

# GEOLOGICA ULTRAIECTINA

*Mededelingen van  
het Mineralogisch-Geologisch Instituut der Rijksuniversiteit  
te Utrecht*

No. 6

LE VOLCANISME DE LA REGION D'AGDE  
Herault, France

J. B. KLOOSTERMAN

11. 1. 78

## GEOLOGICA ULTRAIECTINA

- No. 1 Boer, J. C. den, 1957: Etude géologique et paléomagnétique  
des Montagnes du Coiron, Ardèche, France . . . . . *f* 7.50
- No. 2 Landewijk, J. E. J. M. van, 1957: Nomograms for geological  
problems (with portfolio of plates) . . . . . *f* 10.—
- No. 3 Palm, Q. A., 1958: Les roches cristallines des Cévennes mé-  
dianes à hauteur de Largentière, Ardèche, France . . . *f* 12.50
- No. 4 Dietzel, G. F. L., 1960: Geology and permian paleomagnetism  
of the Merano Region, province of Bolzano, N. Italy . . . *f* 5.—
- No. 5 Hilten, D. van, 1960: Geology and permian paleomagnetism  
of the Val-di-Non Area, W. Dolomites, N. Italy (in press)
- No. 6 Kloosterman, J. B., 1960: Le volcanisme de la région d'Agde,  
Herault, France . . . . . *f* 10.—

„Geologica Ultraiectina” is een ongeregelde serie, hoofdzakelijk bestemd voor het opnemen van dissertaties afkomstig uit het Mineralogisch-Geologisch Instituut der Rijksuniversiteit te Utrecht.

„Geologica Ultraiectina” is een voortzetting der „Geologisch-Geografische Mededelingen: Geologische reeks”, welke uitgave in 1947 gestopt is.

„Geologica Ultraiectina” wordt toegezonden aan alle instellingen die ruilverkeer onderhouden met het Utrechtse instituut. Losse nummers zijn — voor zover de voorraad strekt — verkrijgbaar bij de administratie van het instituut, Oude Gracht 320, Utrecht.

„Geologica Ultraiectina” est une série irrégulière de mémoires qui vise essentiellement à publier des thèses de doctorat en Sciences présentées au „Mineralogisch-Geologisch Instituut” de l’Université d’Etat d’Utrecht.

„Geologica Ultraiectina” continue la série des „Geologisch-Geografische Mededelingen: Geologische Reeks”, achevée en 1947.

Tout laboratoire faisant des échanges de publications avec l’institut d’Utrecht recevra „Geologica Ultraiectina”. Les exemplaires disponibles sont déposés chez l’administrateur de l’institut, Oude Gracht 320, Utrecht.

„Geologica Ultraiectina” is an odd series with the main purpose of publishing D. Sc. theses from the „Mineralogisch-Geologisch Instituut” of the Utrecht State University.

„Geologica Ultraiectina” is a continuation of the „Geologisch-Geografische Mededelingen: Geologische Reeks”, which came to an end in 1947.

„Geologica Ultraiectina” is sent to all departments which exchange publications with the Utrecht institute. Separate copies — when available — may be obtained from the administrator of the institute, Oude Gracht 320, Utrecht.

# GEOLOGICA ULTRAIECTINA

*Mededelingen van  
het Mineralogisch-Geologisch Instituut der Rijksuniversiteit  
te Utrecht*

No. 6

LE VOLCANISME DE LA REGION D'AGDE  
Herault, France

J. B. KLOOSTERMAN

1960

DRUKKERIJ UTRECHTSCH NIEUWSBLAD (HOLLAND)

**Ce mémoire a fait l'objet d'une thèse de doctorat en Sciences à l'Université  
d'Etat d'Utrecht.**

**Promotor: Prof. Dr. D. J. Doeglas**

## SAMENVATTING

De zuidelijkste manifestaties van het middelfranse vulcanisme hebben plaats gevonden in het pliocene bassin van Agde, dat voornamelijk aan het eind van het Astien opgevuld is met een plaatselijk bijna 100 m dikke laag klei, zand en grind.

In de hier volgende studie wordt de geschiedenis van deze manifestaties nagegaan.

De zware-mineralen analyse is een onmisbaar hulpmiddel gebleken om de petrographische verschillen van de pyroclastische sedimenten te vinden; soms blijkt uit hun ligging alleen niet duidelijk van welke vulkaan zij afkomstig zijn. In andere sedimenten kan met deze methode gemakkelijk de vulcanische invloed bepaald worden.

Aan de reeds bekende vulcanen met duidelijke eruptiepunten moet de vulkaan van Vias toegevoegd worden, die een abnormaal explosief karakter had en zich petrographisch van de omliggende vulcanen van Agde, Roque-Haute en St. Thibéry onderscheidt door de aanwezigheid van peridotiet-, augitiet- en hoornblendietnodulen.

Van de vulcanen tussen de Escandorgue en de zee levert alleen die van Vias belangrijke hoeveelheden hoornblende op.

De tuffen in de onmiddellijke omgeving van het dorp Vias zijn geïnterstratificeerd met zandige kleien waarin zich regelmatig een klein aantal foraminiferen bevindt. Het is onwaarschijnlijk dat deze uit oudere lagen in dit pleistocene sediment zijn gespoeld, zodat ondanks het ontbreken van vergelijkbare sedimenten in de Neder-Languedoc, een pleistocene transgressie, van minstens 14 m hoogte, moet worden verondersteld.

Uit hun stratigraphische ligging blijkt dat de vulcanen van Roque-Haute en St. Thibéry evenals die van Vias uit het midden-Pleistocene dateren, die van Agde vermoedelijk uit het Villafranchien.

In de vulcanische gesteenten tussen de Escandorgue en de zee blijken de volgende wetmatigheden te gelden:

1. Als er peridotiet- en eventueel andere nodulen aanwezig zijn, is de grondmassa glazig en komen werkelijk phenokristen zelden voor; microphenokristen, gewoonlijk in grote hoeveelheden aanwezig, bereiken een grootte van ten hoogste 200 $\mu$ .

## RESUME

L'objet de cette étude est de retracer l'histoire du vulcanisme dans la région d'Agde. Cette appendice sud du Plateau Central volcanique s'est manifesté ici dans une dépression pliocène, qui a été comblée surtout à la fin de l'Astien par de l'argile, du sable et du gravier, atteignant localement une épaisseur de près de 100 mètres.

L'analyse des minéraux lourds nous aide à classer les sédiments pyroclastiques, que, d'après leur seule position, nous ne pouvons pas toujours attribuer à l'un ou l'autre volcan.

C'est une méthode également très apte à déterminer l'influence volcanique dans les autres sédiments.

Le volcan de Vias, dont on ne retrouve pas le point d'émission, doit être ajouté aux volcans déjà connus. Il avait un caractère anormalement explosif et se distingue des volcans qui l'entourent: d'Agde, de Roque-Haute et de St. Thibéry, par la présence de nodules de péridotite, d'augitite et de hornblendite.

Parmi les volcans situés entre l'Escandorgue et la mer celui de Vias, seul, fournit des quantités considérables de hornblende.

Les tufs des environs immédiats de Vias sont interstratifiés avec des argiles sableuses dans lesquelles se trouvent presque toujours une petite quantité de foraminifères. Il semble impossible que ceux-ci seraient originaires de couches plus anciennes que ce sédiment pliocène, si bien que, malgré l'absence de sédiments comparables dans le Bas-Languedoc, on est amené à supposer une transgression pliocène, de plus de 14 mètres d'altitude.

Les volcans de Roque-Haute et de St. Thibéry datent, d'après leur position stratigraphique, du Pliocène moyen; tout comme celui de Vias. Celui d'Agde date probablement du Villafranchien.

Pour les roches entre l'Escandorgue et la mer les règles suivantes sont valables:

1. Si des nodules de péridotite sont présents, la mésostase est vitreuse et il s'y trouve rarement de véritables phénocristaux; les microphénocristaux, d'habitude nombreux, ne dépassent pas 200 $\mu$ .

2. Si une première génération se distingue nettement dans la mésostase, d'habitude cristalline, les

2. Als zich in de, gewoonlijk kristallijne, grond-massa een duidelijke eerste generatie bevindt, zijn de nodulen geheel of bijna geheel verdwenen.

Overgangen tussen de zuivere noduulgesteenten en de phenokristgesteenten komen voor. Zij wijzen erop dat de phenokristgesteenten een later stadium representeren van eenzelfde soort magma als dat waaruit de noduulgesteenten zijn ontstaan.

nodules sont complètement absents ou presque.

On trouve des intermédiaires entre les roches à nodules et les roches à phénocristaux. Ils indiquent que ces dernières représentent une phase plus avancée du même magma qui a produit les roches à nodules.

