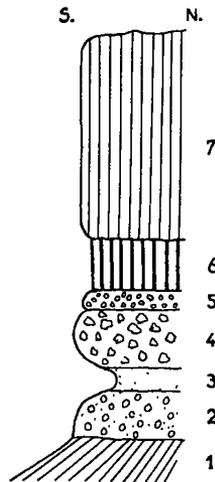


Fig. 15. — Coupe des alluvions pliocènes et de la grande coulée de basalte au Baumier, à 700 m environ à l'E-SE de Mirabel.

1. Marnes valanginiennes.
  2. Couche formée en majeure partie de galets calcaires : 2,40 m.
  3. Sables calcaréo-marneux : 1 m.
  4. Couche à gros blocs de basalte non roulés : 3 m.
  5. Alluvions à galets plus petits : 80 cm.
  6. Base prismée de la coulée de basalte : 4 m.
  7. Coulée massive : 15 20 m.
- (V. planche XX).

A) *Les galets cristallins.*

Parmi les galets cristallins on reconnaît : des *granits* appartenant soit au type intrusif, soit au type d'anatexie.

On y rencontre en particulier :

- des galets d'un granit à cordiérite identique à celui de la carrière de Lapalisse, près St-Cirgues-en-Montagne;
- des galets d'un granit porphyroïde, comparable à celui qui, près du Pont-de-Labeaume, à 6 km en aval de Thueyts, est intrusif dans les anatexites à cordiérite;
- divers galets d'embranchites, de gneiss, de quartz.

B) *Les galets de basalte.*

Les basaltes sont représentés dans les alluvions fluviales par des galets dont les dimensions sont du même ordre que celles des éléments cristallins. Il faut cependant signaler qu'au Baumier (pl. XX, fig. 15), près Mirabel, et à 200 mètres environ au Nord-Est des anciennes carrières d'Aubignas, on rencontre un conglomérat, de trois mètres d'épaisseur, formé de blocs de basalte atteignant jusqu'à 80 cm de diamètre. Ces blocs ont des arêtes vives et paraissent à peine roulés, ils sont sans doute issus d'une coulée pliocène située non loin de leur gisement actuel.

Ces basaltes sont caractérisés, en lames minces, par la présence constante de phénocristaux d'olivine, tandis que ceux d'augite sont extrêmement rares. Cette olivine est parfois altérée en iddingsite ou en produits serpentineux. Bien que ces laves se ressemblent beaucoup, il est possible, cependant, d'y distinguer deux types de basalte :

- un basalte peu feldspathique, riche en microlites et granules d'augite et d'olivine;
- un basalte où les microlites du plagioclase sont en nombre sensiblement égal à celui des éléments colorés.

Dans ces deux cas on note la présence de phénocristaux d'olivine, plus ou moins altérée, de granules de magnétite et d'une substance vitreuse plus ou moins abondante.

C) *Les galets de calcaire et de marne.*

Contrairement aux éléments cristallins et volcaniques que l'on rencontre partout, nous n'avons observé les calcaires et les marnes qu'à la base des alluvions fluviales, au Baumier, à 600 mètres à l'Est de Mirabel et au Nord-Est de la Roche-Chérie (Nord-Ouest de St-Pons).

Dans la première de ces localités ils constituent, sur une épaisseur de trois mètres, 90 % du volume de la couche inférieure directement en contact avec les marnes valanginiennes. Ces galets, dont la taille moyenne est comprise entre 10-15 cm et dont les plus gros atteignent 30 cm, sont formés, les uns par un véritable calcaire lithographique, les autres par un calcaire saccharoïde ou par un calcaire gréseux. Quelques blocs de basalte et de granit s'ajoutent, en ce point, aux éléments marno-calcaires.

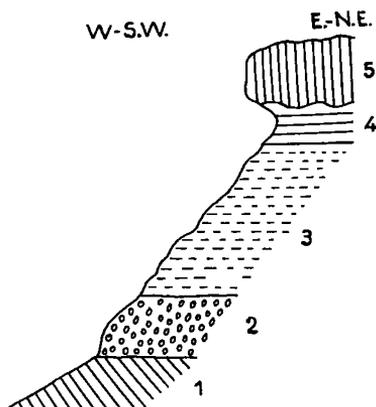


Fig. 16. — Coupe des alluvions fluviales pliocènes à 300 m environ au Nord-Est de la Roche-Chérie, digitation au Nord-Ouest de St-Pons.

1. Marnes valanginiennes.
2. Alluvions à galets calcaires : 1,50 m.
3. Argile marneuse légèrement sableuse : 3-4 m.
4. Argile compacte, grise : 1 m.
5. Basalte.

L'ensemble est emballé, en stratification entrecroisée, par un sable marneux qui, vers le sommet de la couche, devient prédominant et ne renferme plus que quelques petits galets de calcaire.

A la Roche-Chérie (fig. 16) la formation calcaire s'observe sur 1,50 m d'épaisseur; cette couche ne se distingue, *apparemment*, de celle du Baumier que par la taille moins élevée des galets, dont les dimensions moyennes varient de 5 à 10 cm; mais une étude plus poussée de ces alluvions calcaires nous a montré qu'elles sont, au contraire, bien différentes de celles de Mirabel.

D) *Les sables.*

Les galets sont partout emballés par des sables plus ou moins grossiers, de couleur ocre, essentiellement constitués par des grains de quartz aux arêtes émoussées.

Sous la plupart des coulées, où le contact du basalte et des alluvions fluviatiles est visible, ces dernières apparaissent formées vers le sommet par des sables fins, parfois micacés, qui, le plus souvent, sont argileux et ligniteux. Dans certains cas ce sont des sables blancs très fins durcis par un ciment argileux (éperon au Nord-Est de St-Pons), ailleurs ces alluvions passent vers le sommet à une véritable argile compacte, un peu marneuse, qui ne renferme plus que quelques grains de quartz (La Roche-Chérie, digitation au Nord-Ouest de St-Pons).

A 300 mètres à l'Ouest du Baumier, immédiatement sous le basalte du promontoire de Mirabel, les sables fins qui ont livré la faune malacologique étudiée par Paul JODOT (1954 et 1956) sont argileux, durcis, légèrement ligniteux et renferment des éléments volcaniques tels que : fragments de scories, grains d'olivine... Leur effervescence à l'acide chlorhydrique est due aux nombreuses particules de coquilles de mollusques, dont les tests ont été, dans certains cas, littéralement écrasés par la pression de la puissante coulée de basalte qui repose sur ces sables.

**Épaisseur des alluvions fluviatiles.**

Rarement visibles sur toute leur épaisseur, nous avons pu observer cependant, en divers points, la totalité des alluvions fluviatiles. Au Baumier, elles ont une épaisseur de 7 à 8 mètres, le long de l'ancienne route de Montbrun, au Nord de St-Jean-le-Centenier, elles atteignent 10-11 mètres, tandis que sous le basalte des anciennes carrières d'Aubignas (fig. 17) elles ont à peine 4,50 m, et que sous celui de St-Laurent-sous-Coiron elles ne doivent pas dépasser 3 mètres. Leur plus grande épaisseur observable — une vingtaine de mètres — se situe à l'extrémité de la digitation des Audouards, le long du chemin qui, de la ferme de Peyrolle, conduit au Chénavari.

Cette épaisseur variable d'alluvions anciennes n'a rien de surprenant quand on songe que les rivières actuelles ne remblaient pas leur thalweg d'une façon uniforme.

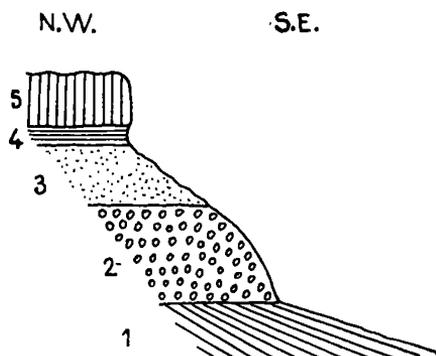


Fig. 17. — Coupe des alluvions fluviales pliocènes prise aux anciennes carrières d'Aubignas.

1. Marnes valanginiennes.
2. Galets cristallins et basaltiques : 2,50 m.
3. Sables ocreux : 1,50 m.
4. Argile ligniteuse : 50 cm.
5. Basalte.

## II. — Cours de la rivière qui déposa les alluvions sous-basaltiques.

### Historique.

Le banc de galets observé par FAUJAS DE SAINT-FOND (1778) sous le basalte de la digitation de St-Jean-le-Centenier l'avait grandement intrigué. « D'où est-il venu ? se demandait-il ; dans quel temps est-il venu ? Comment est-il venu ? Cet objet, poursuit-il, serait le sujet d'un travail qui formerait seul un ouvrage véritablement intéressant et qui demanderait une multitude de recherches. »

TORCAPEL (1882) pense — mais n'en fournit aucune preuve — que les éléments des alluvions fluviales proviennent uniquement de la région du Mézenc. BOULE (1892, p. 113), qui adopta le point de vue de TORCAPEL, a écrit : « C'est vers le Mézenc qu'il faut chercher le point d'origine de ces cailloux roulés, de basaltes, car c'est bien de cette région que descendent les cours d'eau dont le lit a été rempli par les basaltes des Coirons. Nous sommes amenés par ce seul fait à proclamer l'antiquité des premières coulées basaltiques du Mézenc. »

Sans nous occuper, du moins pour l'instant, de l'erreur contenue dans la dernière phrase de BOULE, erreur compréhensible puisque jusqu'en 1954 les alluvions sous-basaltiques étaient rangées dans le Miocène supérieur, remarquons qu'on ne rencontre, dans les alluvions fluviales du Coiron, aucun galet des trachytes inférieurs, ni des phononlites du Mézenc ou du Gerbier des Joncs.

BACCONNIER (1924) avait très justement remarqué que les altitudes des alluvions fluviales vont, dans l'ensemble, en décroissant de St-Laurent-sous-Coiron au Chénavari, et que par suite la rivière coulait d'Ouest en Est. Ce géographe avait aussi noté que l'altitude de ces alluvions, au lieu de décroître régulièrement vers l'Est, varie assez irrégulièrement. Il voulut y voir (1924, p. 253) une preuve de déformations ultérieures, en particulier un léger affaissement dans la section moyenne. Il observa d'ailleurs des variations analogues dans le profil transversal et crut que là encore il y avait eu déformation.

#### Altitude des alluvions sous-basaltiques.

Après ce court aperçu historique, nous allons, dans les pages qui suivent, essayer de répondre aux questions posées, dès 1778, par FAUJAS DE SAINT-FOND.

Comme BACCONNIER, nous avons constaté que l'altitude des alluvions décroît depuis le Gras ou Serre nègre (540 m), à 1,600 km au Sud-Est de Vesseaux, jusqu'au Chénavari (465 m), à 2 km au Nord-Ouest de Rochemaure. Ces alluvions se trouvent à 540 m d'altitude à St-Laurent-sous-Coiron; à 520-525 m aux Couffins, à Mirabel, au Baumier, aux carrières de St-Jean-le-Centenier; à 535-540 m à la Roche-Chérie; à 525 m aux anciennes carrières d'Aubignas, pour ne citer que les points dont nous avons relevé les altitudes après avoir fermé l'altimètre. Ces altitudes — qui ne sont exactes qu'à 5 m près — nous montrent que la pente de l'ancien thalweg, à l'extrémité des digitations du Sud du Coiron, ne varie pas régulièrement d'Ouest en Est, dans le sens où coulait l'ancienne Ardèche.

Ce fait n'a rien de surprenant et point n'est besoin, pour l'expliquer, de faire appel à un gauchissement possible, mais non évident; ces alluvions, en effet, ne sont pas rigoureusement contemporaines dans toute leur étendue et ne matérialisent pas le lit de la rivière à un moment unique de son évolution.

L'existence de divers stades dans le creusement de la vallée pliocène est en effet prouvée :

— Par le ravinement des alluvions fluviales par une petite vallée, perpendiculaire au thalweg de la rivière pliocène et remblayée par la coulée inférieure de l'éperon au Nord-Ouest de Saint-Pons;

— Par la présence au Baumier, près de Mirabel, d'alluvions calcaires, témoins d'une époque où la couverture jurassique des Cévennes n'avait pas encore totalement disparu.

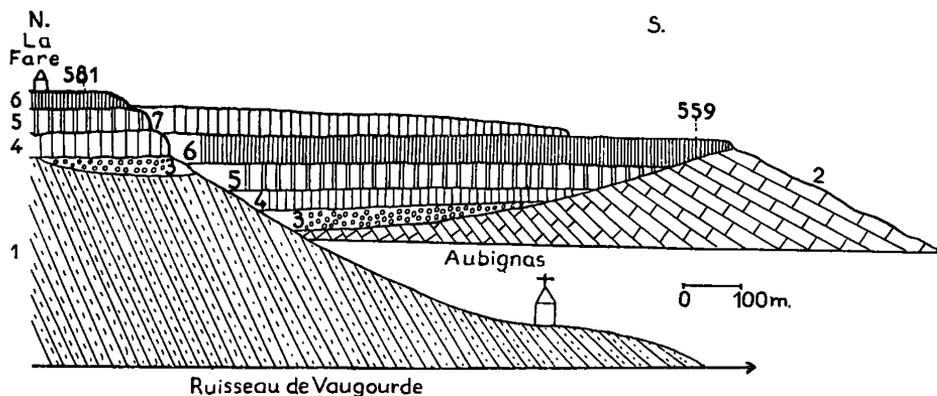


Fig. 18. — Profil des deux digitations au Nord-Est d'Aubignas. Croquis pris à l'Ouest d'Aubignas.

Ce schéma montre l'ancienne vallée pliocène creusée, ici, dans les calcaires hauteriviens et remblayée par les alluvions fluviales et les coulées de basalte.

1. Marnes valanginiennes.
2. Calcaires hauteriviens.
3. Alluvions fluviales.
4. 5. 6. 7. Coulées de basalte.

### Origine de la Rivière.

La présence des galets calcaires dans les alluvions sous-basaltiques du Coiron pose un problème de paléohydrographie, difficile à résoudre, certes, mais extrêmement important pour la lumière qu'il projette sur cette question restée jusqu'ici assez obscure.

A priori on pourrait admettre que les galets calcaires de la Roche-Chérie et du Baumier ont été arrachés aux strates calcaires du Jurassique supérieur, dont les escarpements dominant à l'Est la dépression callovo-oxfordienne de Vesseaux, à 5 km environ à l'Ouest de Mirabel. En l'absence de macrofaune, seule l'étude de la microfaune pouvait confirmer ou infirmer cette hypothèse.

J. SIGAL — que nous remercions très cordialement — a bien voulu, d'une part, faire tailler des lames minces dans quelques galets calcaires du Baumier et de la Roche-Chérie et, d'autre part, nous communiquer le résultat de ses observations sur la microfaune que renferment ces galets.

#### — Galets calcaires de la Roche-Chérie.

Plusieurs lames minces, taillées dans divers échantillons prélevés dans les alluvions calcaires fluviales de cette localité, ont permis à J. SIGAL de reconnaître — avec *Calpionnella alpina*, *Tintinopella carpathica*, *Stenosemellopsis hispanica* — la présence d'une

microfaune berriasiennne à laquelle viennent s'ajouter — avec *Calpionnella alpina*, *C. elliptica* — quelques espèces du Tithonique-Berriasien.

Les galets de la Roche-Chérie proviennent vraisemblablement des séries tithoniques et berriasiennes qui, d'après F. ROMAN (1950, p. 68 et p. 72), « forment une longue bande de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, depuis Ruoms jusqu'au Coiron ». Nous avons nous-même recueilli, à 150 m à l'Ouest de la ferme de la Geneste, située sur la route de Privas à Freyssenet, à 9 km environ à vol d'oiseau, au Nord-Ouest de la Roche-Chérie, une faune qu'a bien voulu déterminer M. le chanoine DUBAR, que nous sommes heureux de remercier ici. Cette faunule — avec *Berriasella* sp., *B. carpathica* Zit. et *Rhynchonella lacunosa rupicalcis* Quenst. — se situe, d'après l'éminent paléontologiste lillois, à la limite du Tithonique et du Berriasien.

— *Galets calcaires du Baumier, près Mirabel.*

Si, grâce à leur microfaune, l'origine des galets calcaires de la Roche-Chérie nous est connue, celle des galets du Baumier est encore énigmatique. Ces galets, dont le faciès est bien différent de celui de toutes les assises jurassiques situées entre Aubenas et les premiers contreforts du Coiron, sont essentiellement constitués par un calcaire gréseux dans lequel J. SIGAL a reconnu des débris d'*Echinodermes*, de *Lamellibranches*, de petits *Foraminifères*, indéterminables.

Ces constatations, bien que négatives, nous permettent néanmoins de nous demander si ces calcaires — qui d'après J. SIGAL pourraient peut-être appartenir au Néogène — ne proviennent pas d'une région plus éloignée ou de formations aujourd'hui disparues.

Le problème de l'origine de ces galets et de leur âge est posé, mais non encore complètement résolu. Les faunes trouvées dans les alluvions fluviales et dans les galets calcaires de la Roche-Chérie nous ont permis de répondre partiellement à deux des questions que se posait à leur sujet, dès 1778, FAUJAS DE SAINT-FOND; espérons que des recherches ultérieures nous permettront de satisfaire la légitime curiosité des naturalistes qui s'intéressent au cours de cette *Ardèche fossile*.

Si entre le Gras, près Vesseaux, et le Chénavari, grâce aux coulées basaltiques qui l'ont conservé, on connaissait depuis longtemps l'emplacement exact du lit de la rivière pliocène, on ignorait totalement sa position en amont de Vesseaux. Grâce aux travaux récents de M. BERTUCAT (1956), nous avons pu identifier, du moins approximativement, le lieu d'origine de certains galets cristallins.

Parmi ces derniers on rencontre, en effet, des galets d'un granit à nodules de cordiérite, qui rappelle le granit à cordiérite de Lapa-lisse, près St-Cirgues en Montagne; d'autres se sont formés aux dépens d'un granit porphyroïde comparable à celui qui, au Pont de Labeaume, à 6 km en aval de Thueyts, est intrusif dans les anatéxites à cordiérite. Ces galets nous permettent de jalonner le cours de la rivière pliocène — ou de l'un de ses affluents — dans les Cévennes cristallines et nous montrent qu'il était sensiblement parallèle à celui de l'Ardèche actuelle.

Si ces galets cristallins permettent de connaître les contrées drainées par le cours d'eau pliocène, il est, par contre, très difficile de fixer la région où il prenait sa source. Nous pouvons cependant supposer que cette région était, probablement, plus éloignée du Gras de Vesseaux et de St-Laurent-sous-Coiron, que le massif de la forêt de Mazan où naît l'Ardèche actuelle.

Il est, en effet, vraisemblable — nous disons *vraisemblable* et non *certain* — que le bassin d'alimentation de la rivière pliocène, même sous un climat plus humide que celui d'aujourd'hui, était plus étendu que celui de l'Ardèche contemporaine, car ses alluvions — *partiellement* conservées sous les basaltes — s'étalent, dans le sens transversal du thalweg, sur 2,500 km (digitations de St-Jean et au Nord-Ouest de St-Pons), largeur plus importante que celle occupée par les alluvions de la rivière actuelle.