## TABLE DES MATIERES

<p>SAMENVATTING (Résumé en Hollandais)            — RESUME . . . . . 7—8            TABLE DES MATIERES . . . . . 9            AVANT-PROPOS . . . . . 11—12              But . . . . . 11              Situation, relief . . . . . 11              Communications, population, histoire . . . 11              Moyens de subsistance, climat . . . . . 11              Généralités géologiques . . . . . 12              Nomenclature . . . . . 12              Aperçu historique . . . . . 12              Méthode, cartes, levées . . . . . 12            LA GEOLOGIE NON-VOLCANIQUE . . . 15—21            LE VOLCAN DE VIAS . . . . . 23—44              Résumé . . . . . 23              Généralités . . . . . 23              I. Le sédiment de Vias . . . . . 24              II. Le sédiment entre Vias et le Libron . . 37              III. Le sédiment de la Jourdane . . . . . 38              IV. Le tuf sur le flanc N.E. du Petit Pioch 38              V. Le sédiment appuyé contre le volcan de                Roque Haute . . . . . 39              VI. Le tuf de Médeilhan . . . . . 39              Des traces du Volcan de Vias au N. de Castel-                nau de Guers . . . . . 42              Les minéraux lourds transparents . . . . 43              La pétrographie . . . . . 43              Les formations non-volcaniques . . . . . 44              Correlations, âge . . . . . 44            LE VOLCAN D'AGDE . . . . . 45—54              Résumé . . . . . 45              Généralités . . . . . 45              Le basalte cohérent . . . . . 46              Les tufs . . . . . 47              Les cônes de lapilli . . . . . 49              Pétrographie . . . . . 49</p>	<p>  Les minéraux lourds transparents . . . . . 50              Aimantation . . . . . 52              Les formations non-volcaniques . . . . . 52              Données de deux forages d'eaux . . . . . 54              Date des éruptions . . . . . 54            LE VOLCAN DE ROQUE-HAUTE . . . . . 55—57              Généralités . . . . . 55              Géologie . . . . . 55              Pétrographie . . . . . 56              Les sédiments non-volcaniques . . . . . 56              Date des éruptions . . . . . 57            LE VOLCAN DE ST. THIBERY . . . . . 58—61              Généralités . . . . . 58              Description géologique . . . . . 58              Pétrographie . . . . . 59              Les sédiments non-volcaniques . . . . . 59              Date des éruptions . . . . . 61            LE VOLCAN DE ST. MACAIRE . . . . . 62—63            OBSERVATIONS SUR LES VOLCANS AU            NORD DU BASSIN D'AGDE . . . . . 64—68              Le volcan de Valros . . . . . 68              Le volcan de Tourbes (St. Martial, Riège) . 68              Le tuf d'Alignan-du-Vent . . . . . 66              Les volcans entre Pézenas et Clermont l'Hé-                rault . . . . . 66            LES MINERAUX LOURDS . . . . . 69—74              Les minéraux lourds transparents non-volca-                niques . . . . . 69              Les minéraux lourds transparents volcaniques 71            GENERALITES SUR LES VOLCANS . . . 75—78              Pétrographie . . . . . 75              Les minéraux lourds . . . . . 76              Histoire volcanique . . . . . 78            LITTERATURE . . . . . 79</p>
--	---

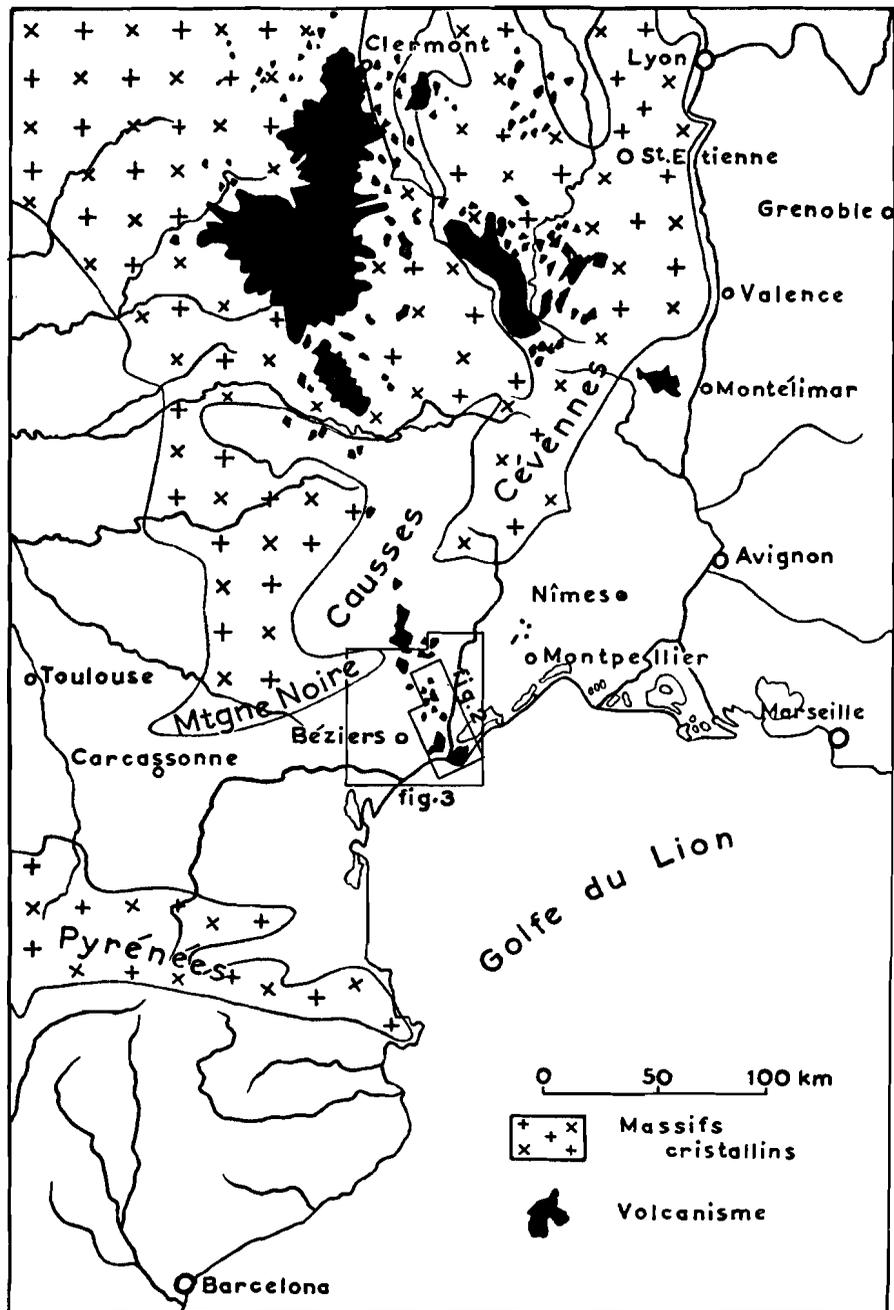


Fig. 1. Situation de la région étudiée

## AVANT-PROPOS

### *But*

La présente étude a pour but de retracer l'histoire des accidents volcaniques qui se sont manifestés dans le bassin pliocène d'Agde. Cette histoire — à l'exception de l'excellent DE ROUVILLE — a, jusqu'à maintenant, suscité peu d'intérêt auprès des géologues. Certains auteurs ont daté — sans trop de preuves — ces accidents volcaniques du début du Plistocène. Cette supposition a parfois même servi à dater les sédiments d'origine non-volcanique.

Nous essayerons de reprendre l'étude à l'aide de ces sédiments, ce qui donne, il est vrai, assez de difficultés; le volcanisme s'est déroulé principalement dans le Villafranchien, pendant lequel a eu lieu le dépôt d'une vaste nappe de graviers fluviaux, et dans le Plistocène ancien, qui a vu l'érosion et le remaniement de cette nappe.

### *Situation, relief*

La région étudiée se situe dans le Bas-Languedoc, au milieu de la plaine côtière qui borde le Golfe du Lion (fig. 1).

Le volcan d'Agde forme un promontoire qui interromp la ligne régulière des côtes.

Au nord d'un cordon littoral sableux s'élève graduellement un paysage à peine ondulé, d'où surgissent seulement quelques monticules d'origine volcanique. La forme conique du Pic St. Loup, qui atteint 111 mètres d'altitude, suggère encore cette origine (voir planche II).

A une quinzaine de kilomètres de la côte — en dehors du bassin d'Agde — commence un paysage de véritables collines, dépassant d'ailleurs rarement 200 mètres d'altitude. Ici également les roches noires volcaniques sont prédominantes, non seulement par leur altitude originelle, mais aussi parce qu'elles ont résisté davantage à l'érosion.

A une trentaine de kilomètres de la côte on quitte les terrains tertiaires; à quelques exceptions près c'est un paysage de plus en plus montagneux que l'on traverse, pour arriver enfin sur les Causses jurassiques et la Montagne Noire cristalline.

### *Communications, population, histoire*

Près de la côte sont serrées d'importantes voies de communication, reliant la vallée du Rhône et la Provence à l'Aquitaine et l'Espagne: la Route Nationale 108-112, le chemin de fer de Nîmes à Narbonne qui fait un petit détour à cause des roches

dures du volcan d'Agde, et le canal du Midi qui évite par quelques „méandres" les volcans d'Agde, de Vias et de Portiragnes.

Déjà aux temps des Romains se trouvait ici la Via Domitiana qui assurait la communication entre l'Espagne et la Métropole; entre St. Thibéry et Florensac on voit encore le pont jeté sur l'Hérault.

La région est assez peuplée; des villages de plusieurs milliers d'habitants sont séparés par des distances de 3 à 7 kilomètres. Entre eux des propriétés vinicoles se situent qui ont parfois l'allure de petites agglomérations.

Les villages sont reliés par de bonnes routes départementales; on y connaît l'électricité et le service des eaux, mais un système d'égouts y manque souvent. Les écuries se trouvent un peu partout dans le village, ce qui attire beaucoup d'insectes.

La population est, du point de vue de race, très mélangée, fait qui n'a rien d'étonnant dans une région où sont passés tant de peuples et tant d'armées. On y perçoit aussi bien l'influence nordique que l'influence sémitique.

L'histoire de la région remonte aux temps grecs. Agde (*Ἀγαθή*) fut fondée en 578 av. J.C. par des Phocéens. Leurs successeurs les plus importants sont les Romains, d'environ 120 av. J.C. à 475 après J.C., et les Visigoths, de 475 à 759; depuis 759 ces contrées étaient plus ou moins sous la dépendance des rois de France.

### *Moyens de subsistance, climat*

La culture de la vigne est, de loin, la plus importante. Chaque village a sa cave coopérative, d'où sortent de grandes quantités de vin ordinaire.

Les vignes occupent à peine la moitié des terres situées au dessus des roches volcaniques, plus élevées et plus perméables. Les collines villafranchiennes sur la rive gauche du Libron sont également trop sèches pour l'agriculture.

Les roches volcaniques cohérentes et la „pouzzolane" sont exploitées, comme matériau de construction, dans d'importantes carrières à Agde, à St. Thibéry, et, plus vers le nord, à Lézignan-la-Cèbe. Le sable de l'Astien marin, qui descend vers le milieu du Bassin d'Agde et vers le sud, présente une certaine importance pour le Service des Eaux. L'eau est faiblement artésienne dans le sud. D'autres facteurs économiques importants sont l'ostréiculture dans l'étang de Thau, la pêche dans la Méditerranée, et le tourisme.

Le climat est doux et humide, à cause de la proximité de la mer.

### *Généralités géologiques*

Les volcans étudiés forment la partie sud de la zone volcanique qui traverse les Causses et le Bas-Languedoc en direction nord-sud, et qui, à son tour, est un appendice sud du volcanisme du Plateau central.

Dans le bassin d'Agde on peut distinguer les volcans de Vias, d'Agde, de Roque-Haute, de St. Thibéry et de St. Macaire.

Dans les terrains miocènes au nord du bassin on trouve des volcans à Valros, Tourbes, Caux-Nizas, et autour de Fontès.

Les sédiments les plus anciens dans le bassin datent de l'Astien. Au nord, entre le bassin et les terrains primaires de Cabrières et de Faugères, c'est surtout le Miocène qui joue un rôle important.

### *Nomenclature*

Les principales roches volcaniques sont les roches cohérentes des coulées et des necks, les lapilli, les tufs, et les brèches agglomérés. La nomenclature proposée par WENTWORTH et WILLIAMS (1932) servira pour ces roches. Le mot „basalte” sera seulement pris dans son sens pétrographique; on y ajoutera le mot „cohérent” ou „compact” quand il s'agira de roches effusives ou intrusives qui n'ont pas perdu leur cohésion, ou seulement sur les fissures de retraite.

Le Villafranchien sera regardé comme faisant partie du Quaternaire, comme il a été proposé au Congrès Géologique de Londres (1948).

### *Aperçu historique*

C'est surtout DE SERRES qui a attiré l'attention sur le volcanisme du Bas-Languedoc. Ses études (1809, 1860, 1861; ces deux dernières en coopéra-

tion avec CAZALIS DE FONDOUCE) montrent peu d'exactitude dans les observations et présentent parfois des interprétations contradictoires. Tout autres sont les travaux de DE ROUVILLE (1869, 1894). Sa carte géologique n'a jamais été surpassée pour ce qui concerne les terrains volcaniques.

Les publications de DEPERET (1897, 1902, 1906) sont surtout importantes pour les terrains sédimentaires, tout comme l'étude de FEUGUEUR (1955).

### *Méthode, cartes, levées*

Il est souvent impossible de faire des plaques minces des roches volcaniques: les tufs, les cendres, les brèches sont trop friables. C'est pour cela que le contenu en minéraux lourds des sédiments pyroclastiques de chaque volcan a été examiné. Les sédiments d'origine non-volcanique ont été examinés par la même méthode; de cette manière, un changement brusque et artificiel dans les données sur ces deux genres de sédiments a pu être évité. Les pourcentages relatifs des minéraux lourds transparents ont été fixés pour plus de 300 échantillons en comptant 200 grains situés sur des lignes parallèles; cette méthode, couramment employée en Hollande, est rapide et suffisamment efficace.

Des cartes d'état major ont servi de base topographique: la 1 : 20.000 pour la feuille d'Agde (1951) et de Pézenas, la 1 : 50.000 pour la feuille de Lodève (1889, révisée 1957).

Des vues aériennes, de l'Institut Géographique National à Paris, ont fournis de précieuses données sur l'étendue des roches volcaniques; toutes ces données ont été contrôlées sur le terrain. Les levées géologiques dans le terrain ont été exécutés dans les années 1955 à 1958, les échantillons ont été examinés au Laboratoire Minéralogique-Géologique de l'Université d'Utrecht.