D'autre part, les basaltes des alluvions fluviales sous-basaltiques ne peuvent être identifiés avec ceux des environs de Thueyts, de Montpezat, du Suc de Pal ou du Suc de Bauzon, qui, beaucoup plus récents, descendent jusque dans le lit des rivières actuelles. Ils furent sans doute arrachés aux premières coulées du Velay, épanchées dans la région limitée au Nord-Est par le Mont-Mézenc, Laussonne et le Monastier et, au Sud-Ouest, par Pradelles, Landos, Cayres. Il ne nous est pas possible, dans l'état actuel de nos connaissances, de préciser davantage le lieu d'origine de ces galets de basalte. Mais c'est sans doute dans ces contrées, et peut-être plus loin encore, qu'il faudrait chercher la source de la rivière qui rejoignait la mer plaisancienne aux environs de Montélimar.

#### Estuaire de la rivière pliocène.

Rappelons qu'au Plaisancien une transgression marine envahit la vallée du Rhône et les vallées tributaires, cette invasion fut, d'après G. DENIZOT (1952), imputable à l'ouverture du détroit de Gibraltar, ouverture qui précipita les eaux de l'Atlantique dans la Méditerranée dont le plan d'eau suivit celui de l'Océan. L'inva-

sion du réseau de vallées, creusées durant la régression pontique, fut quasi instantanée, car on n'observe nulle part, dans la vallée du Rhône, de cordons littoraux.

La position orientale extrême des alluvions fluviales se situe sous le basalte du Chénavari. La rivière pliocène n'était plus, en ce point, qu'à 2,500 km environ du Rhône actuel et à 6,500 km de Montélimar.

L'absence de coulées basaltiques à l'Est du Chénavari n'a pas permis à ces alluvions d'être conservées au-delà de ce piton volcanique, il est donc impossible de suivre plus à l'Est le cours de la rivière pliocène.

Une vingtaine de sondages, parmi les centaines qui ont été implantés dans la plaine de Montélimar par la Compagnie Nationale du Rhône, ont rencontré, il est vrai, sous les alluvions récentes du Rhône, des débris volcaniques, du basalte en galets, ou exceptionnellement en blocs de un ou deux mètres (sondages : R. 9 et R. 10); tous ces débris reposent, le plus souvent, directement sur le substratum crétacé.

On aurait pu admettre que ces galets étaient les témoins des alluvions fluviales pliocènes, amenées par la rivière dont nous avons suivi le cours depuis le Gras de Vesseaux jusqu'au Chénavari, l'absence des éléments cristallins cévenols dans les carottes de ces divers forages semble infirmer cette hypothèse. De plus, deux lames minces, taillées dans les galets ramenés à jour par les sondages R. 10 et M. 271, ont montré qu'il s'agissait d'un basalte différent de celui des alluvions fluviales pliocènes, la présence de nombreux phénocristaux d'augite titanifère le rapproche plutôt des basaltes du Coiron.

Si l'on reporte sur une carte topographique l'emplacement des sondages qui ont rencontré des éléments volcaniques, on obtient une zone, de 1 km de large environ, qui s'étend, en direction NW-SE, depuis Rochemaure et le confluent du Lavézon, jusqu'au Sud-Ouest de Montélimar, sur la rive gauche du Roubion.

Le profil en long du canal d'amenée, établi par la Compagnie Nationale du Rhône, montre un curieux infléchissement du substratum crétacé à la traversée de cette zone.

La prospection géophysique effectuée en 1954, sur la rive droite du Rhône, fait apparaître, d'autre part, sous les alluvions récentes, entre le confluent du Lavézon et Rochemaure, l'existence d'une vallée qui, ouverte tout d'abord en direction NE-SW, bifurque, à l'E-NE de Rochemaure, en direction NW-SE vers Montélimar. C'est précisément la direction indiquée par l'emplacement des sondages ayant fourni des éléments volcaniques.

Le basalte rencontré par ces sondages pourrait provenir :

- Soit de coulées ou de dykes recouverts par les alluvions récentes;
- Soit de blocs éboulés;
- Soit enfin d'un alluvionnement fluvial.

La première hypothèse est invraisemblable; en effet, d'une part, un sondage implanté dans un dyke n'atteindrait pas le substratum créacé : les dykes du Coiron étant tous verticaux; d'autre part, les quelques blocs de basalte compact rencontrés en deux ou trois points ne possèdent ni l'épaisseur, ni l'étendue d'une coulée normale.

La deuxième hypothèse, exacte peut-être pour les quelques blocs trouvés près de Rochemaure, est inopérante pour ceux situés au Sud-Ouest de Montélimar.

Nous sommes donc obligés d'admettre que le basalte, qui se trouve dans la plupart des cas à l'état de galets, a été déposé par un courant.

L'unique rivière actuelle située au Nord de Rochemaure, susceptible de rouler des galets de basalte, est le Lavézon. Si les galets ramenés à jour par les sondages provenaient de ce cours d'eau, comment expliquer, d'une part, leur présence dans la région de Montélimar et, d'autre part, leur absence en aval de Rochemaure et dans les sondages, à l'exception de deux, implantés aux abords immédiats du confluent de cette rivière.

Ces alluvions furent probablement amenées, postérieurement au Pliocène inférieur, par une rivière qui, venue de l'Ouest, rejoignait le Rhône non loin de Montélimar. Il est possible que ces alluvions soient contemporaines de celles observées par MUNIER-CHALMAS (1896) dans les dépôts marins astiens, de la vallée de l'Eyrieux. TORCAFEL (1882) a, d'autre part, signalé la présence de gros blocs de basalte entièrement décomposé, sous les argiles plaisanciennes des environs de Montélimar. Un alluvionnement fluvial s'est donc produit dans la plaine de Montélimar et dans les vallées de la rive droite du Rhône, au Nord de cette plaine.

Seule une étude approfondie de toutes ces alluvions à éléments basaltiques permettrait, sans doute, de découvrir leur origine, de déterminer leur âge et d'établir s'il y a synchronisme entre le Plaisancien marin à *Amussium cristatum*, *Venus islandicoides*, *Turritella subangulata*, *Nassa semistriata*... et le Pliocène continental de Mirabel à Mammifères et à Mollusques.

### Changement du cours de la rivière pliocène.

La présence des alluvions et des sables superposés au basalte du plateau de Mirabel et de Monteillet prouve qu'après l'épanchement de la nappe inférieure, la rivière continua à se diriger vers l'Est, au moins jusqu'à St-Jean-le-Centenier. Il est possible que, passant par-dessus la coulée de St-Jean, elle ait maintenu son cours jusqu'à la mer plaisancienne et que ses alluvions, non recouvertes sur les digitations situées à l'Est de Mirabel, aient été emportées par l'érosion. Dans ce cas il faut admettre que les coulées basaltiques, qui reposent sur les nappes inférieures de St-Jean, de St-Pons et d'Aubignas, sont nettement postérieures à celle qui, sur le plateau de Mirabel, a protégé ces mêmes alluvions.

Les études de G. RUTTEN et de J. C. den BOER (1954) sur l'inversion de l'aimantation dans les basaltes du Coiron font d'ailleurs apparaître que ces basaltes ne sont pas tous contemporains.

Quoi qu'il en soit de ces diverses possibilités, un fait est certain, la rivière pliocène, probablement à la suite des mouvements orogéniques dont nous parlons au chapitre suivant, fut remplacée par l'Ardèche actuelle qui, après avoir coulé en direction Ouest-Est jusqu'à Vals-les-Bains, bifurque vers le Sud, puis à 2,500 km environ, en aval de Ruoms, oblique vers le Sud-Est et rejoint le Rhône à Pont-St-Esprit.

### III. — Age des alluvions sous-basaltiques.

TORCAPEL (1882) et, après lui, tous les auteurs qui se sont occupés des alluvions sous-basaltiques du Coiron, les ont rangées dans le Miocène supérieur. Cette erreur, qui eut des conséquences regrettables dans l'interprétation de la tectonique du Coiron et des régions voisines, provient d'une confusion fâcheuse de la part de ce géologue qui écrivait (1882, p. 415) : « Il n'a pas été trouvé, à ma connaissance, de fossiles dans les alluvions fluviales, mais il existe sous les basaltes, c'est-à-dire dans une position stratigraphique identique, un gisement fossilifère (Vaugourde près Aubignas) dont l'étude va nous permettre d'arriver à une détermination plus précise de l'âge de ces alluvions. »

TORCAPEL place donc ces alluvions sur le même horizon géologique (Miocène supérieur) que celles de Vaugourde, parce qu'elles ont une position stratigraphique identique. C'est précisément ici qu'est l'erreur d'interprétation. Les alluvions fluviales du Sud du Coiron *n'ont pas une position stratigraphique identique à celle des*

*dépôts de Vaugourde*. Ces dépôts occupent le fond d'une vallée différente de celle que remblaient les alluvions fluviales (fig. 8).

De plus, contrairement à l'opinion de TORCAPEL (1882), les alluvions sous-basaltiques avaient livré, avant 1882, une faune mammalogique; la découverte récente d'une faune malacologique est venue heureusement lever partiellement le doute qu'avait laissé subsister sur l'âge de ces alluvions, d'une part l'imprécision du lieu de la découverte des mammifères et, d'autre part, la dispersion de leurs ossements.

#### La faune de Mammifères.

D'après J.-B. DALMAS (1872, p. 179), FAUJAS DE SAINT-FOND rapporte qu'en 1800 une dent d'éléphant fut trouvée sur la commune de Darbres, à 1,75 m de profondeur, dans un tuf volcanique, mais la description qu'il en fait indique, d'après DALMAS, plutôt la défense d'un *Mastodon dissimilis*.

Cette défense est sans doute celle — trouvée le 9 messidor an IX (28 juin 1800) — dont parle un procès-verbal dressé par le maire de Darbres de l'époque.

Grâce à l'amabilité de M. Gustave ARNAUD, viticulteur à Ves-seaux, nous avons pu consulter ce procès-verbal<sup>4</sup> rédigé et signé le 9 fructidor an IX (27 août 1800) par les citoyens *Lissignol*, maire de Darbres, et *Louis-Charles Lavalette*, ancien Bernardin de la commune de Villeneuve-de-Berg, copropriétaire du *Mas d'Arnous*, situé sur la commune de Darbres.

Ce procès-verbal raconte que c'est en creusant près de la « source d'une fontaine dite *Font-Romane*, à mi-côte de la montagne dite *Amarus*, Ouest vis-à-vis de Darbres », que fut trouvée « une ivoire fossile en forme de défense d'Eléphant », brisée en cinq parties, elle avait une longueur totale de 6 pieds (1,9488 m). « La terre dans laquelle était enfouie cette défense est très dure, très compacte, elle ressemble à du ciment mélangé de plusieurs substances volcaniques, avec de petits schorls noirs... C'est la cendre du volcan ou le *tuffa*, assis immédiatement sur un rocher de calcaire glaiseux. Ce *tuffa* est lui-même la couche immédiate sur laquelle est assise la lave compacte du Coiron, depuis Mirabel jusqu'à la source de l'Auzon. » D'après l'annuaire du département de l'Ardèche<sup>5</sup>, pour l'an XI (1803) (p. 150) — qui publie un résumé

<sup>4</sup> Ce procès-verbal, très circonstancié, fut imprimé, avec une lettre du préfet de l'époque, par l'imprimerie F. Agard, de Privas (Extrait des registres des arrêtés et procès-verbaux de la municipalité de Darbres-sous-Coiron, Ardèche).

<sup>5</sup> Annuaire du département de l'Ardèche, imprimerie F. Agard, Privas, Ardèche (Archives départementales, bibliothèque, n° 671).

du procès-verbal du maire de Darbres — cette défense mesurait 216 mm de diamètre et aurait été envoyée à l'école des Mines de Paris.

Ce procès-verbal nous donne avec précision le lieu où fut trouvée la défense de ce Mastodonte. La source qui alimente la ferme des Arnoux vient sourdre au contact des tufs volcaniques et des marnes valanginiennes, à l'altitude approximative de 530 m. Ces tufs d'aspect brunâtre — dont l'épaisseur en ce point est de l'ordre de 20-25 m — renferment des grains de quartz aux arêtes émoussées, des grains d'olivine, des cristaux d'augite, divers fragments de roches volcaniques altérées, le tout réuni par un ciment de nature argileuse.

La faune, étudiée par JOURDAN (1867, p. 50-55), fut trouvée, d'après cet auteur, dans un gisement sous-jacent aux coulées volcaniques, le long de la berge Nord-Ouest de la vallée secondaire de la Claduègne, sur le territoire des communes de Darbres et Mirabel. Un squelette entier de *Mastodon arvernensis* C. et J. (JOURDAN confondait cette espèce avec *M. dissimilis*) fut exhumé en ce point; le paléontologiste lyonnais ne put recueillir que quelques ossements, les autres ayant été dispersés; il fut cependant assez heureux pour entrer en possession d'une sixième molaire inférieure gauche, de 25 cm de long, 12 cm de haut, vers la racine antérieure, et 10 cm de largeur moyenne. Cette couronne, avec six rangées complètes de gros mamelons, appartient à un individu âgé. Ce gisement livra encore des ossements appartenant à divers mammifères, parmi lesquels JOURDAN reconnut les espèces et genres suivants :

- *Hystrichotherium (Hystrix)*, sorte de Porc-épic;
- *Tapirus*, trois dents;
- *Cervus*, deux espèces proches de celles de Vialette, près Le Puy;
- *Equus antiquus*, un seul canon et quelques parties de fémur;
- *Mastodon borsoni* Ha., plusieurs fragments de dents;
- *Machairodus cultridens* C. et J.

Enfin, d'après une lettre de M. J. VIRET, Directeur du Muséum d'Histoire naturelle de Lyon — que nous remercions bien vivement — la faune de Mirabel comprendrait encore une canine de *Machairodus crenatidens* Fal., à moins que le *M. cultridens* déterminé par JOURDAN ne soit en réalité un *M. crenatidens*.

Quelques remarques s'imposent au sujet du lieu où furent exhumés les ossements de ces mammifères. JOURDAN indique, en effet, que le gisement occupe la berge Nord-Ouest de la vallée secondaire de la Claduègne, sur le territoire de la commune de

Darbres et de Mirabel. La localisation est imprécise, car sur le flanc est du promontoire de Mirabel, à l'Est du Montredon, les fossiles ont pu être récoltés soit dans les alluvions sous-basaltiques immédiatement en contact avec les marnes valanginiennes, soit dans les sables argileux compris entre la coulée inférieure et la deuxième coulée du plateau.

D'autre part, le territoire de la commune de Darbres n'atteint pas la berge de la Claduègne, la limite de la commune, d'après la carte topographique au 1/50 000<sup>e</sup>, suit la ligne de partage des eaux du plateau basaltique au Nord du Montredon, cette partie de la commune, sise sur le basalte, n'a donc pu livrer aucune faune.

L'imprécision du texte de JOURDAN sur le lieu du gisement de la faune qu'il a étudiée ne nous permet pas d'éliminer l'hypothèse que les restes de mammifères fossiles furent extraits des alluvions fluviatiles en contact avec les marnes valanginiennes. D'ailleurs :

— JOURDAN déclare que le gisement est *sous-jacent* aux coulées basaltiques, si les fossiles avaient été extraits des alluvions comprises entre les coulées, cet auteur n'aurait pas manqué de le signaler.

— M. EYRAUD, propriétaire à Mirabel, nous a montré des fragments d'ossements appartenant à un gros animal, qu'il avait lui-même trouvés en creusant une prairie, sise à une cinquantaine de mètres à l'Est des dernières maisons de Mirabel, au niveau des alluvions fluviatiles.

— La découverte d'une défense de Mastodonte dans les tufs sous-jacents à la coulée inférieure, près des Arnoux, vient s'ajouter aux trouvailles de M. EYRAUD, pour nous montrer que les dépôts qui supportent les premières nappes de basalte renferment une faune de mammifères.

Il est à souhaiter que des fouilles méthodiques — qui seraient probablement fructueuses — soient entreprises dans la région de Mirabel, aux divers points qui se sont déjà avérés fossilifères. La découverte de nouveaux mammifères fossiles dans les alluvions fluviatiles serait d'une importance capitale pour dater les mouvements tectoniques tardifs qui ont affecté cette région du Massif Central.

— *Age de la faune de Mammifères trouvés à Mirabel.*

La dent de Mastodonte recueillie par JOURDAN est conservée au Muséum National d'Histoire naturelle de Paris. M. l'abbé LAVOCAT et M. ARAMBOURG — que nous remercions bien cordialement — ont bien voulu examiner cette dent et nous donner le résultat de leurs

observations. Il s'agit d'une molaire de *Mastodon arvernensis* C. et J., de forme évoluée qui, comparée à celles du Pliocène de Montpellier et à celles du Villafranchien de Perrier, près Issoire, prend place à côté de ces dernières. D'ailleurs à Perrier (les Etouaires), comme à Mirabel, nous trouvons :

- *Machairodus cultridens* C. et J.;
- *M. crenatidens* Fal.;
- un *Hystrix*;
- *Mastodon arvernensis* C. et J.;
- *M. borsoni* Ha.;
- plusieurs espèces de *Cervus*;
- un *Tapirus*.

Les ossements de cheval, attribués à *Equus antiquus*, par JOURDAN, ne sont peut-être pas distincts de ceux d'*Equus stenonis* Cocchi. Ainsi toute la faune de mammifères de Mirabel se retrouverait à Perrier, au niveau des Etouaires. Elle doit donc normalement se ranger sur le même horizon, c'est-à-dire : à la base du Villafranchien.

#### La faune de Mollusques.

Depuis longtemps déjà l'abbé BOULAY (1895) avait découvert des *Helix* dans des tufs entre Mirabel et le Baumier. Plus tard J. VIRET (1937) observa, dans les mêmes tufs, quelques débris de Mollusques terrestres, entre autres une empreinte d'une grande *Clausillie*, se rapportant à *Triptychia terveri*, espèce caractéristique des marnes du Pliocène inférieur de Hauterives (Drôme).

Les coquilles plus ou moins écrasées que nous avons exhumées, à plusieurs reprises, des sables à éléments volcaniques et ligniteux, sous la coulée basaltique inférieure, le long du chemin qui conduit au Baumier, à 300 m environ de cette ferme, ont fait d'abord l'objet d'un examen rapide (P. GRANGEON et P. JODOT, 1954), puis d'une étude plus approfondie (P. GRANGEON et P. JODOT, 1956).

L'éminent paléontologiste qu'est P. JODOT a pu identifier 15 espèces de mollusques terrestres et fluviatiles, dont l'énumération réalise la série suivante :

<i>Limax (Limax) fossilis</i> SACCO .....	R
<i>Euglandina aquensis</i> MATH. ....	TR
<i>Zonites (Retinella) falsani</i> LOC. ....	TC
<i>Zonites (Retinella) chantrei</i> LOC. ....	R
<i>Helix (Goniodiscus) ruderoides</i> MICH. ....	R
<i>Helicodonta (Klikia) godarti</i> MICH. var. <i>planorbiformis</i> TOURN. ....	R

<i>Clausilia loryi</i> MICH. ....	TR
<i>Clausilia michelottii</i> LOC. ....	R
<i>Triptychia terveri</i> MICH. ....	TR
<i>Succinea</i> cf. <i>canati</i> TOURN. ....	TR
<i>Planorbis</i> ( <i>Coretus</i> ) <i>heriacensis</i> FONT. ....	R
<i>Bythinia</i> sp. ....	TR
<i>Craspedopoma conoidale</i> MICH. ....	R
<i>Sphaerium normandi</i> MICH. ....	R
<i>Pisidium amnicum</i> MULL. var. <i>idanicum</i> LOC. ....	R

L'âge pliocène inférieur, zone moyenne, des coquilles de Mirabel est confirmé par la présence de 9 espèces de Hauterives (Drôme), représentant 60 % de la faune ardéchoise. La parenté des faunes de Mirabel et de Hauterives est donc très grande. Par contre, la ressemblance entre les mollusques de Mirabel et ceux de Pont-de-Gail (Cantal) est nettement moins marquée.

Pour mieux faire apparaître les analogies et les dissemblances entre les faunes malacologiques des trois gisements ci-dessus mentionnés, P. JODOT (1956, p. 64) a rassemblé dans le tableau suivant la liste des espèces de ces trois localités.

*Mollusques continentaux du Pliocène inférieur médian*

	Hauterives (Drôme)	Mirabel (Ardèche)	Pont-de-Gail (Cantal)
<i>Limax</i> ( <i>Limax</i> ) <i>fossilis</i> SACCO .....		R	
<i>Limax</i> ( <i>Limax</i> ) <i>martyi</i> G. F. DOLLFUS .....			R
<i>Testacella</i> <i>deshayesi</i> MICHAUD .....	R		
<i>Euglandina</i> <i>aquensis</i> MATHÉRON .....		TR	
<i>Zonites</i> ( <i>Retinella</i> ) <i>falsani</i> LOCARD .....	C	TC	C
<i>Zonites</i> ( <i>Retinella</i> ) <i>chantrei</i> LOCARD .....	R	R	
<i>Zonites</i> ( <i>Vitrea</i> ) <i>crystallinus</i> MULLER .....	AC		
<i>Macrozonites</i> <i>collonjoni</i> MICHAUD .....	R		
<i>Helix</i> ( <i>Goniodiscus</i> ) <i>ruderoïdes</i> MICHAUD ...	R	TR	
<i>Helix</i> ( <i>Hemicycla</i> ) <i>nayliesi</i> MICHAUD .....	C		
<i>Helix</i> ( <i>Pseudotachea</i> ) <i>tersannensis</i> LOCARD ..	C		
<i>Tacheocampylaea</i> ( <i>Mesodontopsis</i> ) <i>chaixi</i> MICHAUD .....	R		
<i>Helicodonta</i> ( <i>Klikia</i> ) <i>amberti</i> MICHAUD ....	AR		

<i>Helicodonta (Klikia) godarti</i> MICHAUD . . . . .	R		
<i>Helicodonta (Klikia) godarti</i> MICHAUD var. <i>planorbiformis</i> TOURN. . . . .		R	
<i>Helix (Monacha) jourdani</i> MICHAUD . . . . .	R		
<i>Helix</i> sp. . . . .	TR <sup>6</sup>		
<i>Ferrusacia laevissima</i> MICHAUD . . . . .	R		
<i>Clausilia loryi</i> MICHAUD . . . . .	AR	TR	
<i>Clausilia baudoni</i> MICHAUD . . . . .	AR		
<i>Clausilia michelottii</i> LOCARD . . . . .		R	
<i>Triptychia terveri</i> MICHAUD . . . . .	TR	TR	
<i>Strobilus labyrinthicus</i> MICHAUD . . . . .	R		R
<i>Strobilus duvali</i> MICHAUD . . . . .	TR		
<i>Vertigo dupuyi</i> MICHAUD . . . . .	R		R
<i>Vertigo myrmido</i> MICHAUD . . . . .	R		
<i>Carychium pachytilus</i> SANDBERGER . . . . .	R		R
<i>Succinea</i> cf. <i>canati</i> TOURNOUER . . . . .		TR	
<i>Succinea</i> sp. . . . .	TR		
<i>Limnaea (Radix) ovata</i> L. . . . .			TR
<i>Limnaea (Galba) subtruncatula</i> CLESSIN . . . . .			TR
<i>Limnaea (Stagnicola) bouilleti</i> MICHAUD . . . . .	C		AC
<i>Planorbis (Coretus) heriacensis</i> FONTANNES. . . . .	TR <sup>6</sup>	R	
<i>Planorbis (Coretus) thiollierei</i> MICHAUD . . . . .	C		AC
<i>Planorbis (Planorbis) matheroni</i> TOURNOUER . . . . .	AC		AC
<i>Planorbis (Paraspira) mariae</i> MICHAUD . . . . .	AC		R
<i>Planorbis (Segmentina) filocinctus</i> MICHAUD. . . . .	R		R
<i>Vivipara ventricosa</i> SANDBERGER . . . . .	R		
<i>Bythinia delphinensis</i> LOCARD . . . . .	AC		
<i>Bythinia</i> sp. . . . .		TR	
<i>Bythinella</i> gr. <i>saxatilis</i> REYNIÈS . . . . .			TR
<i>Valvata marginata</i> MICHAUD . . . . .	AC		
<i>Tudora baudoni</i> MICHAUD . . . . .	R		
<i>Craspedopoma conoidale</i> MICHAUD . . . . .	AC	R	
<i>Sphaerium normandi</i> MICHAUD . . . . .	R	R	
<i>Pisidium amnicum</i> MULL., var. <i>idanicum</i> LOCARD . . . . .	R	R	
<i>Unio</i> sp. . . . .	TR		
Totaux . . . . .	37	15	13

TC : très commun — C : commun — AC : assez commun — AR :  
assez rare — R : rare — TR : très rare.

<sup>6</sup> Collection Deshayes à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines.

Ce tableau permet de constater :

- que les gisements de Mirabel et de Hauterives ont 9 espèces communes;
- que le gisement de Pont-de-Gail partage 9 de ses espèces avec celui de Hauterives;
- que les gisements de Mirabel et de Pont-de-Gail ne possèdent en commun qu'une seule espèce.

P. JOBOT (1956, p. 60) constate que « toutes les coquilles de Pont-de-Gail sont de petite taille », et il se demande « s'il s'agit d'une faune ancestrale moins évoluée que celle de Hauterives et de Mirabel, ou bien si les mollusques qui la composent ne représentent pas des formes *minores*, affectées dans leurs dimensions par les conditions biologiques ». Il pense que les variations et les particularités propres à chacune des trois faunes mentionnées sont dues aux conditions biologiques et biogéographiques qui régnaient alors dans ces trois localités; mais que les trois faunes de Hauterives, de Mirabel et de Pont-de-Gail sont rigoureusement contemporaines et se situent sur *l'horizon moyen du Pliocène inférieur*.

#### Conclusions relatives à l'âge des alluvions fluviatiles.

Deux faunes, l'une de mollusques du Pliocène inférieur, l'autre de mammifères villafranchiens, ont été exhumées des alluvions fluviatiles sous-basaltiques de Mirabel.

Dans l'état actuel de la question, et devant le doute qui persiste sur le lieu exact du gisement de la faune de mammifères, nous rangeons dans *la zone moyenne du Pliocène inférieur* les alluvions fluviatiles qui supportent la coulée inférieure de Mirabel.

Nous souhaitons et espérons que des fouilles ou des travaux permettront de découvrir, dans les alluvions en contact avec les marnes valanginiennes, les restes des mammifères que renferment ces dépôts fluviatiles. La possession de tels documents fera cesser l'apparente contradiction qui semble exister entre le niveau géologique de ces deux faunes.

La détermination de l'âge de ces alluvions revêt une importance considérable, puisqu'elle permet de fixer l'époque des mouvements orogéniques qui ont affecté, non seulement le Massif du Coiron, mais encore les régions voisines.

## CHAPITRE V

TECTONIQUE POSTPLIOCENE DU MASSIF DU COIRON  
ET DE SES ABORDS IMMEDIATS

## I. — Failles de la vallée du Rhône.

Grâce aux travaux récents de la Compagnie Nationale du Rhône, G. DENIZOT (1952) a pu préciser la position de l'argile pliocène dans la vallée du Rhône. C'est ainsi qu'il a constaté que cette argile règne en aval du défilé de Donzère dans la cuvette, nettement synclinale, de St-Montant et que le fond de ce Pliocène n'a pas été sondé dans cette région.

Par contre « c'est le Grès vert médiocrétacique que l'on trouve uniformément sous les alluvions récentes du Val, autour de La Mure ou Coubeaumont, et vers le Sud jusqu'au parallèle de Châteauneuf. Des sondages dans le lit même du Rhône, en face Viviers, ont rencontré les grès et argiles de l'Albien sous quelques mètres d'alluvions. Contre toute attente l'argile pliocène s'est montrée très réduite sous le val du Rhône, en amont du défilé de Donzère » (G. DENIZOT, 1952, p. 335).

Le Pliocène inférieur ne recouvre pas toute l'étendue de la cuvette de Montélimar, le substratum crétaqué est partout, dans cette région, à faible profondeur sous les alluvions actuelles.

Il n'en est pas de même dans le val de Livron à Valence. L'argile pliocène réapparaît à 1,500 km environ au Sud du Pouzin et de Loriol, et reprend toute son extension dans la cuvette de Livron où le sondage d'Allex descendit à la cote — 60 sans avoir atteint le fond du Pliocène. D'après les prospections géophysiques de ces dernières années, l'argile pliocène comblerait la fosse de Loriol-Livron, à l'embouchure de la Drôme, jusqu'à une profondeur de 300 m.

En résumé, l'argile plaisancienne, au Sud du défilé de Donzère dans la région de St-Montant, et plus au Nord à l'embouchure de la Drôme, remplit des cuvettes à des profondeurs non sondées,

tandis qu'entre ces deux points elle n'existe que sporadiquement, sauf au SSW de Montélimar où son extension est plus importante.

Aucun indice de Pliocène n'a été constaté dans le défilé de Donzère où l'Urgonien règne seul à quelques mètres seulement sous le plan des basses eaux du Rhône.

Notons que le Rhône, depuis l'extrémité sud de la cuvette de Loriol-Livron, jusqu'au sortir du défilé de Donzère, dépose actuellement ses alluvions presque uniquement sur le Crétacé. Il faut donc admettre que l'argile pliocène a été complètement enlevée ou que la mer plaisancienne n'a jamais occupé, entre Loriol et Donzère, le lit actuel du fleuve. Cette deuxième hypothèse, évidente pour le défilé de Donzère, comme l'a constaté G. DENIZOT (1952, p. 336), et vraisemblable pour la partie du fleuve située entre Viviers et le Sud du Pouzin. La présence du Pliocène marin à Malataverne, à 4,500 km du Rhône, sur les coteaux de la rive gauche dans la région de Gazavel, et son absence dans les vallées de l'Escoutay et du Lavézon, sur la rive droite, semblent d'ailleurs confirmer cette deuxième hypothèse.

Nous avons vu, au chapitre précédent, qu'une ancienne vallée est creusée de l'embouchure du Lavézon en direction du Sud-Ouest de Montélimar. Les galets volcaniques, ramenés à jour par les sondages de la Compagnie Nationale du Rhône, sont constitués par un basalte qui rappelle, par sa structure et sa composition minéralogique, celui des coulées du Coiron; ces galets basaltiques proviennent donc, très probablement, de ce dernier massif; la rivière qui les a déposés a donc creusé sa vallée après la mise en place des nappes basaltiques du Coiron, c'est-à-dire postérieurement au Pliocène inférieur.

Elle rejoignait vraisemblablement un Rhône qui coulait alors non loin de Montélimar. Cette constatation permet de supposer que ce fleuve n'a déplacé son lit vers Rochemaure qu'à une période relativement récente.

L'opinion de DÉPÉRET (1895, p. 445), d'après laquelle la mer plaisancienne aurait pénétré dans une sorte de long fjord « suivant un trajet remarquablement identique à celui du Rhône actuel », s'avère incertaine pour la partie du fleuve comprise entre Viviers et le Pouzin et inexacte pour le défilé de Donzère.

L'allure du Pliocène marin, depuis le Sud du défilé de Donzère jusqu'à la cuvette de Loriol-Livron, seule partie qui nous intéresse, a été récemment mise en lumière, comme nous l'avons déjà noté, par l'étude très complète de G. DENIZOT (1952) à laquelle nous avons fait de larges emprunts. Notons cependant que l'on n'avait pas encore signalé l'existence probable d'un alluvionnement fluvia-

tile postpliocène entre Rochemaure et le Sud-Ouest de Montélimar, ni la possibilité pour la mer plaisancienne d'occuper une vallée qui, entre Donzère et le Pouzin, ne correspond pas partout obligatoirement au lit du Rhône actuel.

Si nous avons trouvé dans la bibliographie que nous avons consultée une abondante documentation sur le Pliocène marin de cette région, nous n'y avons, par contre, découvert aucune explication des faits observés. Pourquoi « contre toute attente », selon l'expression de G. DENIZOT (1952, p. 335), « l'argile pliocène s'est-elle montrée très réduite sous le val du Rhône », depuis Viviers jusqu'à un ou deux kilomètres au Sud du parallèle du Pouzin ? Pourquoi le Rhône a-t-il creusé le défilé de Donzère postérieurement au Pliocène inférieur ? Ces questions ne pouvaient, en effet, recevoir de réponse satisfaisante en dehors d'une étude tectonique d'ensemble de la région du Coiron.

La position et l'épaisseur variables du Pliocène marin depuis Donzère jusqu'au bord sud de la cuvette de Loriol n'est, en effet, à notre avis, qu'une conséquence des mouvements postpliocènes qui ont affecté cette contrée. Les failles indiquées par la carte géologique, dans les environs de Privas, et qui, d'après BOULE (1892, p. 112), sont contemporaines de l'effondrement de la vallée du Rhône et des grands mouvements alpins, ont deux directions nettement distinctes. L'une de ces directions est sensiblement parallèle à la vallée du Rhône, l'autre lui est, approximativement, perpendiculaire.

F. ROMAN et J. GOGUEL (1936) ont constaté que ces failles, qui affectent dans cette région les terrains jurassiques et crétacés, sont uniquement subverticales. La contrée a donc été soumise à des mouvements cassants, de direction oscillant de quelques degrés, soit autour de la direction Nord-Sud, soit autour de la direction Ouest-Est.

La direction NW-SE de la plupart des nombreux dykes volcaniques qui sillonnent le Coiron semble d'ailleurs confirmer que la contrée a subi, au Nord et au Sud, des mouvements qui se sont traduits, au centre de la région, par des cassures dont l'orientation serait la résultante des deux directions de ces mouvements.

Nécessairement postérieures au Crétacé, aucun argument ne permettait, jusqu'ici, de préciser l'âge des failles qui ont produit, d'une part, l'effondrement de la vallée du Rhône dans la région de Rochemaure et, d'autre part, l'affaissement de l'Ardèche sédimentaire par rapport à l'Ardèche cristalline.

Un de ces arguments nous est fourni par la dénivellation qu'a subie le Pliocène aux abords de la vallée du Rhône. Nous avons

vu que les alluvions fluviales pliocènes étaient conservées, au Chénavari, à une altitude de 465 m, alors que le Pliocène marin plafonne, au Sud-Ouest de Montélimar, à la cote + 61 (sondage M. 248).

Il est bien évident que la rivière pliocène, qui était très lente et décrivait plusieurs méandres, ne se jetait pas dans la mer par une cascade de 400 mètres, mais rejoignait celle-ci par un estuaire vraisemblablement très large. La dénivellation de 400 mètres environ, entre les alluvions fluviales pliocènes et l'argile plaisancienne, a donc été produite par une faille postpliocène parallèle à la vallée du Rhône et située entre le Chénavari et Rochemaure.

Deux autres cassures, dont le rejet est de l'ordre de 130 à 150 m, sensiblement perpendiculaires à la première, ont eu lieu immédiatement au Sud et au Nord du défilé de Donzère. Une troisième, parallèle à ces deux dernières, se situe à 1 km environ au Sud du Pouzin et de Loriol. Il est possible que d'autres failles, prolongeant vers le Nord celle de Rochemaure, aient provoqué l'effondrement de la rive droite du Rhône, entre Meysse, Cruas et Baix.

L'ensemble de la région, comprise entre Donzère et Loriol-le Pouzin, s'est exhaussée postérieurement au Pliocène inférieur, en même temps que des cassures se produisaient à ses deux extrémités et le long de la rive droite du Rhône. Cet exhaussement a provoqué une érosion intense de la part du Rhône qui a déblayé, en partie, sa vallée de l'argile plaisancienne qui, primitivement, devait recouvrir le substratum crétacé sur une épaisseur plus considérable et qui, d'autre part, entre Viviers et Donzère, a surimposé son lit dans l'Urgonien.

Divers auteurs étaient arrivés, avant nous, à des conclusions que corroborent nos propres observations. C'est d'abord MUNIER-CHALMAS (1896) qui note que « la vallée du Rhône entre Tournon et La Voulte a été déterminée, sur le bord du Massif Central, par une série de failles parallèles, suivies d'effondrement. Au Sud de La Voulte, une deuxième série de fractures coupe obliquement les failles du premier système.

C'est ensuite G. DENIZOT (1952) qui, plus récemment, a montré que le gauchissement du Pliocène résulte de deux mouvements contraires, d'un côté, l'affaissement plus ou moins subsident du bas Rhône, jusqu'à la cote —110 et, d'autre part, des surélévations importantes (+ 350 à Hauterives), du côté gauche du Rhône, c'est-à-dire dans le domaine subalpin.

A leur tour, L. BEAUFORT, J. BRUNEAU, A. GREPIN, Y. JULLIAN (1954) constatent, à la suite des sondages de la Société Nationale

des Pétaoles du Languedoc méditerranéen, que la Camargue s'est affaïssée au début du Pliocène et que le mur du Plaisancien atteint dans cette région la cote — 1 500 mètres.

Enfin, dernièrement, R. BARBIER (1958) a constaté, grâce aux travaux de la C.N.R., l'existence — sous la couverture alluviale — d'une nouvelle faille, dite faille d'Ancône, séparant les marnes aptiennes à l'Ouest, des calcaires bédouliens de l'Homme d'Armes, à l'Est. Cette faille, de direction d'abord Nord-Sud, longe ensuite le Rhône entre la Coucourde et Cruas.

Une conséquence de cette cassure est l'apparition, au Sud et au Sud-Ouest de la Coucourde, d'abord du Barrémien, puis — à partir du ravin des châtaigniers — de l'Hauterivien. « Ainsi, note ce géologue, se matérialise le décrochement des couches, du fait de la faille d'Ancône, car, en rive droite, l'Hauterivien qui affleure largement plus au Nord, ne débute qu'à la hauteur de Derbières : le décrochement apparent est donc de plus de 1 km. »

## II. — Failles bordières des Cévennes.

Les mouvements orogéniques qui ont gauchi le Pliocène, depuis la Camargue jusqu'à Hauterives (Drôme), produisirent aussi un accident non moins spectaculaire : *l'affaissement de l'Ardèche sédimentaire par rapport à l'Ardèche cristalline*.

Les failles parallèles au bord cévenol furent reconnues et tracées avec une très grande précision par J. GOGUEL (1936) qui les suivit depuis La Voulte-sur-Rhône jusqu'à Séranne, en passant par Coux, près Privas, les environs de cette dernière ville, le col de l'Escrinet, Aubenas, Largentière... La plupart sont subverticales et ont leur lèvre orientale abaissée. J. GOGUEL constata que, dans l'Ardèche, elles présentent des rejets atteignant 400 à 500 mètres.