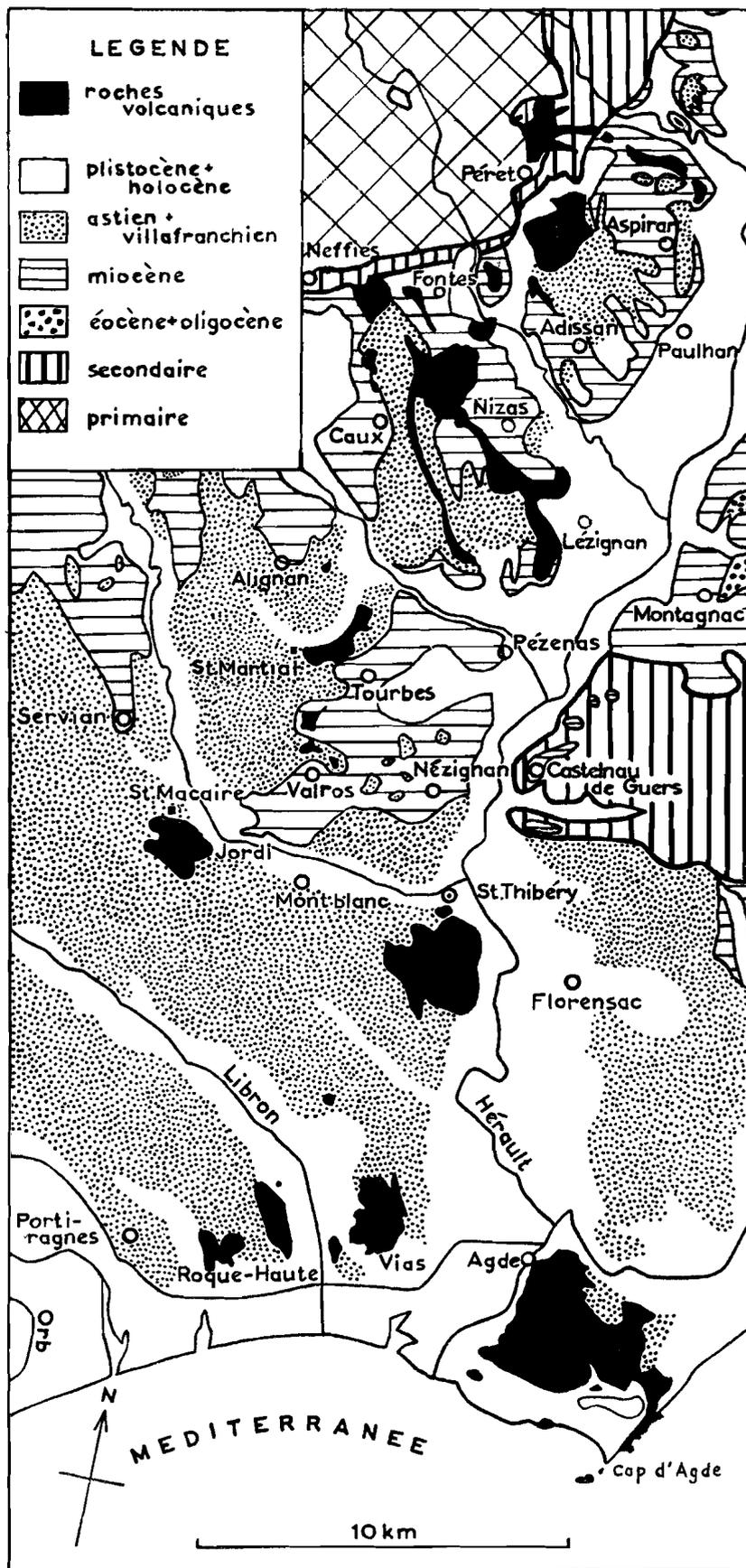


Fig. 2. La situation des volcans

## STRATIGRAPHIE SOMMAIRE DE LA REGION D'AGDE

ETAGE	GEOLOGIE SEDIMENTAIRE	ACTIVITE VOLCANIQUE	DIRECTION de l'AIMANTATION, par rapport au champ terrestre actuel
HOLOCENE	Alluvions récentes, sables littoraux. Erosion.  Remblaiement des basses-vallées.		
PLISTOCENE	Creusement des basses-vallées jusqu'à un niveau inférieur au niveau actuel.  Transgression dans la vallée du proto-Hérault. Genèse du „sédiment de Vias”. Foraminifères.  Concrétions calcaires. Terrasse inférieure. Erosion.  Terrasse intermédiaire. Erosion.	Vias St. Thibéry..... Roque-Haute? .....	parallèle parallèle
VILLA-FRANCHIEN	Terrasse supérieure. Gravier de St. Martial. <i>Elephas meridionalis</i> , <i>Hippopotamus major</i> .  Gravier grossiers, sables, argiles. <i>Mastodon arvernensis</i> .	Tourbes (St. Martial) St. Macaire?  Agde (probable).....  Valros .....	opposée  opposée
ASTIEN	Argiles et sables rouges ou jaunes, avec des lentilles de gravier fin. <i>Rhinoceros leptorhinus</i> , <i>Palaeoryx Cordieri</i> .  Marnes à <i>Potamides basteroti</i> . Foraminifères, Ostracodes.  Sables à <i>Ostrea cucullata</i> . Foraminifères, Ostracodes.	Commencement possible à Agde et à l'ouest de Portiragnes	
PLAISANCIEN	??		
PONTIEN	Erosion.		
VINDOBONIEN	Marnes et sables fins. Foraminifères, Ostracodes. Bancs calcaires à <i>Ostrea crassissima</i> .		

## LA GEOLOGIE NON-VOLCANIQUE

Le bassin pliocène d'Agde est bordé vers l'est par la colline jurassique de Sète, vers le nord par le Crétacé de l'anticlinal de Montpellier qui vient se terminer à Castelnaud de Guers et par les collines miocènes de la région de Pézenas et de Béziers, tandis que la bordure occidentale est formée par le Crétacé de la Clape.

Après une longue période continentale pendant le Tertiaire ancien, le Miocène était largement transgressif. Le grand golfe de la région subalpine s'étendait jusque dans le Bas-Languedoc, et mouillait le pied des Causses et de la Montagne Noire jusqu'au delà de Narbonne.

Aux alentours du bassin étudié on retrouve des couches subhorizontales de marnes et de sables fins du Vindobonien, caractérisé par des bancs à *Ostrea crassissima* Lam.

Nous croyons utile, pour compléter la stratigraphie, de citer ci-dessous un passage de DEPERET (1897, p. 642).

Il décrit, de haut en bas, la succession suivante :

"1. *Marnes bleues compactes (tas bleu)* plus ou moins sableuses et micacées, devenant jaunes par altération.

*Pecten Fuchs* Font. (très voisin de *P. subarcuatus* de Touraine)

— *vindascinus* Font.

— *scabriusculus* Math.

— *Gentoni* Font.

*Anomia costata* Broc.

*Ostrea crassissima* Lam. (bancs importants à plusieurs niveaux).

— *Doublieri* Math. (petite forme plissée).

— *digitalina* Dub.

*Cardium Darwini* Mayer.

*Lucina* cf. *miocenica* Mich.

*Venus*, *Cytherea*, *Lutraria* (nombreuses moules peu déterminables).

*Turritella turris* Bast. var.

*Proto rotifera* Lam.

*Rostellaria dentata* Grat.

*Triton*, *Natica*, etc. (moules indéterminables).

Valves de Balanes.

Pinces de Crabes.

Vers le fond du golfe miocène de la vallée de l'Hérault, près de St. Félix de Lodès, l'abondance des types saumâtres (*Cerithium bidentatum* Grat, *Neritina*) indique l'emplacement d'un ancien estuaire qui correspond visiblement à l'embouchure d'une rivière miocène, située sur l'emplacement de l'Hérault actuel.

2. *Mollasse grésocalcaire* passant à un calcaire lumachelle, parfois même à un calcaire cristallin très dur. Cette assise qui passe en bas progressivement aux marnes bleues, présente des faciès assez variables: tantôt réduite à un banc peu épais, tantôt constituant plusieurs bancs alternant avec les marnes à leur partie supérieure. Le calcaire lumachelle est exploité en quelques points comme calcaire moellon. Il est rempli de débris de fossiles fragmentés, peu déterminables, qui forment parfois la pâte presque entière de la roche.

A Autignac, au pied des Cévennes, cette assise est littéralement remplie de Polypiers, à test spathique d'un blanc éclatant, qui constituent un véritable *récif frangeant* de la mer miocène, sur plus de trois kilomètres de longueur. C'est le plus bel exemple que je connaisse dans toute la France, d'un véritable récif corallien de l'époque miocène.

3. *Calcaire lacustre à Helix Rebouli*. Ici s'intercale une sorte d'accident lacustre d'une remarquable constance dans la région, et qui implique avec évidence une oscillation négative momentanée, bien que fort générale, du fond de la mer miocène. C'est un calcaire lacustre, blanc, compact, parfois un peu travertineux, avec rares fossiles d'eau douce ou terrestres: *Helix Rebouli* Leufroy, *Planorbis Mantelli* Dunker, *Limnoea* sp. (type à dernier tour renflé du groupe *L. Lartetii* Noulet, de Sansan). Sa puissance est variable suivant les points, mais ne dépasse guère 5 à 6 mètres; il manque parfois localement ou du moins il est remplacé par des marnes mollassoïdes d'aspect lacustre.

4. *Mollasse à dragées*. M. de Rouville a donné ce nom imagé à une assise de mollasse grossière, caillouteuse, d'origine marine, qui surmonte, partout, le calcaire lacustre, en particulier dans la région de Pézenas, et témoigne d'un retour de la mer miocène succédant à la phase d'émersion ci-dessus mentionnée. Ce retour paraît s'être fait lentement, sans entraîner aucune discordance sensible. La mollasse à dragées est caractérisée par l'abondance des graviers de quartz blanc de forme amygdaloïde, souvent assez régulière pour suggérer volontiers la comparaison précitée.

Les fossiles de la mollasse à dragées sont en général assez rares et souvent fragmentés ou roulés: entre Paulhan et Adissan, j'ai pourtant recueilli dans des bancs marno-gréseux un peu plus fins: *Ostrea digitalina* Dal., *Pecten* cf. *vindascinus* Font., *Lucina* sp., petit *Cardium* du groupe *turonicum* Mayer; dents de *Lamna*, fragments de palais de *Myliobatis*, etc."

Quelques échantillons ont été pris pour en analyser les minéraux lourds et les foraminifères (pour les foraminifères voir aussi FEUGUEUR 1955, p. 46), sans tenir compte de leur position stratigraphique, puisqu'il s'agissait surtout d'obtenir une image d'ensemble de ce que les marnes et les sables fins avaient pu fournir aux sédiments plus récents en matériau remanié (spécialement au sédiment de Vias). Ces échantillons ont été recueillis sur l'arc de cercle limitant le bassin d'Agde entre Montagnac et Béziers, dans des couches actuellement érodées.