Ce géologue distingue dans l'orogénie des Cévennes deux mouvements tertiaires successifs, le premier se situe à la fin de l'Eocène ou au début de l'Oligocène et est marqué par de grandes failles ESE-WNW; ces failles appartiennent au cortège des accidents pyrénéens et prolongent celles des Causses et du détroit de Rodez dans le massif cristallin. Le deuxième mouvement, sensiblement perpendiculaire aux accidents du premier groupe, provoqua l'effondrement qui détermina le bord actuel des Cévennes. Il se manifeste par un faisceau de failles normales, en escaliers, et ne semble correspondre à aucune compression tangentielle. J. GOGUEL croit, avec raison, que ce deuxième mouvement est antérieur au basalte du Coiron, supposé miocène et qu'il est, par suite, post-oligocène.

Plus récemment, C. SANITAS (1957) a reconnu, dans le cristallin du Nord-Ouest de la feuille de Privas, trois ensembles de failles :

- a) Un certain nombre de failles de direction NW-SE;
- b) Quelques fractures, peu importantes, de direction Nord-Sud, dans la région de Vals-les-Bains;
- c) De très nombreuses failles de direction SW-NE.

Ce dernier système comprend :

- Une série de fractures parallèles, à l'Est de Vals-les-Bains;
- Une série de cassures près du Rhône.

Les failles de ce système sont de beaucoup les plus importantes; elles sont jalonnées par des mylonites très épaisses — qui peuvent atteindre jusqu'à plus de 100 m de puissance — et sont responsables de la dénivellation entre le cristallin et le sédimentaire.

La découverte d'une faune pliocène dans les alluvions sous-basaltiques va nous permettre de fixer l'époque où se produisit cette dénivellation, l'un des accidents qui ont le plus marqué la physionomie du Massif Central français. Dans les pages qui suivent, nous nous proposons de démontrer que le troisième système de failles dont parle C. SANITAS est antérieur au grand épanchement basaltique du Coiron et postérieur au dépôt des alluvions sous-jacentes aux basaltes des digitations du Sud du plateau.

Plusieurs arguments peuvent être invoqués à l'appui de cette hypothèse; ils sont relatifs :

- au volume des alluvions pliocènes;
- au volume des alluvions actuelles de l'Ardèche;
- à la dénivellation des alluvions pliocènes en amont du Gras de Vessey (le serre nègre);
- à la dénivellation des sables à chailles dans le Velay.

#### A) *Volume des alluvions pliocènes.*

Depuis St-Laurent-sous-Coiron jusqu'au Chénavari, soit sur une distance, à vol d'oiseau, de 18 km environ, nous avons mesuré *le plus grand diamètre* d'un certain nombre de galets prélevés en divers points de l'ancien cours de la rivière pliocène; les résultats obtenus s'établissent ainsi :

— *A St-Laurent-sous-Coiron.*

Les gros galets ont leur plus grand diamètre compris entre 20-25 cm, ceux qui mesurent 30-35 cm sont très rares, ceux de plus de 35 cm sont exceptionnels, le plus gros galet observé mesurait 40 cm.

— *Aux Couffins, digitation de Mirabel.*

La majorité des galets ont leur plus grand diamètre compris entre 5-10 cm, les gros galets sont de 15-20 cm, ceux qui mesurent 20-30 cm sont très rares, le plus gros galet observé mesurait 39 cm.

— *Aux carrières de St-Jean-le-Centenier.*

La majorité des galets mesurent 3-10 cm, les gros galets ont leur plus grand diamètre compris entre 15-20 cm; ceux de 25-30 cm sont rares, ceux de plus de 30 cm sont exceptionnels.

— *Aux Audouards, près du Chénavari.*

La majorité des galets mesurent de 3-10 cm, les gros galets ont leur plus grand diamètre compris entre 15-20 cm, ceux de 25-30 cm ne sont pas rares à la base de la formation, le plus gros galet de granit observé mesurait 40 cm.

Il ressort de ces mesures que la diminution du volume des alluvions — qui ont dû être roulées, entre St-Laurent-sous-Coiron et le Chénavari, sur une distance de 20-25 km — est à peine perceptible; le phénomène de dissolution de ces galets dans une eau relativement chaude, ne joue donc pas; ce qui, d'ailleurs, est parfaitement conforme aux conditions climatiques de l'époque. Nous n'avons pas observé, en effet, de couche d'argile rouge d'altération climatique, sous les coulées basaltiques qui reposent sur les alluvions pliocènes; le climat qui, au Miocène supérieur, produisait une telle altération, était probablement moins chaud et moins humide à l'époque où l'ancienne Ardèche déposait ses alluvions.

Rappelons que les plus gros galets se trouvent uniquement à la base des alluvions et que, sous toutes les digitations basaltiques, le sommet de ces alluvions est constitué, sous des épaisseurs plus ou moins grandes, par des graviers, des sables fins et finalement, en divers points, par des sables argileux plus ou moins ligniteux.

B) *Volume des alluvions actuelles de l'Ardèche.*

TORCAPEL (1882) avait très justement remarqué que « la grosseur des cailloux dans les alluvions sous-basaltiques ne dépasse pas le volume de deux poings », et qu'elles sont notablement moins grossières que celles de l'Ardèche actuelle.

Si à première vue on se rend compte que les alluvions de l'Ardèche contemporaine sont plus volumineuses que celles de l'Ardèche pliocène, des mesures sont indispensables pour préciser l'ordre de grandeur. Dans ce but nous avons mesuré — en divers points de la rivière actuelle — le plus grand diamètre d'un certain

nombre de galets et avons calculé, à l'aide d'un curvimètre, la distance parcourue par la rivière entre ces différents points. Nos mesures ont porté sur les alluvions situées :

— *Au pont de St-Didier-sous-Aubenas, sur la nationale n° 102.*

La majorité des galets, en ce lieu, mesurent 15-30 cm, les gros blocs de 50-60 cm sont relativement fréquents, ceux de 60-70 cm sont plus rares, ceux de 70-80 cm sont très rares, ceux ayant plus de 80 cm sont exceptionnels. Les plus gros blocs roulés observés mesuraient 1 m et même 112 cm dans leur plus grand diamètre. Altitude de la rivière en ce point : 176 m.

— *A Vogüé.*

A 6,700 km du point précédent, les gros galets mesurent 35-45 cm, les blocs de 45-60 cm sont relativement rares, ceux de 60-70 sont très rares, ceux de plus de 70 cm sont exceptionnels. Le plus gros bloc roulé observé mesurait 78 cm. Altitude de la rivière en ce point : 140 m.

— *A 4 km au Sud de Ruoms, sous le pont de la route G. C. 11.*

L'Ardèche, depuis le pont de St-Didier-sous-Aubenas jusqu'à ce point, a parcouru 26,500 km et se trouve à 105 m d'altitude. Les galets dont le plus grand diamètre est de 25-35 cm sont relativement abondants, ceux de 35-45 cm sont assez rares, ceux de 45-60 sont plutôt exceptionnels. Le plus gros galet observé mesurait 60 cm.

— *A 2,500 km au Sud de St-Just, près du pont de la nationale n° 86.*

L'Ardèche est ici à 2,500 km environ de son confluent avec le Rhône; elle a parcouru 71-72 km depuis le pont de St-Didier-sous-Aubenas et se trouve à 50 m d'altitude environ. La majorité des galets mesurent 5-10 cm, ceux de 10-20 cm sont dans la proportion de 1/3 environ, ceux de 20-25 cm sont approximativement dans la proportion de 1/10, ceux de 25-30 cm sont plutôt exceptionnels.

Le volume des alluvions de l'Ardèche en ce point est voisin de celui des alluvions pliocènes situées à la base de la formation.

*Remarque.* — Les mesures que nous avons effectuées sont rigoureuses quant aux nombres qui expriment la longueur du plus grand diamètre des galets, mais il est bien évident qu'il ne nous a pas été possible d'établir un rapport mathématique entre le nombre de galets mesurés et le volume total des alluvions. Les proportions que nous donnons à ce sujet n'ont qu'une valeur approximative.

Entre le pont de St-Didier et le point situé à 4 km au Sud de Ruoms, sous le pont de la route G. C. n° 11, la distance parcourue par l'Ardèche est voisine de celle qui sépare St-Laurent-sous-Coiron du Chénavari, sur le cours de la rivière pliocène. Les alluvions fluviatiles actuelles nous montrent que les dimensions des gros galets tombent de 50-60 cm (pont de St-Didier) à 25-30 cm (Sud de Ruoms); les plus gros galets observés voient leur plus grand diamètre passer de 100 cm à 60 cm, soit une diminution de l'ordre de 40 à 50 % de leur volume.

Par contre, les mesures effectuées sur les plus gros galets des alluvions pliocènes n'indiquent pas une diminution appréciable du volume de ces alluvions. Non seulement il n'y a pas eu dissolution des galets pliocènes, mais le volume des alluvions, sensiblement identique sous toutes les digitations basaltiques, prouve que la force du courant qui les a roulés n'avait pas subi de grands changements entre St-Laurent-sous-Coiron et le Chénavari. Cette déduction est d'ailleurs confirmée par la position des alluvions pliocènes qui se trouvent, à Mirabel et à l'extrémité de l'éperon situé à l'Est d'Aubignas, à des altitudes qui ne diffèrent que de quelques mètres.

Nous avons montré, dans notre travail sur la paléontologie végétale du Coiron, que la flore fossile se développait au Miocène supérieur, dans une région en partie montagneuse. Les gros galets, rencontrés à la base des alluvions fluviatiles pliocènes, indiquent que le relief était encore assez accusé au début du Pliocène. La présence de sables très fins, argileux, vers le sommet de ces mêmes alluvions, prouve que la rivière qui les a déposés coulait, à la fin du Pliocène, dans une région vraisemblablement moins accidentée. D'ailleurs, les alluvions villafranchiennes, qui reposent sur la coulée inférieure de Mirabel et qui continuent dans le temps les alluvions pliocènes, sont essentiellement constituées par des sables fins dans lesquels sont interstratifiés quelques lits de gravier.

Ces sables, dont le volume contraste singulièrement avec les gros blocs roulés par l'Ardèche actuelle, prouvent que la pente était bien moindre — le phénomène de dissolution des alluvions n'ayant pas eu lieu — que celle suivie par cette dernière rivière. La chaîne des Cévennes, qui aujourd'hui se dresse à des hauteurs supérieures à 1 500 mètres, n'avait donc pas encore surgi.

De plus, les basaltes des alluvions fluviatiles sous-basaltiques ne peuvent être identifiés avec ceux des environs de Thueyts, de Montpezat, du Suc de Pal ou du Suc de Beauzon qui, beaucoup plus récents, descendent jusque dans le lit des rivières actuelles et, en lames minces, montrent une structure et une composition minéralogique nettement différentes. Ils furent sans doute arrachés aux

premières coulées du Velay, situées actuellement au-delà de la ligne de partage des eaux, entre le bassin du Rhône et de la Loire. La grande barrière des Cévennes n'existait donc pas à l'époque où le cours d'eau pliocène roulait ces galets.

C) *Dénivellation des alluvions pliocènes, en amont du Gras de Vesseaux, encore appelé Serre nègre.*

Si le volume des alluvions sous-basaltiques et la nature des galets de basalte, qu'elles renferment, nous permettent de déduire que la surrection des Cévennes est postérieure au Pliocène inférieur, la dénivellation des alluvions pliocènes en est une preuve directe.

L'abbé GIRAUD-SOULAVIE (1778-84, t. 2, p. 391) avait remarqué qu'« avant d'arriver à Gourdon, en venant de l'Ouest, on trouve, entre les couches de lave et la roche de granite, un lit de cailloux roulés granitiques et volcanisés, le sable intermédiaire, incohérent, paraît encore tout frais, et la lave basaltique s'est modulée vers le haut dans la couche de gravier, entre les cailloux, en agglutinant jusqu'à une certaine profondeur le sable intermédiaire. Le lit fluviale est sur le granite et sous la lave qui s'est modulée et qui a coulé sur ce lit ».

D'après la description que donne GIRAUD-SOULAVIE, il s'agit bien de la rivière — ou tout au moins de l'un de ses affluents — dont nous avons repéré les alluvions depuis 1,600 km au Sud-Est de Vesseaux, jusqu'au Chénavari. Nous n'avons pu, malheureusement, retrouver l'affleurement dont parle cet auteur; il est probable que ces alluvions sont actuellement masquées par les éboulis et la végétation; c'est d'ailleurs le cas le plus fréquent pour celles situées sous les digitations basaltiques du Sud du Coiron, qui ne sont visibles, sous toute leur épaisseur, qu'à la faveur de travaux ou d'éboulements récents.

Sous tous les pointements basaltiques — à l'exception du Volcan de Crau (678 m) qui, étant à 12 km à vol d'oiseau de Gourdon, ne peut être pris en considération — situés à l'Ouest, au Sud-Ouest, au Nord-Ouest de Gourdon, le socle cristallin est à plus de 800 m d'altitude. La dénivellation subie par les alluvions pliocènes est donc de l'ordre de 300 m, pour une distance de 9 km à vol d'oiseau, entre le Gras de Vesseaux et Gourdon. Cette différence d'altitude contraste singulièrement entre celles des alluvions pliocènes en leurs points extrêmes : le Serre nègre au Sud-Est de Vesseaux (540 m) et le Chénavari (465 m), elle ne peut s'expliquer que par jeu de faille.

Les failles bordières qui provoquèrent l'affaissement de l'Ardèche sédimentaire et la surrection de l'Ardèche cristalline sont donc postérieures au Pliocène inférieur. Sensiblement parallèles à celles qui produisirent l'effondrement de la vallée du Rhône, dans la région de Rochemaure, ces failles *cévenoles* sont contemporaines de ces dernières.

#### D) *Dénivellation des sables à chailles du Velay.*

Les failles *cévenoles*, qui ont dénivé les alluvions pliocènes en amont de Vesseaux, intéressent probablement une formation qui, dans le Velay, occupe une position stratigraphique, sinon identique, du moins très voisine de celle des alluvions sous-basaltiques du Coiron; nous voulons parler des *sables à chailles*.

C'est en 1866 que H. VINAY découvrit à l'Herm, près le Monastier (Hte-Loire), dans des sables à galets, des chailles à fossiles jurassiques. Elles furent signalées, par la suite, dans la même région par BOULE (1892, p. 76), et dans la vallée de la Laussonne par P. BOUT (1953), où, d'après ces auteurs, elles sont accompagnées de galets de quartz, de calcaire et, selon BOULE, de basalte.

Parmi les sables quartzeux qui accompagnent les galets, P. BOUT (1958-59, p. 1101) a repéré des grains de basalte roulé. Les galets calcaires des sables à chailles ont un faciès gréseux qui rappelle singulièrement celui des galets calcaires des alluvions fluviales pliocènes du Baumier, près Mirabel. Ces sables, contemporains des premières éruptions du Velay, sont, d'après P. BOUT, légèrement postérieurs aux dépôts lacustres pontiens de l'Aubépin, près Moudreyes (Hte-Loire).

BOULE range ces dépôts dans le Miocène supérieur par analogies pétrographiques avec les sables du Puy-Courny (Cantal). Il est plus probable que ceux de la région de Fay-sur-Lignon appartiennent au Pliocène inférieur, car on ne trouve aucune chaille dans les gisements strictement miocènes de cette région (Aubépin, Gourouras...).

Mais le fait important pour nous est leur lieu d'origine. Ces éléments, d'après LORY, GRUNER, etc. (in BOULE, 1892, p. 80) ont plus de rapport avec l'oolithe du Lyonnais qu'avec celle de l'Ardèche. Les courants qui les ont amenés venaient donc du Nord ou du Nord-Est, la pente était donc Nord-Sud ou NE-SW, inverse par conséquent de la pente générale actuelle de ces contrées. Par suite, la chaîne des Cévennes qui, au Sud et au Sud-Est, domine les régions de Fay-sur-Lignon et du Monastier, n'atteignait pas la hauteur qu'on lui connaît aujourd'hui.

BOULE (1892, p. 83) avait d'ailleurs remarqué « qu'un accident, très important parce qu'il intéresse les sables à chailles, s'observe au Monastier. Cette faille se poursuit vers le Nord, passe à Lantriac et va aboutir à la Montagne de Peylenc ».

De même il note qu'à l'Est de cette ligne, en allant vers les hauteurs du Mézenc, la présence des chailles à des altitudes croissantes (Freyccenet-Latour, 1 050 m; Fay-sur-Lignon, 1 150 m; Chaudeyrolles, 1 200 m) dénote l'existence des failles analogues, le chiffre total des dénivellations dues aux mouvements orogéniques dans cette partie du Plateau Central atteint 700 mètres.

Ce même auteur (1892, p. 112) fait remarquer que « si le prélude de l'activité volcanique est antérieur aux grandes dislocations du Miocène supérieur, ce prélude a été de courte durée. Nulle région, poursuit-il, n'est démonstrative à cet égard comme le plateau des Coirons. Là, les basaltes forment une nappe continue, régulière, n'ayant jamais subi aucun mouvement, tandis que le substratum triasique, jurassique ou crétacé, est affecté par des failles très nombreuses, contemporaines de l'effondrement de la vallée du Rhône ».

Ailleurs (*loc. cit.*, p. 116) il insiste sur « la liaison intime des basaltes du Coiron avec les basaltes anciens des environs du Gerbier et du Mézenc, ainsi que sur celle des dépôts sous-basaltiques de ces deux régions. Tout nous conduit à considérer les basaltes inférieurs du Mézenc comme synchroniques des éruptions les plus anciennes du Coiron ».

Ainsi BOULE a, d'une part, synchronisé les grandes éruptions de la région du Mézenc et celles du Coiron et, d'autre part, constaté que, par failles, les Cévennes ont été exhausées dans la région du Mézenc et du Gerbier des Jones.

Il regrette de ne pouvoir déterminer l'âge exact de ces mouvements, « mais, dit-il, le jour où les sables à chailles livreront des documents paléontologiques, nous pourrons fixer avec la plus grande précision la date des mouvements orogéniques qui ont édifié cette région du Massif Central ».

Grâce aux *documents paléontologiques* que nous ont livrés les alluvions sous-basaltiques du Coiron, si proches stratigraphiquement des sables à chailles du Velay, plus heureux que BOULE, nous avons pu établir que ces mouvements orogéniques eurent lieu à la fin du Pliocène inférieur.

D'ailleurs les *sables à Mastodontes* de la région du Puy, qui renferment à l'état de galets les roches volcaniques de la contrée du Mézenc, sont villafranchiens. Ils furent amenés par une rivière qui, entre la région du Mézenc, du Gerbier et celle du Puy, coulait

en direction Nord-Ouest; la pente était donc différente de celle suivie par les courants qui amenèrent les chailles jurassiques.

Notons, enfin, qu'on ne connaît pas dans la région du Puy d'alluvions fluviales antérieures au Villafranchien. Si la chaîne des Cévennes avait eu, au Pliocène inférieur, des altitudes comparables à celles qui la caractérisent actuellement, il y aurait eu dans le Velay un réseau hydrographique dont les dépôts seraient probablement conservés, comme les sables à Mastodontes, sous les basaltes des environs du Puy.

Les mouvements qui, d'après DENIZOT (1952, p. 355), ont affecté tout le système pliocène subalpin et qui, comme nous venons de le montrer, ont provoqué l'effondrement de la vallée du Rhône et la surrection des Cévennes au Nord-Ouest de l'Ardèche, prouvent que l'orogénie alpine s'est poursuivie au-delà du Pliocène. C'est d'ailleurs ce que semble confirmer l'activité volcanique qui, durant cette période, atteignit son paroxysme dans le Massif Central.

## CHAPITRE VI

## LE VOLCANISME DU COIRON

Comme le fait remarquer BOULE (1906, p. 187), le revêtement volcanique du Coiron est plus varié qu'on ne l'avait supposé : il comprend une masse imposante de coulées superposées et interstratifiées dans des tufs, des brèches et des scories.

Un tel complexe ne peut tirer son origine d'un cratère unique et suppose des centres éruptifs nombreux qui, en des phases successives et espacées dans le temps, ont édifié l'ensemble du massif volcanique.

## I. — Centres éruptifs du Coiron.

FAUJAS DE SAINT-FOND (1778) avait justement remarqué que *plusieurs bouches avaient vomi la suite de buttes* du Coiron, et que la principale occupait *l'enfoncement à proximité de Freyssenet*. Plusieurs auteurs, notamment TORCAPEL (1882), ont admis, à la suite de J.-B. DALMAS (1872), que le basalte du Coiron vint à jour par un réseau de fentes et crevasses, diversement orientées, situées principalement dans l'axe de la chaîne.

BOULE (1906) reconnut que la sortie des roches basaltiques eut lieu par une série de cratères alignés dans la direction du Nord-Ouest au Sud-Est ou répartis en divers points du massif. BACCONNIER (1924, p. 263) pense que ces éruptions se sont opérées soit par des cratères, soit par des fentes plus ou moins larges et que (*loc. cit.*, p. 267) « la structure des necks et des dykes associés aux tufs reflète la nature des éruptions alternativement du genre strombolien et hawaïen ».

J. C. den BOER (1957, p. 52) affirme que les necks ou culots sont les centres d'éruption de la lave. Il est possible que certains necks — tel celui du château de Rochessauve, du Montredon — marquent l'emplacement de cheminées volcaniques, mais on ne peut admettre qu'à chaque neck corresponde une cheminée qui aurait livré

passage au basalte du plateau et des digitations du Coiron. Comment se peut-il, en effet, que le basalte du neck de Sceautre, par exemple — *d'aimantation inverse* — représente la « queue » — remplissant la cheminée — de la venue basaltique qui s'est écoulée dans la vallée, à l'Est et à l'Ouest de Sceautre, et qui est constituée par un basalte *d'aimantation normale*. La même remarque s'applique aux necks de la Roche-Chérie et d'Alba; ce dernier est, d'ailleurs, à 7-8 km de toute coulée basaltique. La plupart des necks du Coiron — comme les dykes — sont de simples poussées de lave injectée dans les terrains sédimentaires ou volcaniques, mise à jour ultérieurement par l'érosion.

Les explorations que nous avons faites, ces dernières années, dans le Coiron nous ont montré qu'il y avait lieu de distinguer dans cette région des centres d'émissions principaux et des centres secondaires.

#### Les centres principaux.

##### — *Région de Rochessauve-Avignas.*

Un des centres principaux, que nous avons signalé au chapitre III, est le cratère d'explosion d'Avignas, au Sud-Ouest du Combier, à 4 km environ au Sud-Ouest de Privas (fig. 11, pl. XVI). Taillé en éventail dans les calcaires du Jurassique supérieur et rempli par les tufs du Miocène supérieur, il est certainement un des plus anciens du Coiron et fut probablement à l'origine des premières coulées de la région de Rochessauve. Il fut comblé par des tufs vomis par un appareil qui, situé vraisemblablement au Nord-Ouest du château de Rochessauve, émit en même temps la majeure partie des laves et projections aériennes, miocènes, du Nord-Est du Coiron.

##### — *Région de Freyssenet-Taverne.*

La grande masse des basaltes du Coiron provient de la région de Freyssenet-Taverne. FAUJAS DE SAINT-FOND (1778) et, après lui, BOULE (1897) avaient déjà noté que la dépression de Freyssenet (pl. XVIII) figure l'emplacement d'un ancien cratère; nous ne saurions fixer avec autant de précision les points à partir desquels se sont épanchées les nappes basaltiques du Coiron, car on ne voit nulle part d'appareil volcanique bien conservé.

Pour nous faire une idée aussi exacte que possible du lieu d'origine des grandes coulées qui forment le plateau du Coiron, nous avons remonté les anciens courants de lave et avons constaté que la plupart convergent dans la région de Freyssenet-Taverne. C'est ainsi que les nappes de Mirabel, du Nord-Est de Darbres, de

St-Gineys, de St-Jean-le-Centenier, de St-Pons, au Sud du plateau, de Rochessauve, du Combiér, de St-Pierre-la-Roche, de St-Bauzile, au Nord-Est, viennent toutes se raccorder dans les parages de Freyssenet-Taverne. Il n'est pas douteux que plusieurs centres d'émission, qui ont donné tantôt des tufs, tantôt du basalte, devaient se trouver dans cette partie du Coiron.

— *Région de la montagne de Blandine - col de l'Escrinet - La Prade.*

Les digitations à l'Est de Pramaillet, du Nord-Ouest de Darbres, au Sud du plateau, et celle de Cheylus, au Nord-Est, convergent à la montagne de Blandine (1 017 m), point culminant du Coiron, immédiatement au Sud-Est du col de l'Escrinet. Les basaltes de la digitation de Cheylus s'arrêtent, il est vrai, au Goulet de la Soulière, mais ils se raccordent aisément à ceux qui, en ce point, coiffent les tufs.

**Les centres secondaires.**

Outre les grands centres d'émission que nous venons de mentionner, le plateau du Coiron est parsemé de cônes qui, à des périodes différentes, ont contribué à l'édification du massif. Parmi ceux-ci on peut citer :

— *La montagne de Berguise.*

La montagne de Berguise, située à 1,500 km à l'Est de St-Martin-le-Supérieur, immédiatement derrière le château de Pampelonne, est un petit massif volcanique à constitution bien particulière. La coupe Nord-Sud, le long du sentier qui du château de Pampelonne conduit au sommet de la montagne, comprend :

- les marno-calcaires hauteriviens, visibles au château à l'altitude de 330 m;
- des tufs volcaniques, riches en éléments calcaires : 50-60 m;
- une coulée de basalte : 25 m;
- une formation volcano-lacustre dont les dépôts — en grande partie masqués par la végétation — sont constitués par un limon marno-calcaire, à 59 % de calcaire (analyse laboratoire de la C.E.C.A.), des tufs, etc... : 10-12 m;
- trois coulées successives de basalte : 64-65 m;
- des dépôts lacustres : calcaire à limnées et planorbes, brèches, etc... : 15-16 m;
- au moins trois coulées successives de basalte : 100-103 m.

Telle est la coupe approximative de cette colline qui culmine, par 603 m, au-dessus des calcaires hauteriviens; nous disons

coupe approximative, car les broussailles et les éboulis, très abondants sur les flancs de cette montagne abandonnée à la végétation spontanée, masquent une bonne partie des affleurements. D'ailleurs les épaisseurs des couches que nous donnons, mesurées le long du sentier qui gravit les pentes de la montagne, varient d'Est en Ouest; c'est ainsi que les formations lacustres inférieures, sur le flanc ouest, face à St-Martin-le-Supérieur, sont plus importantes qu'immédiatement au Nord du château et atteignent une épaisseur de 20-30 m.

Nous regrettons vivement que la faune malacologique, trouvée presque au sommet de la montagne, n'ait pu être déterminée avant l'impression de ce travail, elle nous aurait fourni de précieux renseignements pour établir l'âge des éruptions de ce petit volcan; il est probable cependant que ces formations volcano-lacustres — qui rappellent celles du Ranc — débutèrent, comme ces dernières, au Miocène supérieur.

— *La digitation de St-Laurent-sous-Coiron.*

La coulée sur laquelle est bâti St-Laurent-sous-Coiron provient non de la région de l'Escrinet — comme sembleraient l'indiquer la carte géologique au 1/80 000<sup>e</sup> et la carte reproduite par J. C. den BOER (1957) — mais appartient à un petit massif volcanique de 3,500 km de long environ, et dont la plus grande largeur est, approximativement, de 600 m. Les laves qui forment cette digitation sont issues d'une cheminée éruptive située dans les parages du sommet (751 m) de la digitation, c'est-à-dire à 3 km environ au Nord-Est de St-Laurent-sous-Coiron.

— *La digitation située à l'Ouest de N.-D.-de-Pramaillet.*

Les nappes basaltiques qui, à l'Ouest de N.-D.-de-Pramaillet, sont assises sur les calcaires tithoniques et dominant de leurs falaises noires la dépression établie dans les marnes callovo-oxfordiennes, entre le col de l'Escrinet et Vesseaux, sont sorties d'une cheminée volcanique, située probablement non loin du point culminant (891 m), à 1 100 m environ au Sud-Ouest du hameau de Pramaillet.

— *Le Montredon.*

Le cône de Montredon, largement étalé, s'élève à 685 m d'altitude, à 1,200 km au Nord-Est de Mirabel. Ses coulées, peu étendues, reposent sur la masse du basalte de la digitation de Mirabel, par l'intermédiaire d'une couche de scories rougeâtres, épaisse de deux mètres. Ce cône, dont les laves recouvrent les alluvions villafranchiennes du plateau de Mirabel, présente, d'après M. G. RUTTEN

et J. C. den BOER (1954), une aimantation rémanente inverse; ces auteurs lui attribuent un âge plio-pléistocène.

— *Le signal du Fau.*

Le signal du Fau (707 m), sur la commune de St-Martin-l'Inférieur, à 3 km environ au Nord-Est d'Aubignas, est, lui aussi, un cône dont le basalte porphyroïde repose sur celui des digitations des fermes de Peyrolle et de la Fare, par l'intermédiaire de tufs rouges et de scories. Plusieurs coulées, tout autour de ce cône, semblent provenir d'un petit volcan situé à l'emplacement de ce signal.

— *Le Baumas de Montbrun.*

Dès 1778, FAUJAS DE SAINT-FOND avait soupçonné l'existence d'un centre d'émission aux *Balmes de Montbrun*. Les tufs lités, les scories avec bombes volcaniques, que l'on rencontre sur le flanc ouest de la digitation de St-Jean-le-Centenier, dénotent la proximité d'un cratère ayant vomi tous ces produits. BACCONNIER (1924, p. 278) admet comme probable la présence en ce point d'une cheminée volcanique; « tout au moins, dit-il, ces produits doivent provenir d'une cheminée toute proche : le Montredon ». Au Baumas de Montbrun, les projections aériennes reposent directement sur les marnes valanginiennes; elles ne peuvent donc provenir du Montredon, bien plus récent que les premiers basaltes de ces contrées. Elles représentent sans doute les restes d'un cône de scories, préservé de l'érosion par les coulées de la digitation de St-Jean, et appartenant à un petit appareil volcanique probablement du Pliocène inférieur situé dans les parages de Montbrun, en un lieu qu'il nous est impossible de fixer. C'est dans les scories volcaniques que sont creusées les grottes de Montbrun.

— *Région du Vernet, Fay, Gauthier, au Nord-Ouest de Sceautres.*

L'abondance des tufs, traversés par de nombreux dykes, indique qu'un ou même plusieurs centres volcaniques devaient exister dans ces parages, dès le Miocène supérieur. Au Sud et au Sud-Ouest du hameau du Vernet, on peut observer un cône de tufs bien lités, avec — chose extrêmement rare dans le Coiron — des intercalations de scories non stratifiées, à l'intérieur desquelles, avec un peu de chance, on peut découvrir des bombes volcaniques. Ces tufs et scories, traversés par un dyke, reposent sur un vieux basalte; la présence dans ces formations volcaniques de l'argile rouge d'altération climatique, bien visible le long du sentier inférieur qui, au Sud du hameau, longe le contact entre le basalte et les marnes, atteste que nous avons affaire à des produits d'âge Miocène. Posté-

riurement à cette période, des émissions basaltiques, issues d'une cheminée volcanique située au Nord de la digitation à l'Ouest de Sceautres, sont venues recouvrir une partie de ces tufs et, vers le Sud, les alluvions fluviales.

J. C. den BOER (1957, p. 53) affirme que les « assises volcaniques du Vernet sont coupées par une colonne verticale de basalte à l'aspect d'un véritable neck ». Cet aspect de *neck* a sans doute induit cet auteur en erreur, puisque sa carte géologique indique un culot volcanique au Nord du village. Nous ne saurions, d'après le seul *aspect*, affirmer que l'on se trouve en présence d'un vrai culot; en effet, le long du sentier qui, à la sortie nord du village, bifurque à gauche de la route, on voit le basalte de ce « *culot* » reposer sur les marnes valanginiennes; ces dernières, plus friables, ont disparu au contact du basalte de sorte que ce dernier les surplombe légèrement. Il est probable que ce « *culot* » n'est que le front d'une coulée dont la cheminée de sortie, selon toute vraisemblance, se situe à peu de distance au Nord du Vernet.

— *A l'Est-Sud-Est de Sceautres.*

La vallée fossile qui, à Vaugourde, renferme la faune pontienne, est, au Sud-Est de Sceautres, comblée par un basalte scoriacé, surmonté de plusieurs coulées de basalte compact (fig. 8). La majeure partie de la colline qui, au Sud de la ferme du Marignet, domine la vallée de Sceautres et le cirque du Bois de Var, est composée par du basalte scoriacé, que l'on voit en divers points reposer lui-même sur des tufs. Une bouche volcanique se trouvait donc dans ces parages.

Il est possible que cette bouche éruptive se confonde avec la cheminée volcanique — une des rares encore visibles dans le Coiron — située à 300 m environ au Sud-Ouest de la ferme du Bois de Var, commune de Sceautres. Le petit ruisseau qui draine le cirque du Bois de Var, après avoir coulé sur les marnes valanginiennes, entaille son lit, sur une centaine de mètres, dans un basalte très altéré, avant de creuser à nouveau sa vallée dans les marnes. Nulle part on ne voit cette lave reposer sur le substratum crétacé, qu'elle semble transpercer, au contraire, comme le font les necks de cette région. Des tufs, rubéfiés sur toute leur épaisseur, sans doute par des gaz venus des profondeurs, remplissent une partie de cette cheminée et semblent confirmer que l'on a bien affaire à un centre d'émission.

Postérieurement aux émissions de ce petit volcan, des nappes venues du Nord-Ouest ont dû recouvrir l'ensemble de ce complexe. Les tufs émis par ce volcan devaient remplir le cirque marneux

du Bois de Var, où leur présence n'est plus attestée actuellement que par des lambeaux témoins.

Lors du grand épanchement basaltique du Coiron, ces tufs, dont le cône devait s'élever en ce point à une certaine hauteur, obligèrent probablement les coulées à contourner ce cirque. Moins résistants que la carapace basaltique qui les entourait, ils furent emportés par l'érosion qui mit à nu les marnes valanginiennes. Il est probable que les produits volcaniques enrobant les ossements des mammifères fossiles ont été, eux aussi, émis par ce cratère; ce serait donc le centre d'émissions volcaniques le plus ancien du Sud du Coiron.

— *Autres centres secondaires.*

Les centres de moindre importance sont nombreux dans tout le Coiron; citons : *la Montagne d'Andance*, dont les formations ont été étudiées au chapitre III; *le Chénavari*, dont le basalte recouvre, à 2 km au Nord-Ouest de Rochemaure, les alluvions fluviatiles pliocènes; *la Montagne du Barry*, au Nord-Est de St-Martin-le-Supérieur; enfin citons *la Montagne du Charnier*, au Nord-Ouest du Chénavari. Le versant ouest de cette colline, comprend de bas en haut :

- une coulée inférieure directement en contact avec le Crétacé;
- une pépérite dont la nature précise n'a pas été déterminée;
- des tufs, riches en éléments calcaires;
- une coulée sommitale de basalte couronne, à 546 m d'altitude, l'ensemble des formations volcano-lacustres de ce petit massif. Il est regrettable que l'abondance des éboulis et les broussailles qui recouvrent tous les flancs de la montagne, ne nous aient pas permis de donner une coupe plus détaillée de centre éruptif, dont la constitution mériterait une étude plus approfondie.

II. — **Phases éruptives successives et âge du volcanisme du Coiron.**

J. C. den BOER (1957, p. 34, 35) admet que :

- les coulées les plus anciennes comme les plus récentes ont une aimantation inverse;
- dans l'ensemble le plateau du Coiron est constitué par des coulées d'aimantation normale;
- en certains points on rencontre, intercalées dans la série d'aimantation normale, une ou même deux coulées d'aimantation inverse.

Nous ne saurions mettre en doute les mesures effectuées par cet auteur, mais nous sommes obligé de constater qu'il aboutit à une stratigraphie qui ne concorde pas toujours avec les données fournies par les faunes ou les flores fossiles. C'est ainsi que nous voyons un basalte *soi-disant miocène* reposer, au Nord-Est d'Aubignas, sur des alluvions à faune pliocène, et des basaltes attribués au Pliocène supporter dans la région de Rochessauve des tufs et des brèches à flore et à faune du Miocène supérieur.

Quant à nous, grâce aux documents paléontologiques fournis par certaines formations volcano-lacustres et par les alluvions fluviales sous-basaltiques, nous avons pu placer dans l'ordre chronologique les différentes phases volcaniques de cette contrée.

#### Phase effusive antérieure au Miocène supérieur.

L'un des basaltes les plus anciens que nous connaissions dans le Coiron est celui qui, d'une part, au Nord-Est de Laval (fig. 3), repose directement sur les alluvions calcaires antééruptives et, d'autre part, supporte les tufs derrière le château de Rochessauve. Des coulées eurent lieu dès avant le Miocène supérieur, puisque nous retrouvons des blocs de basalte dans le conglomérat du Ranc (pl. VI) qui supporte la diatomite dont la flore se range à la base du Miocène supérieur.

Cette première phase éruptive fut vraisemblablement peu importante; en effet, en dehors des deux coulées précitées et de la coulée barrage de la montagne d'Andance, nous n'en connaissons aucune autre qui soit sûrement antérieure au Miocène supérieur. Il n'est pas impossible cependant, que, d'une part, les petites coulées que l'on observe sous les tufs volcaniques le long de la nouvelle route de l'Escrinet à Pramaillet, au Nord et au Sud du Goulet de la Soulière et en divers points du plateau du Coiron et, d'autre part, celle qui forme la base de la digitation située sur la rive droite de la Payre et qui, à l'Ouest de la ferme de Cheilaren (commune de Rochessauve), repose sur les alluvions antééruptives, appartiennent à cette même phase.

Nous plaçons au Miocène supérieur les coulées qui sont recoupées par des dykes (région de Sceautres, Fay, le Vernet, le Goulet de la Soulière, etc...) et celles qui sont altérées, vers le sommet, en argile rouge (vallée de l'Auzon à 2 km au Nord-Est de Darbres) ou qui — comme nous l'avons fait remarquer chap. III, p. 217 — reposent sur une couche d'argile d'altération climatique. Cette phase effusive du Miocène supérieur aurait donné des coulées relativement importantes, dans le Nord et le centre du Coiron, sans affecter la partie sud. Nous ne saurions cependant affirmer que toutes les

nappes basaltiques, qui reposent sur l'argile rouge d'altération miocène, se sont épanchées au Miocène supérieur; leur attribution à cette période est l'hypothèse la plus vraisemblable, mais elle ne saurait avoir la certitude d'une attribution basée sur la paléontologie.