Les minéraux lourds (voir Tableau I) ne peuvent pas nous renseigner sur l'origine de la fraction sableuse, parce qu'on ne sait pas quels minéraux étaient procurés par les régions érodées à l'époque miocène.

Dans les échantillons examinés se trouvaient, en dehors d'une bonne quantité d'ostracodes, les foraminifères suivants (détermination par J. P. H. KAASSCHIETER, Laboratoire Paléontologique de l'Université d'Utrecht) (le nombre d'individus est indiqué derrière le nom d'auteur) :





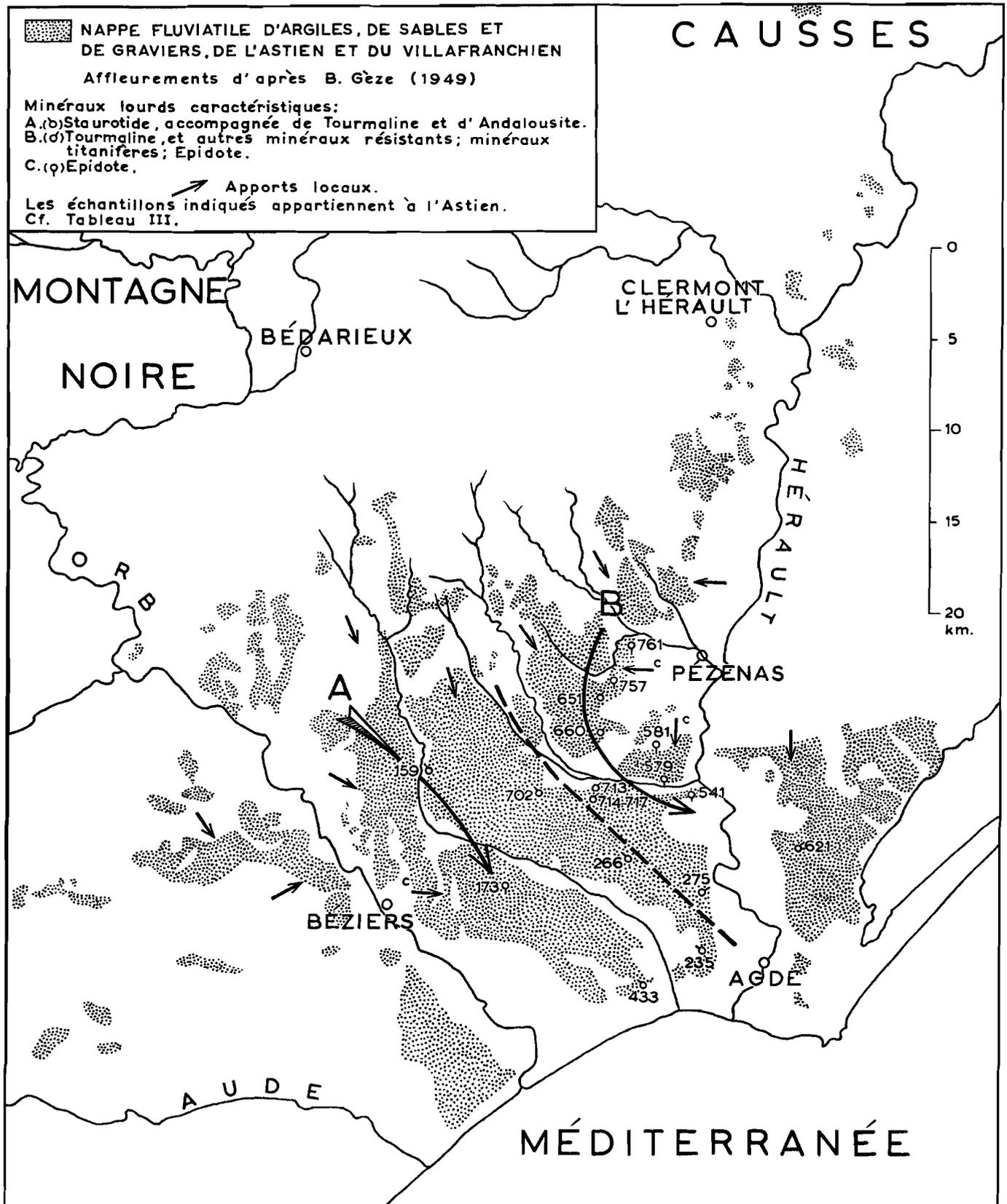


Fig. 3



Entre Montblanc et la Bégude de Jordi, sur la rive droite de la Tongue, petit affluent de l'Hérault, on a recueilli un fragment de machoire de petit Cervidé, probablement *Capreolus australis* de Serres.

MIGUEL (1902) mentionne dans les sables ravins par le ruisseau Réals, à Cessenon: *Limnoea rouvillei* Font., *Planorbis affinis* Michaud, *Planorbis submarginatus* Cristofiori et Jan., *Testacella bruntoniana* de Serres, *Vertigo* sp., *Ferussacia*, *Helix gaspardiana* Paladilhe.

Dans les graviers grossiers ce sont seulement quelques fragments d'une tête de mastodonte, dont une mandibule, qui peuvent nous renseigner sur l'âge de cette assise. Il s'agit de *Mastodon arvernensis* Croizet et Jobert, trouvé aux environs du château de Coussergues. La découverte d'une autre machoire inférieure de ce mastodonte n'a pas de valeur, parce que BLAYAC (1922) fait dans sa description pas de distinction entre les deux nappes, et mentionne des fossiles à des endroits où ils n'ont pas été trouvés.

DEPERET place ces graviers grossiers dans le Villafranchien. Il ne serait pas du tout étonnant, par analogie avec des autres régions dans la partie méridionale de la France, qu'une vaste nappe de graviers grossiers s'avéra d'âge villafranchien, et la découverte du mastodonte vient supporter cette supposition. Les minéraux lourds nous apprennent que le matériau sableux des deux nappes a au moins trois origines. Une première „coulée” vient du nord-ouest, de la Montagne Noire (voir fig. 3 et Tableau III); sa fraction lourde est caractérisée par la staurotide, accompagnée de tourmaline et d'andalousite (A). Une autre „coulée” vient du nord, des Causses et des Cévennes méridionales; sa fraction lourde contient beaucoup de tourmaline, accompagnée d'autres minéraux résistants, de minéraux titanifères et d'épidote (B). Une source locale des sables forme le Miocène, caractérisé par l'épidote (C). Il est remarquable que les deux „coulées” principales semblent à peine se contaminer quand elles se précipitent dans le bassin d'Agde après leur rencontre entre Béziers et Pézenas: leur ligne de séparation reste nettement marquée.

(Au Tableau III figurent seulement les échantillons de l'Astien; le Villafranchien est presque toujours plus ou moins contaminé avec des minéraux volcaniques, et il est souvent difficile d'évaluer si l'on a affaire à du véritable Villafranchien ou à des remaniements postérieurs. En dehors de l'accroissement des minéraux volcaniques on en peut dire cependant à peu près les mêmes choses que de l'Astien. Les sables riches en staurotide se

répandent dans le Villafranchien plus vers l'est, dans la région d'Agde.)

Au nord du bassin d'Agde, à St. Martial, une faune à *Elephas meridionalis* Nesti, *Hippopotamus major* Cuv., *Cervus martialis* Gervais, *Equus* sp., e.a. a été trouvée dans un sédiment graveleux, d'origine probablement volcanique, sur lequel semblent encore superposés une partie des assises fluviatiles villafranchiennes (cf. p. 66).

La plaine graveleuse au sud de Montblanc, paysage caractéristique du bassin d'Agde, est inférieure à la surface supérieure du Villafranchien, dont subsistent quelques restes dans les collines sur la rive gauche du Libron. Aux environs de Coussergues les sommets de ces collines, sur lesquels mène le „Chemin des Poissonniers”, atteignent à peu près 60 m d'altitude. En direction N. E. on traverse d'abord quelques restes d'une terrasse intermédiaire, se trouvant ici à une quarantaine de mètres d'altitude. Ensuite il n'y a que peu de dénivellations: à l'exception du vallon récent du Laval, une terrasse inférieure, avec des altitudes de 25 à 30 m, s'étend jusqu'au volcan de St. Thibéry. C'est sur cette surface que l'on remarque, par endroits, une abondance de concrétions calcaires. A l'ouest de Bessan elle descend à 20 m, au nord de Vias à 10 m; elle se termine au sud de ce dernier village sans avoir tout à fait atteint le niveau des alluvions récentes.

Autour de Vias, un sédiment argileux repose sur la terrasse inférieure; les couches argileuses sont interstratifiées avec des tufs. Les argiles sont d'origine probablement marine; les foraminifères qu'elles contiennent seront décrits p. 34.