#### Phase explosive miocène.

*Remarque.* — Nous parlons de phase explosive et non de phase strombolienne ou volcanienne, car nous n'avons pas observé de véritables scories volcaniques, avec des bombes stromboliennes en fuseau ou des bombes volcaniennes à l'aspect craquelé. L'existence, à Avignas, d'un cratère d'explosion, l'abondance dans les tufs de produits arrachés au socle cristallin ou au substratum sédimentaire, la pulvérisation des éléments volcaniques, leur dispersion sur plusieurs kilomètres, nous permettent de supposer que cette phase miocène fut assez violente; ce volcanisme explosif devait être, selon toute probabilité, d'un type intermédiaire entre celui que nous offrent, de nos jours, le Stromboli et le Vulcano.

Les projections aériennes que l'on rencontre en abondance dans tout le massif, et plus particulièrement dans la région de Rochessauve - le Combiér - Avignas (pl. XVI) attestent qu'un appareil installé probablement au Nord-Ouest du château de Rochessauve est à l'origine des tufs plus ou moins bréchiformes qui supportent les coulées et s'érigent en un véritable cône de plus de 100 mètres d'épaisseur, dont le sommet, derrière le château de Rochessauve, atteint le niveau des nappes basaltiques de la digitation de Planaise. Elles engendrèrent, en retombant et en se cimentant dans le lac du Ranc, les brèches volcaniques décrites au chapitre III. La présence d'amas de scories rougeâtres, dans le conglomérat du Ranc, prouve qu'à cette époque devaient exister sur le Coiron des cônes de scories identiques à celles du Velay et d'Auvergne.

Les produits de projection miocènes, très abondants sur tout le plateau du Coiron où ils occupent parfois de vastes surfaces, sont plus particulièrement développés dans la région de Freyssenet-Taverne - la Prade, où leur épaisseur peut atteindre une centaine de mètres. Ils sont essentiellement constitués par des cendres fines, bien litées, le plus souvent jaunes, parfois rouges, qui contiennent fréquemment des intercalations de scories. Ils sont, en divers points, riches en cristaux d'augite (Nord-Ouest de Taverne, vallée de l'Auzon...) auxquels s'ajoutent des blocs de différentes roches : granit, gneiss, calcaire, marne, arrachés au socle cristallin ou au substratum jurassique et crétacé, ainsi que des fragments de basalte et des nodules d'olivine.

Ces tufs reposent soit sur le basalte miocène, soit sur le substratum calcaire ou marneux. Le *Goulet de la Soulière*, situé à 600 m environ au Nord-Ouest de la Prade, se prête parfaitement à l'étude de ces produits. Ici le *goulet* — qui fait communiquer la vallée de l'Ouvèze, au Nord-Est, avec la dépression où naît une des branches de l'Auzon — est entièrement creusé dans un puissant cône de tufs gris (pl. XVII). Ces derniers, bien stratifiés, ont en ce point un pendage Sud ou Sud-Est d'environ 30°; ils sont constitués par des cendres, de nombreux éléments calcaires, des fragments appartenant soit à une lave de teinte claire, soit aux grès du Trias et du Lias, soit au socle cristallin; le tout plus ou moins cimenté par de la calcite secondaire.

Une analyse des minéraux lourds de ces tufs a été faite par J. B. KLOOSTERMAN (den BOER, 1957, p. 62); elle a donné les résultats suivants :

*Téphra (Tufs) de la Prade.*

<i>Minéraux :</i>	<i>Pourcentages :</i>
Hornblende brune .....	2
Augite ordinaire (phénocristaux) .....	58
Augite ordinaire (matrice) .....	3
Augite zonée (oegyrinique-titanifère) .....	3
Augite oegyrinique .....	7
Diopside .....	5
Diopside chromifère .....	2
Augite oegyr. + diopside chromif. ....	3
Hypersthène .....	1
Enstatite .....	10
Picotite .....	traces
Augite indéterminable .....	6
	—
	100

Nous n'avons pas observé ces tufs gris à l'Est et au Sud-Est de la Prade, par contre ils s'intercalent entre les calcaires et les coulées supérieures situées au Nord et au Nord-Est de cette localité. La végétation impénétrable ne permet pas de délimiter avec précision leur extension plus à l'Est, sous ces coulées; on ne les retrouve plus sous les basaltes qui entourent la ferme de la Geneste, sur la route de Privas à Freyssenet, commune de St-Priest. Ils s'étendent vers le Sud, sur près de 3,500 km, jusqu'à l'ancien moulin de Chapus, sur les deux rives de la rivière qui naît au goulet de la Soulière, entre le basalte miocène et les coulées plus récentes. Le pendage SSE de ces tufs nous permet de supposer qu'ils furent

vomis par un appareil situé probablement au Nord-Ouest du Goulet de la Soulière et qu'ils vinrent se plaquer contre le flanc sud et sud-est de la colline de calcaires jurassiques, et sur le basalte miocène qui remblayait la vallée prééruptive, creusée depuis la cote 740 (Goulet de la Soulière) jusqu'à la cote 610 (ancien moulin de Chapus).

Ces tufs gris sont recouverts par des tufs de couleur ocre qui, au Goulet de la Soulière, ont un pendage inverse de celui des premiers. Ils s'étendent encore plus loin que les tufs gris; on les rencontre, en effet, sous toutes les coulées de la région de Pramaillet, vers le Sud ils débordent les tufs gris et atteignent le petit col (720 m) qui sépare la digitation de St-Laurent-sous-Coiron de celle située à l'Ouest de N.-D.-de-Pramaillet. On les retrouve aux alentours de la ferme de la Geneste, et il est probable que ceux des environs de Freyssenet appartiennent à cette même formation. Le centre éruptif qui est à leur origine, situé plus à l'Est que celui qui donna naissance aux tufs gris, doit se placer, selon toute probabilité, dans la région de Freyssenet.

Une étude plus poussée de la constitution de ces tufs, de la granulométrie des éléments projetés, de leurs différents pendages, etc..., nous aurait sans doute permis de fixer avec plus de précision le périmètre probable à l'intérieur duquel se trouvent les cratères qui ont projeté ces tufs gris et ocres. Un tel travail aurait débordé le cadre que nous nous sommes fixé dans cet ouvrage, nous l'avons laissé pour d'ultérieures recherches.

#### — Age de ces tufs.

Les projections de la région de Rochessaive sont datées à la fois par la flore fossile du Ranc — dont les schistes à diatomées qui la renferment supportent les tufs bréchiformes — et par la faune du Miocène supérieur du Combier, trouvée dans la diatomite qui surmonte ces tufs.

Dans les environs de Rochessaive, ces tufs ont subi, vers le sommet, une altération climatique et ont été transformés en une argile rouge appartenant au groupe de la *montmorillonite* (GRANGEON, 1959); cette argile est parfaitement visible, sous le basalte, immédiatement à l'Ouest du hameau du Vernet, au Nord-Ouest de Rochessaive. Ils sont de plus — comme les brèches du Ranc — traversés par des dykes volcaniques; ils doivent donc être normalement classés, comme ces dernières, dans le *Miocène supérieur*.

Les tufs du Goulet de la Soulière, de la ferme de la Geneste, des environs de Pramaillet, de Freyssenet et de Taverne, qui présentent le même phénomène d'altération et sont recoupés par des dykes, doivent à leur tour être rangés sur le même horizon.

### Phase « filonienne » mio-pliocène.

Pour BACCONNIER (1924, p. 263), les éruptions du Coiron se sont produites « non seulement par des necks dont l'emplacement est marqué par des culots, mais encore par les fentes plus ou moins larges et rectilignes qu'emplissent les laves et les dykes. Cela explique pourquoi les tufs sont associés, non seulement aux culots, mais aux dykes, car très souvent un dyke marque la limite ou l'apparition des tufs. Ces dykes en longs filons aboutissent invariablement à des culots, ceux-ci recouverts ou entourés de produits de projections ».

Plus loin, il affirme (1924, p. 270) que du neck de Scautres « sont sortis d'abord les produits de projections, puis les masses basaltiques qui les recouvrent ».

De plus, BACCONNIER assimile des portions de coulées isolées par l'érosion à des culots : pour lui (1924, p. 267), « toutes les larges bosses au-dessus des hameaux de la Prade et de Montargues sur le plateau du Coiron sont constituées par des culots ». Il en déduit (1924, p. 267) « que les éruptions se sont produites par une immense fente orientée NW-SE en direction de la croupe coironnique ».

Ainsi, pour cet auteur, les éruptions volcaniques sont en relation directe avec les dykes qui sillonnent le Coiron, ce sont les dykes et les necks qui sont à l'origine des coulées et des projections aériennes. De telles interprétations sont démenties catégoriquement par les faits. D'une part, les dykes n'aboutissent pas *invariablement* à des culots; la plupart au contraire, tels ceux des environs de Villeneuve-de-Berg, du Ranc, des Molières (pl. XIX), de Lagarde, au Sud-Ouest de St-Priest, de Charray, du Nord-Est de St-Jean-le-Centenier, de Vaugourde... et bien d'autres, sont indépendants des necks. D'autre part, ils recourent partout les tufs miocènes et parfois même les coulées de basalte (Sud-Est de Scautres, col sur la nouvelle route de l'Escrinet à Pramaillet). Ces dykes sont donc postérieurs aux tufs et aux coulées basaltiques miocènes.

Nos propres observations confirment sur ce point les conclusions que l'on peut tirer de l'étude et des analyses chimiques des laves de certains dykes (JÉRÉMINE, 1927). Les échantillons analysés furent prélevés au col de l'Escrinet et aux environs de Freyssenet-Taverne. Les dykes de ces deux régions, d'après E. JÉRÉMINE (1927, p. 8), sont tous *andésitiques*, l'un d'eux est même constitué par une *doréite*. La lave qui les remplit a une composition chimique nettement différente de celle des coulées, analysées par RAOULT ou, plus récemment, au Laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand. Ils ne peuvent donc être à l'origine des nappes basaltiques

qui forment le plateau du Coiron. Un des dykes près de Freyssenet est d'ailleurs formé, d'après E. JÉRÉMINE (1927, p. 9), par une *andésite hétérogène* dissolvant un basalte mélanocrate, ressemblant étonnamment à celui des collines au Sud-Est de Freyssenet. La venue de ce filon est donc postérieure à celle du basalte.

J. C. den BOER (1957, p. 49) consacre un chapitre aux *filons* (dykes) volcaniques du Coiron. Il constate que 71,8 % de ceux qu'il a observés ont une direction NW-SE et 11,2 % une direction NE-SW, et donne un diagramme *rose des vents* qui illustre parfaitement la direction de ces dykes. Plusieurs lames minces, taillées dans des échantillons prélevés sur ces dykes, lui ont permis de constater que la plupart sont formés par un basalte à olivine et quelques-uns par un basalte à hornblende; ces derniers avaient été classés comme dykes andésitiques par E. JÉRÉMINE (1927).

Enfin J. C. den BOER (1957, p. 51) signale la présence, dans la vallée de l'Ouvèze à l'Ouest de St-Priest, d'un dyke constitué par une roche dans laquelle « le feldspath fait totalement défaut; la roche est holocristalline-porphyroïde et contient des micro et macrophénocristaux d'augite et d'olivine, dans une matrice granulaire d'augite et de magnétite à grain fin ». L'auteur fait de cette roche une *monchiquite*. L'absence des feldspaths dans sa composition minéralogique en ferait une *mandchourite*, d'après le terme créé par LACROIX.

Encore un dyke qui, de par sa situation — en plein terrain sédimentaire — et la nature de la roche qui le compose, ne peut représenter un centre éruptif des basaltes du Coiron.

— *Age de cette phase « filonienne ».*

Nous nous sommes demandé pendant longtemps à quelle époque eut lieu la mise en place de tous les dykes qui sillonnent le Coiron et ses abords immédiats. L'orientation NW-SE — celle de la plupart des grandes fractures du Massif Central — de la grande majorité de ces dykes, leur nombre particulièrement élevé dans la région de l'Escrinet où les failles sont multiples, font penser à une venue de lave consécutive à de grandes dislocations dont la région aurait été le théâtre.

Nous avons d'abord pensé que leur apparition correspondait à l'effondrement de la vallée du Rhône et à l'affaissement de l'Ardèche sédimentaire par rapport à l'Ardèche cristalline. Mais comme nulle part nous n'avons vu ces dykes recouper les alluvions fluviales pliocènes et les coulées basaltiques qu'elles supportent, nous avons dû abandonner cette hypothèse.

Un fait est certain : ces dykes traversent les formations miocènes datées par la faune et la flore (le Ranc, Charray), ainsi que

les tufs et les basaltes qui ont subi l'altération climatique miocène; ils sont donc postérieurs au Miocène supérieur et antérieurs aux alluvions pliocènes. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous pensons que cette phase volcanique *filonienne* dut avoir lieu, soit au Miocène terminal, soit au début du Pliocène; nous la plaçons donc au *Mio-Pliocène*. Nous souhaitons néanmoins qu'une étude détaillée de la composition de ces dykes, de leurs relations avec les coulées supérieures du Coiron, ainsi qu'un levé exact de leurs emplacements, puissent être entrepris dès que possible. Cette étude permettrait, à notre avis, de fixer avec plus de certitude l'âge de cette phase volcanique si curieuse.

#### Phase explosive pliocène.

Une phase explosive, moins importante que celle du Miocène supérieur, a donné, dans le Sud du Coiron, des projections dont le dépôt constitue les tufs que l'on observe sous les coulées basaltiques, depuis le Nord-Est de la ferme des Arnoux, près de Darbres, jusqu'à 100-150 m au Nord de la ferme des Couffins. L'épaisseur de ces tufs qui, près de la ferme des Arnoux est de l'ordre de 20-30 m, diminue vers le Sud, pour se réduire à quelques mètres au contact des alluvions fluviales.

Ces tufs, en effet, semblent passer latéralement aux alluvions fluviales; la rivière était, sans doute, assez puissante pour entraîner des projections dont le diamètre moyen n'atteint pas le centimètre. Ce sont eux qui, près de la ferme des Arnoux, ont livré la défense de Mastodonte exhumée par Louis-Charles Lavalette le 28 juin 1800.

D'autres amas de tufs, moins importants, se retrouvent, en divers points, interstratifiés dans les coulées qui reposent sur les alluvions fluviales pliocènes (digitation de St-Jean-le-Centenier): postérieurs aux précédents, il ne nous est pas possible, faute de documents paléontologiques, de fixer leur âge.

#### Phase effusive postérieure au Pliocène inférieur.

Nous avons vu, au chapitre IV, qu'une faune villafranchienne avait été trouvée dans les alluvions fluviales de Mirabel et que la situation imprécise du gisement ne nous permettait pas de dire si cette faune provenait des alluvions en contact avec les marnes valanginiennes, ou de celles interstratifiées entre les coulées supérieures et la coulée la plus ancienne de Mirabel.

Si nous admettons que cette faune de mammifères fut exhumée des alluvions supérieures, il s'en suit que la coulée inférieure de

Mirabel s'est épanchée entre le Pliocène et le début du Villafranchien. Il est possible — mais non certain — que les basaltes qui, dans toutes les digitations, occupent la même position stratigraphique que ceux de Mirabel, soient contemporains de ces derniers.

#### Phase effusive postérieure au Villafranchien.

Sur le plateau basaltique de Mirabel, plusieurs venues de lave coiffent les alluvions villafranchiennes; le même phénomène s'observe pour les basaltes des environs de St-Gineys, que l'on voit reposer au hameau de Monteillet, sur des alluvions qui occupent la même position stratigraphique que les alluvions supérieures villafranchiennes de Mirabel. Il est probable que la majorité des nappes basaltiques du plateau et du Sud du Coiron ont vu le jour, elles aussi, à une date ultérieure au Villafranchien.

Cette phase effusive, qui débuta postérieurement au Villafranchien, s'est poursuivie, vraisemblablement, pendant une bonne partie du Quaternaire. C'est pendant cette période que se sont entassées, les unes sur les autres, les coulées volcaniques qui, au Sud du Coiron, couronnent les promontoires dont la masse imposante domine la vallée de l'Escoutay et dont la couleur noire de leurs escarpements contraste singulièrement avec la blancheur des versants marneux dénudés.

Si nous pouvons fixer une limite inférieure à cette phase terminale du volcanisme du Coiron, il ne nous est pas possible, faute de documents, d'en déterminer la limite supérieure.

### III. — Les laves du Coiron.

#### Aperçu historique.

E. JÉRÉMINE (1927) a étudié quelques échantillons basaltiques provenant soit des coulées supérieures des environs de Freyssenet-Taverne, soit de quelques dykes de la même région et du col de l'Escrinet. Elle distingue dans les nappes supérieures du plateau quatre types de basalte.

1° *Un basalte assez feldspathique*, à phénocristaux d'augite, avec prédominance de l'un ou de l'autre. Appartiennent à ce type les échantillons prélevés au sommet du Roc de Gourdon, au premier sommet au sud du col de l'Escrinet, au Mont Toulon, à St-Laurent-sous-Coiron, dans un chemin creux à l'Est de Taverne.

2° *Un basalte feldspathique compact*, avec ou sans phénocristaux, riche en pâte vitreuse. On rencontre ce deuxième type sous

le basalte porphyrique du massif de Gourdon et au Goulet de la Soulière.

3° *Un basalte peu feldspathique*, riche en augite, olivine et magnétite. Gisement : Collines au Sud-Est de Freyssenet.

4° *Un basalte peu feldspathique*, riche en minéraux colorés et en matière vitreuse. On le trouve au-dessous des brèches et scories au Sud de Freyssenet (basalte miocène), au rocher de Sceautres.

Rappelons que J. C. den BOER (1957, p. 18-29) consacre un chapitre entier à l'étude de la structure et de la composition minéralogique des basaltes du Coiron (voir ci-dessus, chapitre I, historique).

#### Composition chimique et minéralogique de quelques laves.

Bien que l'étude pétrographique des laves du Coiron n'entre pas directement dans le cadre de notre sujet, trois analyses ont été exécutées par F. THÉRON, au laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand, auxquelles il convient d'ajouter celles des laves émiettées, soit dans les brèches du Ranc (F. THÉRON), soit dans la pépérite d'Andance (Y. CHALEIL). Ces analyses, jointes à celles effectuées par RAOULT et publiées par E. JÉRÉMINE (1927), nous ont permis d'établir la nature magmatique du volcanisme de cette contrée. Elles ont porté sur :

#### A) *Le basalte de la grande coulée inférieure de Mirabel.*

##### *Analyse chimique.*

SiO <sub>2</sub> .....	41,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	7,00
FeO .....	8,15
MgO .....	6,50
CaO .....	9,95
Na <sub>2</sub> O .....	2,55
K <sub>2</sub> O .....	1,45
TiO <sub>2</sub> .....	3,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,75
MnO .....	0,10
H <sub>2</sub> O + .....	2,10
H <sub>2</sub> O — .....	0,90
	<hr/>
Total .....	99,72

Les paramètres calculés sont les suivants :

$$\text{III} - 5 - 3 (4) - 4 (3-2'-2-3).$$

Ces paramètres nous montrent que nous avons affaire, d'après la nomenclature de LACROIX, à un basalte  $\beta'$ , avec un léger déficit de silice. Ce déficit se traduit par la présence de 1,42 % de néphéline virtuelle.

*Composition minéralogique.*

*Phénocristaux.* — Olivine, sections idiomorphes de 0,40 mm à 1,50 mm, passant progressivement aux microlites.

*Pâte.* — Microlites de labrador aux dimensions très réduites, granules d'olivine, d'augite titanifère (moins abondants que ceux d'olivine), de magnétite. Verre peu abondant.

*Structure.* — Porphyrique, pâte microlitique, faiblement hyalopilitique.

B) *Le basalte du piton le plus élevé de la digitation de St-Laurent-sous-Coiron.*

*Analyse chimique.*

SiO <sub>2</sub> .....	45,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	5,18
FeO .....	8,12
MgO .....	5,60
CaO .....	7,75
Na <sub>2</sub> O .....	2,90
K <sub>2</sub> O .....	1,10
TiO <sub>2</sub> .....	3,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,60
MnO .....	0,05
H <sub>2</sub> O † .....	1,00
H <sub>2</sub> O — .....	0,95
	<hr/>
Total .....	99,32

Paramètres calculés :

$$\text{(II) III} - 5 - (3) 4 - 4 (3-1--1'-3).$$

D'après la nomenclature de A. LACROIX, c'est un basalte  $\beta$  avec une légère quantité de quartz virtuel (0,05 %).

*Composition minéralogique.*

*Phénocristaux.* — Plages idiomorphes d'augite passant insensiblement aux granules. Il existe, en outre, quelques petits phénocristaux d'olivine.

*Pâte.* — Elle est essentiellement formée par de nombreux microlites de plagioclase (labrador 64 % an.). Ces microlites ont une taille moyenne de 0,30 mm, les plus grands peuvent atteindre 0,75 mm. Ils présentent une structure doléritique fluidale caractéristique. Aux microlites de labrador, qui forment 60 % environ de la pâte, s'ajoutent des granules d'augite, d'olivine, de magnétite. Le verre est peu abondant.

*Structure.* — Porphyrique, à pâte microlitique doléritique, faiblement hyalopilitique.

C) *Le basalte de la coulée inférieure reposant sur le tripoli du Combiér, près Alissas.*

*Analyse chimique.*

SiO <sub>2</sub> .....	42,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	5,70
FeO .....	7,33
MgO .....	7,50
CaO .....	9,52
Na <sub>2</sub> O .....	2,65
K <sub>2</sub> O .....	1,35
TiO <sub>2</sub> .....	3,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,88
MnO .....	0,10
H <sub>2</sub> O + .....	2,10
H <sub>2</sub> O — .....	0,40
	<hr/>
Total .....	99,71

Paramètres calculés :

III — 5 — (3) 4 — 4 ((2) 3 — 3 — (1) 2 — 2 (3)).

Ces paramètres permettent, d'après la nomenclature de LACROIX, de classer cette lave parmi les basaltes β' limburgitiques.

*Composition minéralogique.*

*Phénocristaux.* — Augite en phénocristaux idiomorphes assez fréquents, dont les dimensions moyennes oscillent entre 0,20 mm

et 3,40 mm. Cristaux d'olivine, en nombre moindre et de taille plus réduite que ceux d'augite. Les phénocristaux passent progressivement aux granules.

*Pâte.* — Elle est essentiellement constituée par des granules d'augite, d'olivine, de magnétite et par de rares microlites de labrador à 56 % an., noyés dans un verre brun assez abondant.

*Structure.* — Porphyrique, à pâte microlitique, assez fortement hyalopilitique.

*Remarque.* — Le calcul de la composition virtuelle ne fait pas apparaître de néphéline; par contre il y a 56 % de plagioclase virtuel, tandis que le pourcentage exprimé est inférieur à 5 %. Les coupfolites sont donc à l'état potentiel dans le verre et les barylites sont, pratiquement, seuls exprimés. C'est pourquoi nous qualifions ce basalte de *limburgitique*.

*Analyses chimiques effectuées par RAOULT  
et publiées par E. JÉRÉMINE (1927, p. 15-17).*

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub> .....	46,92	43,82	45,46	49,48	55,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15,53	13,32	18,96	19,11	19,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	4,76	5,93	3,39	4,22	3,48
FeO .....	6,84	6,43	7,76	4,65	2,83
MnO .....	0,11	0,12	0,14	0,20	—
MgO .....	6,30	10,62	3,38	2,53	0,44
CaO .....	8,78	10,90	9,50	6,60	3,78
Na <sub>2</sub> O .....	3,71	2,88	4,16	4,33	4,78
K <sub>2</sub> O .....	2,01	1,01	1,85	2,91	3,95
TiO <sub>2</sub> .....	2,82	3,04	3,00	2,18	1,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,52	0,64	0,63	0,41	0,13
H <sub>2</sub> O + .....	0,83	0,64	0,62	1,69	2,10
H <sub>2</sub> O — .....	1,01	0,70	0,77	1,09	1,54
CO <sub>2</sub> .....	—	—	0,58	0,43	0,21
Total .....	100,14	100,05	100,20	99,83	100,16
An. % .....	44	55	55	40	31
Néphéline .....	3,50	4,7	6,8	0,6	—
Silice libre .....	—	—	—	—	4,4

ANALYSE 1.

*Basalte β - andésitique.*

Paramètres : (II) III — 5 — 3 — 4 (2 — 2' (3) — 2 — (2) 3).

Gisement : *Sommet du Roc de Gourdon.*

*Composition minéralogique*, d'après E. JÉRÉMINE (1927, p. 5).

*Phénocristaux*. — Olivine, augite souvent zonée, structure en sablier et mâcle suivant  $h^1$  fréquentes.

*Pâte*. — Microlites de plagioclase assez nombreux; ils sont zonés, avec du labrador à 50-55 % an. au centre et de l'andésine à 33-37 % an. sur les bords. A ces microlites s'ajoutent des granules d'augite, d'olivine et de magnétite.

*Structure*. — Porphyrique, à pâte microlitique, faiblement hyalopilitique.

#### ANALYSE 2.

##### *Basalte $\beta$ - labradorique.*

Paramètres : III — 5 (6) — 3 — 4 (2 — 2' — 2 — 2').

Gisement : *Collines SE de Freyssenet.*

##### *Composition minéralogique.*

D'après E. JÉRÉMINE (1927, p. 6), ce basalte est caractérisé en lames minces par :

- l'abondance dans la pâte d'une fine poussière de magnétite;
- l'olivine très fraîche, en phénocristaux automorphes;
- des débris transparents de verre brun.

C'est un basalte peu feldspathique (labrador, 55 % an.), riche en éléments colorés.

#### ANALYSE 3.

##### *Labradorite péridotique.*

Paramètres : II — 5 (6) — 3 — 4 ((2) 3 — '3 — 2 — 3').

Gisement : dyke près de Freyssenet.

##### *Composition minéralogique* (E. JÉRÉMINE, 1927, p. 9).

Roche aphyrique, riche en microlites de plagioclase (andésine passant au labrador), d'augite et de magnétite; contient de petits microlites d'olivine allongés suivant  $h, g$ .

Le déficit de silice se traduit par 6,8 % de néphéline calculée.

#### ANALYSE 4.

##### *Andésite à hornblende.*

Paramètres : II — 5 — 3 — 4 (3' — (3) 4 — (1) 2 — 3).

Gisement : dyke près de Freyssenet.

##### *Composition minéralogique* (E. JÉRÉMINE, 1927, p. 8).

*Phénocristaux*. — *Hornblende ferrifère*, vert-olive ou brune, en phénocristaux automorphes pouvant atteindre 2,50 mm, *augite* en

cristaux idiomorphes, plus rares que ceux de hornblende. Plagioclase en petits phénocristaux zonés, au centre : labrador à 50-53 % an.; sur les bords : andésine à 25-30 % an.

*Pâte.* — Microlites d'andésine à 25 % an., verre brun, assez abondant.

*Accessoires.* — Apatite et magnétite.

*Structure.* — Porphyrique, à pâte microlitique, moyennement hyalopilitique.

#### ANALYSE 5.

##### *Doréite.*

Paramètres :  $l' - 5 - 2 (3) - 3 (4)$ .

Gisement : dyke col de l'Escrinet.

*Composition minéralogique* (E. JÉRÉMINE, 1927, p. 10).

*Phénocristaux.* — Rares phénocristaux automorphes de hornblende brune et de plagioclase. Les phénocristaux de plagioclase sont zonés avec du labrador à 60 % an. au centre, et de l'oligoclase à 16 % an. sur les bords.

*Pâte.* — Microlites de plagioclase (andésine, 30-40 % an.), rares microlites d'augite et de hornblende brune.

*Accessoires.* — Apatite et magnétite.

*Structure.* — Porphyrique, à pâte microlitique, moyennement hyalopilitique.

Les quelques analyses chimiques, effectuées à partir d'échantillons prélevés dans les coulées volcaniques du Coiron, font apparaître une constance remarquable dans la composition chimique du magma qui, depuis la base du Miocène supérieur jusqu'au Quaternaire, a donné naissance aux nappes basaltiques qui constituent le plateau du Coiron.

Remarquons, cependant, que la lave des nombreux dykes de cette région a un magmatisme dont la teneur en silice est légèrement plus élevée que dans le basalte des coulées.

#### **Basaltes non analysés mais examinés en lames minces.**

Un assez grand nombre de lames minces ont été taillées, en outre, dans des échantillons prélevés en divers points du massif du Coiron.

E. JÉRÉMINE (1927) a distingué, d'après la composition minéralogique, quatre types de basalte dans cette contrée, mais, comme

elle le constate elle-même, le deuxième et le quatrième types ne sont que des variétés vitreuses du premier et du troisième.

Comme il serait fastidieux et inutile de décrire la composition minéralogique de chacune des lames minces étudiées, nous avons jugé préférable de classer en deux ou trois types principaux les basaltes du Coiron, en signalant au passage les particularités qui caractérisent certaines coulées.

A) *Basalte feldspathique à phénocristaux d'augite et d'olivine.*

*Phénocristaux.* — Les basaltes appartenant à ce premier type possèdent le plus souvent des phénocristaux automorphes d'augite et d'olivine. Cependant, dans certaines coulées, les phénocristaux appartiennent uniquement soit à l'olivine (coulée inférieure de St-Laurent-sous-Coiron, de Mirabel, de St-Jean-le-Centenier), soit à l'augite (troisième coulée entre La Fare et Peyrolle au Nord d'Aubignas, dyke à 500 mètres au Nord-Est des Molières).

*Olivine.* — L'olivine possède ses formes ordinaires en losanges et en prismes. Les cristaux sont compris entre 0,30 mm (basalte dans les tufs du château de Rochessauve) et 2,15 mm (dyke de Vaugourde), leurs dimensions moyennes oscillent entre 0,50 mm et 1 mm. Elle est parfois d'une fraîcheur remarquable (coulée reposant sur les alluvions fluviales à Aubignas), mais elle présente le plus souvent un début d'altération ferrugineuse, et dans certains cas elle est complètement transformée en iddingsite (coulée inférieure miocène, du château de Rochessauve) ou en produits serpentineux (coulées au Nord des Molières).

*Augite.* — L'augite de la plupart des basaltes du Coiron est une augite titanifère, avec un pléochroïsme dans les teintes rose-mauve. Outre les grands phénocristaux de l'ordre du centimètre dans les basaltes porphyriques (signal du Fau), on rencontre, en lames minces, des cristaux dont les dimensions moyennes oscillent entre 0,50 mm et 1,50 mm. Un certain nombre de cristaux sont zonés, d'autres présentent la structure en sablier.

Les petits phénocristaux d'olivine et d'augite, dans la plupart des cas, passent progressivement aux granules et aux microlites.

*Pâte.* — La pâte de ce type de basalte est essentiellement constituée par un feutrage de microlites de plagioclase appartenant le plus souvent au labrador, dont le pourcentage en anorthite varie de 50 % (basalte dans le conglomérat du Ranc) à 65 % (basalte sur les tufs de Vaugourde), et plus rarement à l'andésine (dyke qui descend vers le cimetière de Sceautres).

On trouve tous les intermédiaires entre les microlites de petite taille (coulée inférieure de St-Laurent, de Mirabel, coulée n° 2 au Nord-Ouest d'Aubignas) et ceux en baguettes pouvant atteindre 1 mm (coulée supérieure à l'Ouest de Rochessauve). Dans certains cas, ces microlites, par leur arrangement dans la pâte, présentent une structure fluidale à tendance intersertale (coulée sur tufs à Vaugourde) ou une structure doléritique poecilitique (signal du Fau). Aux microlites de plagioclases s'ajoutent partout les granules d'olivine, d'augite et de magnétite.

*Accessoires.* — Quelques paillettes de biotite (coulée n° 1 entre La Fare et Peyrolle) et quelques phénocristaux de hornblende (dyke au Sud-Est du cimetière de Sceautes).

*Structure.* — Dans ce type de basalte, la structure est partout porphyrique, à pâte microlitique, plus ou moins hyalopilitique.

B) *Basalte porphyrique, peu feldspathique, riche en éléments colorés.*

*Phénocristaux.* — Le basalte du deuxième type est caractérisé par la présence de cristaux automorphes d'olivine et d'augite, souvent titanifère, dans certains cas l'olivine est seule (coulée inférieure au Nord-Ouest d'Aubignas), ailleurs elle est absente et seule l'augite est représentée en phénocristaux (coulée à un kilomètre au Nord de Taverne, coulée à 500 m au Nord-Ouest de la Prade). Les phénocristaux d'augite et d'olivine offrent les mêmes caractères de dimension et d'altération que dans le type précédent; il est donc inutile d'y revenir.

*Pâte.* — La prédominance des granules et microlites d'augite et d'olivine sur ceux du plagioclase distingue nettement les basaltes que nous rattachons à ce deuxième type. Les granules d'augite titanifère sont parfois plus nombreux que ceux d'olivine (dyke traversant les brèches du Ranc, dyke au Sud-Est du Vernet). Le nombre de microlites de plagioclases (labrador ou andésine) exprimés est parfois si petit que l'on a affaire à de véritables *basaltes limburgitiques* (coulée inférieure au Nord-Ouest d'Aubignas, dyke au Nord-Est de St-Jean-le-Centenier, dyke traversant les tufs du château de Rochessauve). Dans certains cas, les microlites de plagioclase, bien que rares, atteignent 0,42 mm et enveloppent poecilitiquement des granules d'augite (dyke traversant les brèches du Ranc). Aux microlites d'augite, d'olivine et de plagioclase s'ajoutent partout les granules de magnétite qui sont parfois disséminés dans toute la pâte à l'état de fine poussière (coulée à un kilomètre au Nord de Taverne).

*Structure.* — Porphyrique, à pâte microlitique plus ou moins hyalopilitique.

C) *Basalte sans phénocristaux, uniquement microlitique.*

E. JÉRÉMINE (1927, p. 5) signale un type de basalte qui est une variété aphyrique et vitreuse du basalte porphyrique, que l'on rencontre sous les tufs du massif de Gourdon. Le basalte du dyke situé au village même du château de Rochessauve, appartient à ce type. C'est un basalte noir, compact, qui en lame mince apparaît essentiellement constitué par des microlites d'andésine à 46 % an. qui présentent, à l'échelle microlitique, la structure intersertale. Dans le verre, assez abondant, sont noyés des granules d'olivine, de magnétite et d'augite non titanifère.

*Structure.* — Microlitique, à tendance doléritique intersertale, moyennement hyalopilitique.

La majorité des basaltes du Coiron peuvent être rattachés à l'un des trois types que nous venons de décrire. Il existe cependant quelques termes de passage entre le deuxième et le troisième type. Parmi ceux-ci on peut citer la lave du Goulet de la Soulière, au Sud du col de l'Escrinet (E. JÉRÉMINE, 1927, p. 6), celle de la coulée n° 4 entre les fermes de La Fare et de Peyrolle, au Nord d'Aubignas, et celle que l'on rencontre dans les tufs de base derrière le château de Rochessauve. Ces basaltes contiennent quelques rares petits phénocristaux d'augite titanifère et d'olivine (basalte dans les tufs du château de Rochessauve) ou uniquement de petits et rares cristaux d'olivine plus ou moins altérée en produits ferrugineux (goulet de la Soulière, coulée n° 4 au Nord d'Aubignas). La lave du Goulet de la Soulière a, en outre, des cristaux de hornblende basaltique. La pâte, très fine, est constituée par des microlites de labrador à 58 % an., peu abondants (coulée n° 4 Nord d'Aubignas), et par de très nombreux microlites d'augite, auxquels s'ajoutent quelques granules d'olivine et ceux de magnétite. Les cavités de ces laves sont parfois remplies de christianite (goulet de la Soulière) ou de chabasié, cette dernière en cristaux maclés par pénétration (basalte dans les tufs du château de Rochessauve). Le verre, noir ou gris, est relativement abondant dans ces termes de passage.

## CHAPITRE VII

## PETROCHIMIE DU VOLCANISME DU COIRON

L'étude pétrochimique détaillée du volcanisme du Coiron aurait nécessité un grand nombre d'analyses chimiques et aurait, par suite, débordé le cadre de notre sujet. Aux six analyses de roches du Coiron, exécutées par **RAOULT**, au laboratoire de **A. LACROIX** et publiées par **E. JÉRÉMINE** (1927), sont venues s'ajouter les cinq analyses effectuées au laboratoire de géologie de Clermont-Ferrand, soit par **F. THÉRON**, soit par **Y. CHALEIL**.

Malgré ce nombre restreint d'analyses, nous avons pu établir les caractères magmatiques des laves du Coiron et les comparer, par suite, aux séries-types et à celles d'Auvergne.

**Les provinces pétrographiques.**

Le terme de *province pétrographique* fut créé par **JUDD**, en 1886, pour désigner un territoire dans lequel les roches éruptives, appartenant souvent à une même période géologique, présentent certains caractères minéralogiques spéciaux qui font ressortir leurs liens de parenté et permettent de les considérer comme issues d'un magma commun.

Le développement de la pétrochimie a permis, par la suite, de préciser la notion de province pétrographique. **HARKER**, **BECKE**, puis **NIGGLI**, ont montré que les séries calciques, ou calco-calciques, caractérisaient les régions plissées géosynclinales, tandis que les séries alcalines se rencontraient dans les aires continentales à tectonique cassante. Les premières se situent principalement dans les chaînes plissées circum-Pacifique, et les secondes dans les aires tabulaires du bassin de l'Atlantique. Les séries calco-alcalines furent, par suite, classées dans la *province pacifique* et les séries alcalines dans la *province atlantique*.

Cette division en deux groupes a paru, à divers auteurs, assez arbitraire; de fait, **PEACOCK** (1931), en se basant sur l'indice de

calco-alkalinité, a pu distinguer quatre provinces; d'autre part, R. MICHEL (1953) a montré que les séries volcaniques d'Auvergne formaient une province pétrographique à cachet régional nettement marqué, intermédiaire entre les provinces atlantique et pacifique de NIGGLI.

### Généralités.

Plusieurs méthodes peuvent être employées pour mettre en évidence les caractères magmatiques d'une série volcanique. On peut utiliser :

- les paramètres de NIGGLI;
- les diagrammes de RITTMAN;
- l'indice de calco-alkalinité de PEACOCK.

Ces trois méthodes conduisant à des conclusions identiques, nous avons jugé préférable de n'utiliser que la plus simple d'entre elles : celle préconisée par M. A. PEACOCK (1931). Ceux qui seraient intéressés par les deux premières trouveront tous les renseignements utiles, d'une part, sur les paramètres de NIGGLI et leur utilisation dans le travail de R. MICHEL (1953) et, d'autre part, sur les diagrammes de RITTMAN, dans le *Bulletin volcanologique*, s. II, t. XIV, p. 46, 1953.

### *Indice de calco-alkalinité de Peacock.*

(Alkali-lime index.)