Il faut donc supposer qu'après la formation d'une large vallée par un proto-Hérault, la mer y a pénétré — comme dans la vallée de l'Aude —, en formant un golfe entre les collines de Coussergues et de Portiragnes à l'ouest, les collines de Florensac et le volcan d'Agde à l'est. Un autre sédiment marin d'âge pliocène se trouve sur la plage au sud d'Agde; il forme la Roche Notre-Dame.

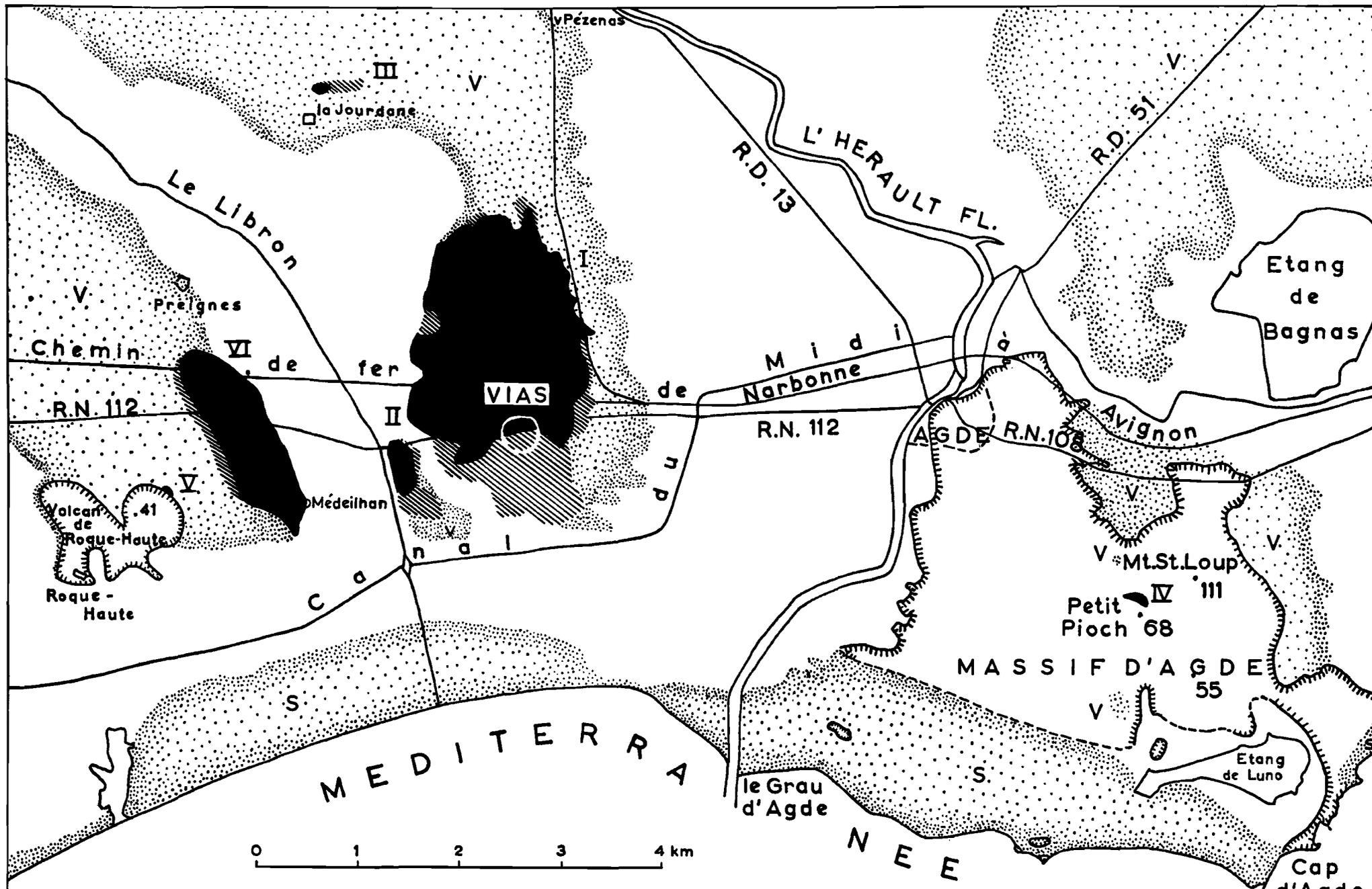
La mer semble s'être retirée ensuite à un niveau bien inférieur au niveau actuel. Sous la vallée de l'Hérault des couches de graviers grossiers descendent, p. ex. au nord d'Agde, à une vingtaine de mètres; sans creusement suivi de remblaiement on n'aurait pu s'attendre à n'y trouver que l'argile et le sable avec du gravier de petit calibre de l'Astien fluviatile.

Du Holocène enfin on peut dater: le remblaiement des basses-vallées, ce qui a causé les vastes

plaines de l'Hérault, entre St. Thibéry, Florensac et Agde, et de l'Orb, entre Villeneuve-lez-Béziers et Valras; les alluvions récentes et la formation du cordon littoral.

Les fleuves actuels ne se trouvent plus serrés entre

les collines de Béziers et de Pézenas, comme l'étaient encore les fleuves torrentiels du Villafranchien. L'Hérault aussi bien que l'Orb se fraie un chemin plus direct, dans les collines miocènes qui avaient été épargnées pendant des érosions antérieures.



■ (I-VI) Tufs du Volcan de Vias

▨ S Sables du cordon littoral actuel

▧ Sols noirs à graviers

▩ V Villafranchien, avec des remaniements postérieurs

🏰 Brescou

## LE VOLCAN DE VIAS

(fig. 4)

### Resumé

Dans un sédiment argilo-sableux à Vias se trouvent des intercalations tuffeuses. Le volcan qui les a produits doit avoir été très explosif parce que les bancs varient peu sur de longues distances.

La distribution des minéraux lourds dans les tufs est très irrégulière; par contre celle dans les argiles sableuses est régulière, de sorte qu'il faut supposer qu'un mécanisme assez constant (la dénudation du volcan) a fourni ces minéraux aux argiles.

Le commencement des éruptions doit avoir été antérieur au dépôt du sédiment, mais le volcan était alors de nature moins explosive, ce qui s'accorde bien avec la présence de foraminifères — qui paraissent avoir vécu sur place — dans les argiles. Une ingression marine dans la vallée d'un proto-Hérault marquerait le début — et peut-être la cause — de la grande explosivité de ce volcan.

Plusieurs autres restes d'érosion du volcan — qui se distinguent par la présence de nodules fragmentés de hornblendite, d'augitite et de périotite — se trouvent dans la région, dont un sur le volcan d'Agde, qui est évidemment plus ancien.

Les sédiments, eux-mêmes fortement érodés, reposent sur une large terrasse formée aux dépens du Villafranchien, de sorte qu'il faut leur attribuer un âge pliocène, ni très ancien ni très récent.

### Généralités

Dans la partie sud du bassin d'Agde se trouvent six unités à sédiments pyroclastiques qui se distinguent des autres roches volcaniques entre l'Escandorgue et la mer par le rôle parfois considérable qu'y jouent les nodules à hornblende.

Ces sédiments n'ont jamais été décrits comme étant le résultat d'un volcan individuel. DE SERRES (1809) les a rattachés aux tufs d'Agde, de St. Thi-

béry, de la Bégude de Jordi, etc., en pensant qu'une nappe ininterrompue avait recouvert jadis la région. DE ROUVILLE (1897) a publié une coupe de la tranchée du chemin de fer à Vias et a fait une très bonne carte; malheureusement il n'a pas donné de description. La carte de DEPERET (1902) a peu de valeur pour les roches volcaniques.

FEUGUEUR (1955, p. 49) considère que le sédiment de Vias est dû à „un remaniement, d'âge quaternaire, des éléments volcaniques antérieurement mis en place”.

Les six unités à sédiments pyroclastiques riches en hornblende sont (voir fig. 4) :

- I. Le sédiment de Vias, s'étendant de Vias à 2 km. vers le nord;
- II. Le sédiment entre Vias et le Libron, séparé de (I) par une faible érosion;
- III. Le sédiment de la Jourdane, situé à quelques centaines de mètres au nord-est du château;
- IV. Le tuf sur le flanc nord-est du Petit Pioch, au-dessus du volcan d'Agde;
- V. Le sédiment appuyé contre le volcan de Roque-Haute;
- VI. Le tuf de Médeilhan, entre le canal du Midi et Preignes.