L'indice de *calco-alkalinité* est, par définition, le pourcentage de  $\text{SiO}_2$ , pour lequel les pourcentages, en poids, de  $\text{CaO}$  et de  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  sont égaux. Cet indice se calcule facilement par la méthode graphique. Il suffit de porter en abscisses les pourcentages en poids de  $\text{SiO}_2$  obtenus par les analyses chimiques, et en ordonnées les pourcentages correspondants de  $\text{CaO}$  et de  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ . Les courbes représentant les fonctions de  $\text{CaO} = (f) \text{SiO}_2$  et  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = (f) \text{SiO}_2$  se coupent en un point, dont la valeur de l'abscisse, exprimée en pourcentages de  $\text{SiO}_2$ , est par définition l'*indice de calco-alkalinité* du magma. Un simple coup d'œil sur le graphique représentant les variations de ces deux fonctions montre que plus les pourcentages en  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  seront élevés, plus l'abscisse du point de rencontre des deux fonctions sera petite; en d'autres termes, plus l'alkalinité est grande, plus le pourcentage de  $\text{SiO}_2$  du point d'intersection des deux courbes (indice de calco-alkalinité) est petit.

PEACOCK (1931) a, d'après les valeurs de cet indice, divisé les séries volcaniques en quatre *séries pétrographiques*, indiquées dans le tableau suivant.

Série pétrographique :	Indice de calco-alkalinité :
alcaline .....	indice < 51
alcalino-calcique .....	51 < indice < 56
calco-alcaline .....	56 < indice < 61
calcique .....	61 < indice

#### Place de la série du Coiron.

L'indice de calco-alkalinité de la série du Coiron (fig. 19), calculé de la façon indiquée ci-dessus, est de 49. Le volcanisme du Coiron appartient donc à un magmatisme plutôt alcalin, mais on peut encore le classer dans les séries intermédiaires, entre les types extrêmes : *pacifique* (calco-alkalin) et *atlantique* (alcalin) de NIGGLI.

#### Comparaison de la série volcanique du Coiron avec celles d'Auvergne.

Ainsi que l'ont montré J. JUNG (1946) et R. MICHEL (1953), les séries volcaniques de Limagne, des Monts-Dores et de la chaîne des Puys sont intermédiaires au point de vue magmatique, entre les provinces pacifique et atlantique de HARKER et BECKE. Par ailleurs, la tendance calco-alcaline s'accroît depuis l'Oligocène (Limagne) jusqu'au Quaternaire (chaînes de Puys). Les indices d'alkalinité des trois séries d'Auvergne se situent entre 51 et 53. La série de la Limagne se place à la limite des séries alcaline et alcalino-calcique, tandis que celles des Monts-Dores et de la chaîne des Puys se rangent franchement dans la série alcalino-calcique.

La série du Coiron, comme nous l'avons vu, avec un *indice de calco-alkalinité de 49*, est nettement plus alcaline que la série de la Limagne et doit être placée dans la série alcaline de PEACOCK. Le tableau ci-dessous indique la position des indices d'alkalinité des régions volcaniques d'Auvergne et du Coiron.

Les figures 19 et 20 donnent les diagrammes de PEACOCK permettant de calculer l'indice de calco-alkalinité.

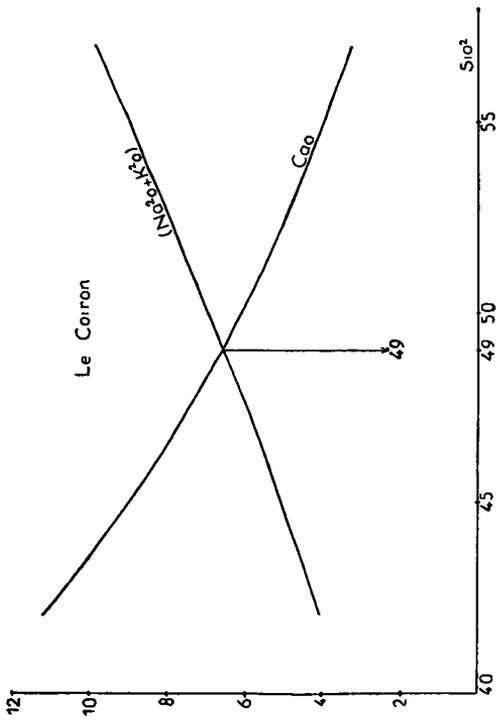
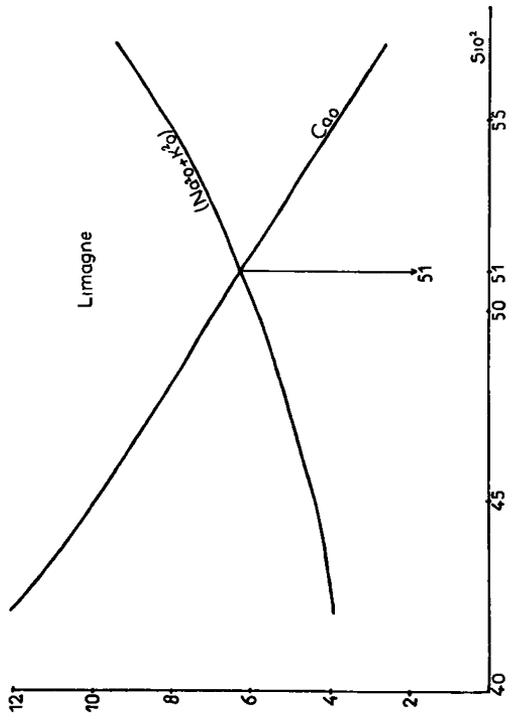


Fig. 19. — Diagrammes de Peacock pour le calcul de l'indice de calco-alkalinité des séries volcaniques de Limagne et du Corron.

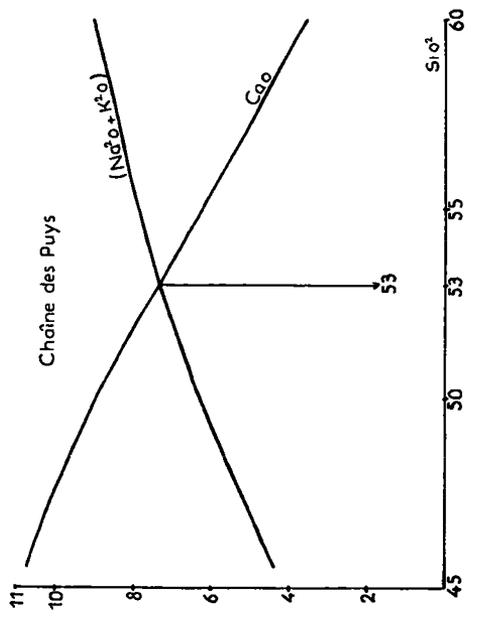
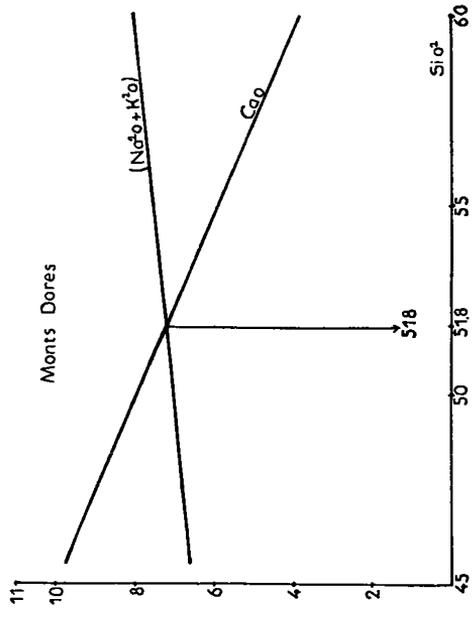


Fig. 20. — Diagrammes de Peacock pour le calcul de l'indice de calco-alkalinité des séries volcaniques des Monts-Dores et de la chaîne des Puy (d'après R. MICHEL [1953] et R. BROUSSE [1954]).

*Indice d'alcalinité des séries volcaniques  
d'Auvergne et du Coiron.*

Classification de PEACOCK.

(D'après R. MICHEL (1953) et R. BROUSSE (1954), modifié par  
l'adjonction de la série du Coiron.)

Séries pétrographiques	Indice de calco- alcalinité théorique	Provinces pétrographiques d'Auvergne et du Coiron
calcique	... 61 ...	
calco-alcaline	... 56 ...	
alcalino-calcique	... 51 ...	... 53 ... série de la chaîne des Puys ... 51,8 ... série des Monts-Dores ... 51 ... série de la Limagne
alcaline		... 49 ... série du Coiron

**Conclusions.**

L'étude pétrographique et pétrochimique du Coiron, bien que très succincte, nous a permis de constater que :

1° Dans les laves du Coiron — dont le type le plus représentatif est donné par les basaltes à olivine qui constituent la majeure partie de ce plateau — il y a une prédominance très nette et constante (à l'exception de la doréite qui n'a été rencontrée qu'en un seul dyke) des éléments colorés.

2° Le volcanisme du Coiron présente une remarquable unité, attestée non seulement par la composition minéralogique, mais encore par l'analyse chimique des laves qui, toutes, à l'exception de la doréite, sont caractérisées par le déficit de silice et par la prédominance de la soude sur la potasse.

3° Ce volcanisme est de caractère nettement plus alcalin que les produits qui, à la même époque, ont édifié le massif des Monts-Dores. Il doit, sans doute, se rapprocher au point de vue chimique

de celui du Velay, encore mal connu, mais dont la tendance alcaline est attestée par la *trainée phonolitique* qui s'étend vers le Nord-Ouest depuis le Gerbier des Joncs jusqu'au signal de Miaune, au Nord-Ouest de Chamalières.

4° L'alcalinité des laves mio-pliocènes du Coiron peut, sans doute, s'expliquer par le fait que cette partie de l'Ardèche a été soumise à des mouvements cassants qui ont fracturé la région suivant deux directions principales, approximativement perpendiculaires. Cette contrée a donc subi une tectonique qui l'apparente plutôt à celle des *aires continentales*, à volcanisme alcalin, qu'à la tectonique souple des *régions géosynclinales plissées*, à volcanisme calcique.

---

#### OUVRAGES CITES

##### *Principales abréviations :*

- B.S.C.G.F.** : Bulletin des Services de la Carte Géologique de France et des Topographies souterraines, Paris.  
**B.S.G.F.** : Bulletin de la Société Géologique de France, Paris.  
**C.R.A.S.** : Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences, Paris.  
**C.R.S.G.F.** : Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France, Paris.  
**M.S.G.F.** : Mémoires de la Société Géologique de France, Paris.  
**R.S.N.A.** : Revue des Sciences naturelles d'Auvergne, Clermont-Ferrand.

N. B. — Pour les périodiques, on a indiqué successivement la série, entre crochets, le volume et la pagination.

- BACCONNIER (L.) (1924). — Le Coiron (*Rev. Géogr. alpine*, t. 12, p. 247-332, 14 fig., 5 pl.).  
 BARBIER (R.) (1958). — Quelques faits nouveaux sur la géologie des environs de Montélimar (Drôme) (*C.R.S.G.F.*, n° 15, p. 374).  
 BAULIG (H.) (1928). — Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne, 591 p., 6 fig., 33 phot., 11 pl. hors texte de cartes, profils et coupes. Colin, Paris.  
 BEAUFORT (L.), BRUNEAU (J.), GRÉPIN (A.), JULLIAN (Y.) (1954). — Ampleur de l'érosion pontienne et du comblement pliocène en Camargue (*B.S.G.F.* [6], 4, p. 175-185).  
 BERTUCAT (M.) (1956). — Etude géologique du Haut Vivarais occidental (*Diplôme Etudes Sup.*, Clermont-Ferrand, ronéotypé).  
 BOULAY (N.) (1895). — Notice sur la constitution géologique des environs de Privas (*Rev. Hist. Arch. Litt. et Pitt. du Vivarais*, 25 p., 4 fig., 1 pl. Privas).

- BOULE (M.) (1892). — Description géologique du Velay, 260 p., 70 fig., (*B.S.C. G.F.*, n° 28, t. 4).
- (1896). — Feuille de Privas (*B.S.C.G.F.*, t. 8, 1896-97, n° 53, C. R. Collab., Camp. 1895, p. 109-110).
- (1897). — Feuille de Privas (*ibid.*, t. 9, 1897-98, n° 59, C. R. Collab., Camp. 1896, p. 92-93).
- (1906). — L'âge des derniers volcans de France (*La Géographie. Bull. Soc. Géogr.* [13], n° 3, p. 177-195, 13 fig., 2 pl.).
- HOUT (P.) (1952). — Origine des brèches basaltiques du Puy (*C.R.S.G.F.*, n° 8, p. 135-136).
- (1953). — Les sables à chailles du Monastier (Hte-Loire) (*C.R.S.G.F.*, n° 8, p. 124-126).
- (1958-59). — Enquête géologique et hydrogéologique en Haute-Loire (*Bull. Inst. Nat. d'Hygiène*, t. 13, n° 4, p. 1086-1185, et t. 14, n° 1, p. 217-303).
- BROUSSE (R.) (1954). — Etude pétrographique des Trachy-Andésites du Mont-Dore (*M.S.G.F.*, t. 33, 5, Mém., n° 70, p. 1-36).
- DALMAS (J.-B.) (1872). — Itinéraire du Géologue et du Naturaliste dans l'Ardèche et une partie de la Haute-Loire, 221 p., Paris.
- Den BOER (J.-C.) (1957). — Etude géologique et paléomagnétique des Montagnes du Coiron (*Meded. van het Miner. Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht*, n° 1).
- DENIZOT (G.) (1952). — Le Pliocène dans la vallée du Rhône (*Rev. Géogr. Lyon*, vol. 27, n° 4, p. 327-357, 9 fig.).
- DEPAPE (G.) (1922). — Recherches sur la flore pliocène de la vallée du Rhône (*Ann. Soc. nat. Bot.*, [10], t. 4, p. 73-264, 45 fig., 25 pl.).
- DÉPÉRET (Ch.) (1895). — Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la formation de la vallée du Rhône (*Ann. de Géogr.*, t. 4, p. 432-452).
- EINARSSON TRAUSSI (1945). — Origin of the Basic Tuffs of Iceland (*Acta naturalia islandica*, vol. 1, n° 1).
- FAUJAS DE SAINT-FOND (1778). — Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay, Grenoble-Paris.
- GIRAUD-SOULAVIE (1778-1784). — Histoire naturelle de la France méridionale, 8 vol. in-8°, Nîmes.
- GOGUEL (J.) (1936). — Le hord Cévenol (*C.R.A.S.*, t. 203, p. 1079-1081).
- (1938). — Quelques observations sur la faille des Cévennes (*B.S.C. G.F.*, t. 39, n° 197, C. R. collab., Camp. 1937, p. 164-170).
- GRANGEON (P.) et JODOT (P.) (1954). — Nature et âge des alluvions sous les basaltes du Coiron (*C.R.A.S.*, t. 238, p. 2101-2103).
- GRANGEON (P.) (1955). — Nature et origine des brèches volcaniques du Ranc, près Rochessauve, Ardèche (*C.R.S.G.F.*, n° 11-12, p. 233-237).
- (1955). — Tectonique postpliocène du Massif du Coiron et de ses abords immédiats (*C.R.A.S.*, t. 241, p. 1803-1805).
- GRANGEON (P.) et JODOT (P.) (1956). — Mollusques pliocènes des sables volcaniques fluviaux de Mirabel, Ardèche (*Ann. de l'Univ. de Lyon*, section C., fasc. 9, p. 47-72).
- GRANGEON (P.) et MICHEL (R.) (1957). — Bombes volcaniques intraformationnelles dans les pépérites de la montagne d'Andance, Massif du Coiron, Ardèche (*C.R.A.S.*, t. 244, p. 2627-2629).
- (1958). — La pépérite à ciment de diatomite de la montagne d'Andance, Massif du Coiron, Ardèche (*B.S.G.F.* [6], t. 7, p. 737-750).
- GRANGEON (P.) (1958). — Contribution à l'étude de la paléontologie végétale du Massif du Coiron, Ardèche, 301 p., 43 pl. texte, 7 fig. texte, 1 carte hors texte, 7 pl. hors texte (*Mém. Soc. Hist. nat. d'Auvergne*, n° 6).
- (1959). — Sur une couche d'altération climatique miocène de la région du Coiron, Ardèche (*C.R.A.S.*, t. 248, p. 1370-1372).
- JÉRÉMINE (E.) (1927). — Laves et filons du bas Vivarais (*Bull. Volcanologique*, n° 11-12, p. 93-108).

- JOURDAN (1867). — Aperçu géologique et paléontologique sur Vals et ses environs (*Bull. Soc. Sciences nat. et hist. de l'Ardèche*, n° 4).
- JUNG (J.) (1946). — Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins (*Mém. Carte Géol. de la Fr.*, Imprimerie Nationale, Paris).
- LACAN (A.) (1953). — Caractères pétrographiques des brèches du Puy-en-Velay (*R.S.N.A.*, vol. 19, p. 49-56).
- LACROIX (A.) (1923). — Minéralogie de Madagascar, t. 3, Société d'éditions géographiques, 8, 450 p.
- LACROIX (A.) et BLONDEL (F.) (1927). — Sur l'existence dans le Sud de l'Annam d'une pépérite résultant de l'intrusion d'un basalte dans un sédiment à diatomées (*C.R.A.S.*, t. 184, p. 1145-1148).
- MICHEL (R.) (1953). — Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la grande Limagne (*Mém. Soc. Hist. Nat. d'Auvergne*, n° 5, Clermont-Ferrand).
- MUNIER-CHALMAS (1896). — Sur les terrains tertiaires qui bordent le Plateau Central entre Tournon et la Voulte (*B.S.G.F.* [3], t. 24, p. 653-655).
- PEACOCK (M. A.) et TYRRELL (1926). — The petrology of Iceland; Part I: The Basic Tuffs (*Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, vol. 55, part I, n° 3).
- PEACOCK (M. A.) (1931). — Classification of igneous rocks series (*Journal Géol.*, 39, p. 54-67).
- RECH-FROLLO (M.) (1952). — Origine des brèches dites volcaniques de la région du Puy (*C.R.A.S.*, t. 234, p. 454).
- ROMAN (F.) (1950). — Le Bas Vivarais (*Actualités scientifiques et industrielles, Géologie régionale de la France*, Hermann, Paris).
- ROMAN (F.) et GOGUEL (J.) (1936). — Les failles des environs de Privas (*C.R.S.G.F.*, n°s 1 et 2, p. 14-16).
- ROMAN (F.), LONGCHAMBON (H.), VIRET (J.) (1937). — Excursion géologique interuniversitaire à Lyon, dans la Drôme et en Ardèche. Lyon, Bosc et Riou.
- RUTTEN (M. G.) et den BOER (J. C.) (1954). — Inversion de l'aimantation dans les basaltes du Coiron (*C.R.S.G.F.*, n°s 5 et 6, p. 106).
- SANITAS (C.) (1957). — Etude du socle cristallin de la partie sud-est du Vivarais (*Diplôme Etudes Sup.*, Clermont-Ferrand, ronéotypé).
- TORCAPEL (A.) (1882). — Le plateau des Coirons (Ardèche) et ses alluvions sous-basaltiques (*B.S.G.F.* [3], t. 10, p. 406-421, 2 fig.).
- Van den BROECK (J.) (1948). — La « Diatomite » (Kieselgur). Les diatomées et leur emploi dans l'industrie. Société des silices fossiles de France, Paris.
- WALTERSHAUSEN (Von) (1853). — Uber die vulkanischen Gesteine in Sicilien und Island un ihre submarine Umbildung (*Göttingen Studien*, t. 34, p. 202, 204).