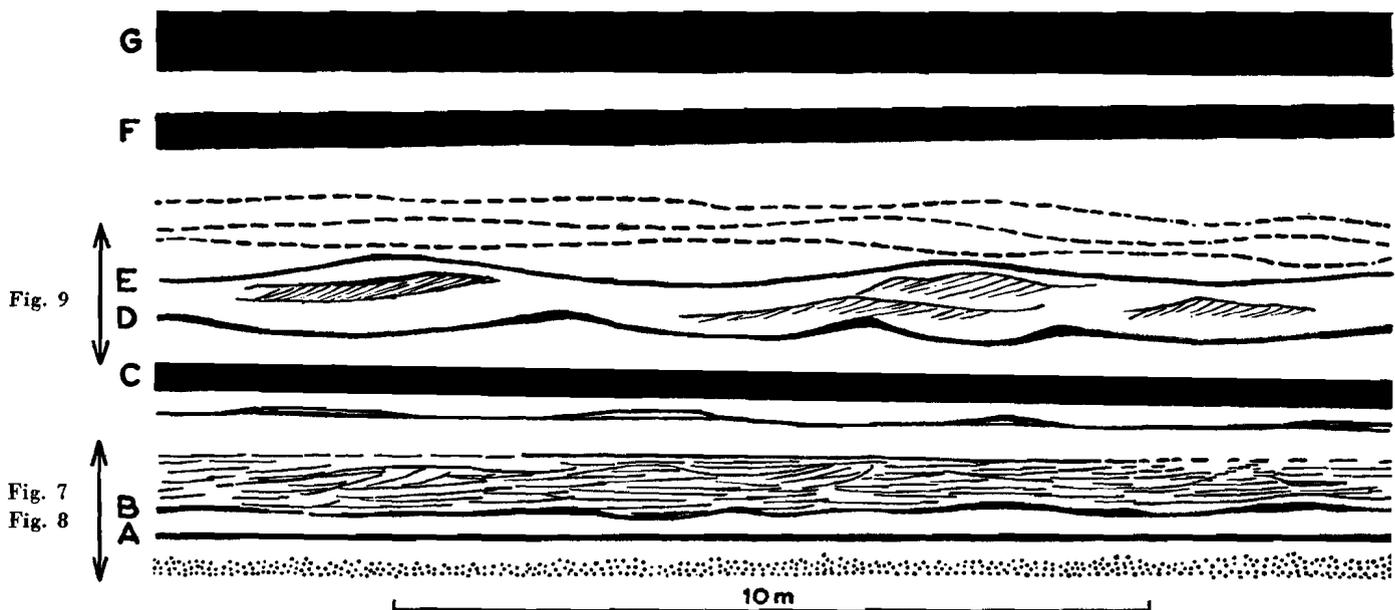
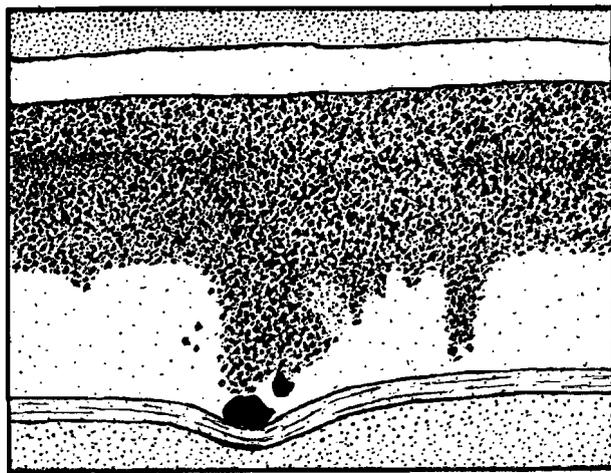


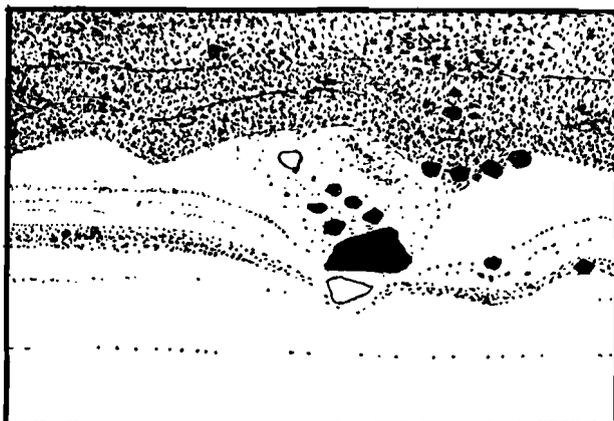
Fig. 6. Coupe schématique des couches inférieures du sédiment argileux à intercalations tuffeuses à Vias.



20cm



20cm



20cm

Fig. 10. Éléments volcaniques grossiers pénétrés dans des couches argileuses.

### I. Le sédiment de Vias

Le bourg de Vias est construit sur la bordure sud d'un sédiment argilo-sableux à intercalations tuffeuses, qui recouvre une superficie de 4 km<sup>2</sup>. La tranchée du chemin de fer de Narbonne à Avignon a fait un affleurement important, qui découvre sur 1500 m une coupe de plusieurs mètres d'altitude. Les rails se trouvent à environ 8 m au dessus du niveau de la mer.

On voit dans le sédiment des ondulations, d'une longueur de 2 à 7 m, qui ont été coupées à peu près perpendiculairement par la tranchée du chemin de fer (les ondulations sont donc allongées en direction nord-sud). Les sommets de ces „mega-ripples" se sont toujours déplacés vers l'est: l'érosion a eu lieu du côté ouest, la résédimentation du côté est. Il est important que l'argile et les lapilli participent autant que la fraction sableuse à ces mouvements. Il s'est bien présenté une certaine séparation des fractions — c'est ce phénomène qui le fait possible de retrouver la direction du mouvement — mais les couches restent toujours mal calibrées, trop mal pour y voir l'effet de l'action du vent. Peut-être c'est un phénomène comparable aux mega-ripples dans le bassin d'Arcachon (van Straaten, 1953).

Les bancs tuffeux s'étendent sans variation importante d'un bout à l'autre de la coupe: ils sont seulement plus épais et un peu plus grossiers à l'ouest qu'à l'est.

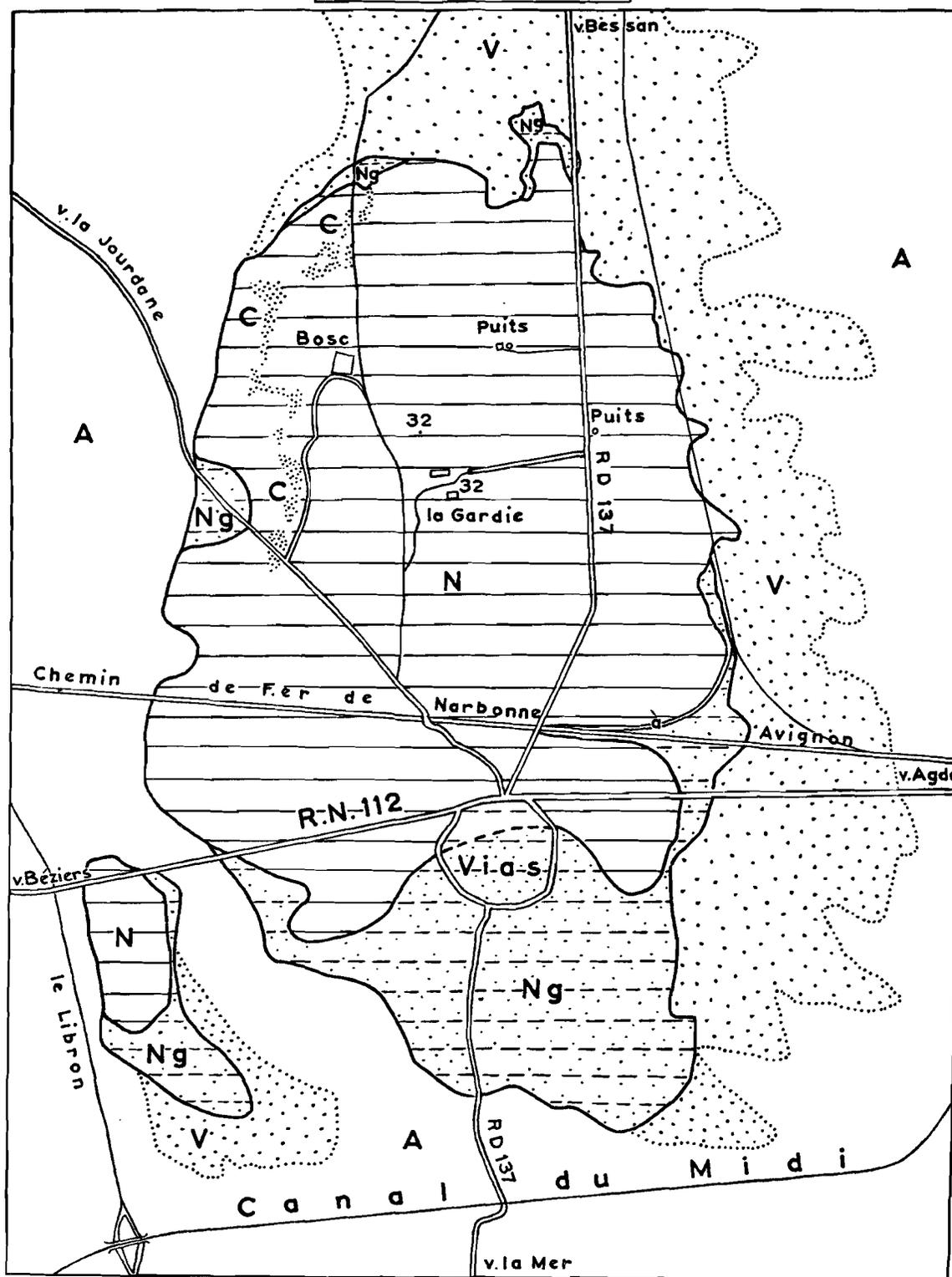
Dans le sens vertical on rencontre toutes les transitions entre tufs purs et argiles sableuses avec très peu de matériau volcanique. *Les tufs primaires* (dans le sens qu'y a attaché LACROIX: produit de projection) sont cependant aisément reconnaissables: les bancs sont durs, leur surfaces inférieures sont irrégulières (cf. fig. 7, 8, 9) et montrent souvent des „apophyses" qui pénètrent dans l'argile sous-jacente et qui sont souvent formées par des éléments plus grossiers (cf. fig. 10).

En dehors de ces bombes il y a un argument de caractère régional pour appeler ces tufs primaires: si les lapilli et les bombes avaient été répandus par des eaux sur toute la surface occupée par le sédiment, on ne pourrait expliquer l'absence des graviers villafranchiens, disponibles en quantités considérables aux alentours de Coussergues où ils atteignent des altitudes de 50 et de 60 mètres, et dont dérive la plupart du matériau sableux non-volcanique du sédiment.

Le tuf de la première éruption fortement explosive (A) affleure seulement à l'est de la tranchée, où le sédiment sous-jacent se trouve un peu plus

# LE SEDIMENT DE VIAS

1km



N : Sédiment argilo-sableux à intercalations tuffeuses.

Ng : Sols noirs à graviers.

Mélange peu profond de „N” et de „V”

C : Blocs calcaires.

A : Alluvions récentes.

V : Graviers et sables villafranchiens, avec des remaniements postérieurs.

Fig. 5

TABLEAU IV

Pourcentages relatifs des minéraux lourds transparents du sédiment de Vias dans la tranchée du chemin de fer.

Numéro	Opaque ou trouble																												
	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Titanite	Staurolite	Diathène	Andalousite	Sillimanite	Epidote etc.	Hornblende etc.	Glaucophane	Corindon	Topaze	Hornbl. basalt.	Angite vert olive	Angite gris brun.	Angite microlith.	Angites diverses	Angite oegirin.	Diopside	Diopside chromif.			Hypersthène	Enstatite	Picotite
201 16	22	4	2	3	1	—	3	45	1	9	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	6	1	sable rouge	altitude de la base du sédiment de —20 à —30 cm	
203 17	15	—	8	—	2	—	—	28	—	2	—	7	—	—	—	—	12	—	11	1	2	—	—	2	3	6	1	argile sableuse	± 1 m
204 9	28	8	6	2	1	—	2	37	—	4	2	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	3	—	—	5	—	gravier	—10 cm	
218 8	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	1	1	5	—	—	11	3	56	17	tuf	± 5 m
235 46	14	10	2	5	1	2	1	34	1	6	2	16	2	—	—	—	2	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	gravier	de —30 à —40 cm
236 42	19	8	4	4	1	1	3	38	—	4	—	14	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	2	—	sable rouge	de —2 à — 10 cm
237 14	3	3	2	—	—	—	—	10	—	1	—	1	1	—	—	—	2	—	—	67	—	—	—	3	1	4	2	tuf	de 0 à +2 cm
238 10	6	—	1	—	—	—	—	8	—	3	—	1	—	—	—	—	2	—	—	69	—	—	—	1	—	6	3	tuf	de 2 à 8 cm
239 42	13	4	7	2	1	1	—	23	—	2	3	11	—	—	—	—	27	—	1	—	—	—	1	2	—	1	1	argile sableuse	de 10 à 16 cm
240 30	5	1	3	1	—	1	—	18	—	4	1	14	1	—	—	—	40	—	1	—	1	—	1	2	—	5	1	argile sableuse	de 24 à 29 cm
241 18	1	1	1	—	1	—	—	12	—	1	—	4	—	—	—	—	38	—	11	10	1	—	—	4	2	13	—	tuf	de 33 à 45 cm
242 22	9	4	6	—	1	—	—	21	—	2	—	7	—	—	—	—	27	—	10	—	—	—	4	2	—	7	—	argile	de 46 à 54 cm
243 23	—	—	1	1	2	—	—	3	—	1	—	3	—	—	—	—	28	—	11	30	—	—	—	3	1	16	—	tuf	de 77 à 79 cm
244 33	7	1	1	1	—	1	—	8	—	1	—	5	1	—	—	—	21	—	4	32	—	—	—	1	2	14	—	tuf	de 86 à 88 cm
245 51	7	10	9	1	—	—	—	14	—	2	—	24	—	—	—	—	18	—	6	1	—	—	—	2	1	5	—	argile	de 90 à 95 cm
246 39	4	4	4	2	2	2	—	24	—	4	—	8	2	—	1	—	18	—	13	4	—	—	—	3	1	4	—	argile	de 124 à 130 cm
247 25	4	3	6	1	—	—	—	14	—	2	—	13	1	—	—	—	14	—	14	12	—	—	—	3	4	9	—	argile sableuse	de 131 à 144 cm
248 37	3	1	2	—	1	—	—	14	—	2	—	11	1	—	—	—	18	—	15	17	2	—	—	3	1	9	—	argile sableuse	de 152 à 157 cm
249 34	5	4	6	2	1	2	1	12	—	2	—	9	—	—	—	—	18	—	17	6	2	—	—	5	—	8	—	calcaire sableux	de 178 à 180 cm
250 13	—	—	1	—	—	—	—	2	—	—	—	2	—	—	—	—	6	—	28	20	9	—	—	6	5	21	—	tuf	de 203 à 206 cm
251 15	3	2	1	1	—	1	—	2	—	—	—	6	—	—	—	—	6	—	23	33	3	—	1	5	3	10	—	tuf	de 225 à 228 cm
252 3	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	5	—	26	22	7	—	—	2	11	23	2	tuf	de 230 à 233 cm
253 34	8	2	3	—	—	—	—	22	—	2	—	16	—	—	—	—	13	—	13	9	1	—	1	1	—	8	1	argile	de 243 à 247 cm
254 9	1	1	2	—	—	—	—	2	—	—	—	2	—	—	—	—	3	—	13	57	1	—	1	5	2	8	2	tuf	de 278 à 280 cm
255 6	—	—	1	1	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	14	—	12	22	6	—	—	8	4	29	1	tuf	de 330 à 335 cm
256 31	5	1	5	3	1	—	—	14	—	1	—	12	1	—	—	—	17	—	10	17	1	—	1	2	—	9	—	argile sableuse	de 360 à 365 cm
257 25	3	1	3	—	—	—	—	4	—	—	—	10	—	—	—	—	17	—	8	33	3	—	—	2	1	15	—	argile sableuse	de 433 à 437 cm
258 7	1	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	1	—	—	—	—	10	—	9	61	—	—	1	1	2	12	—	sable argileux	de 450 à 455 cm
259 8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	23	—	13	32	2	—	—	3	3	21	2	tuf	de 548 à 553 cm
260 20	3	1	1	1	—	1	—	10	—	—	—	5	—	—	—	—	15	—	15	20	3	—	2	5	1	16	1	argile sableuse	de 628 à 633 cm
262 15	1	1	3	—	—	—	—	3	—	1	—	3	—	—	—	—	9	—	20	40	—	—	2	3	1	12	1	tuf	de 672 à 676 cm
263 15	2	1	—	—	—	—	—	3	—	1	—	3	—	—	—	—	21	—	33	6	3	1	—	5	2	18	1	tuf	± 8.25 m
264 15	2	1	1	1	1	—	—	11	—	—	—	4	—	—	—	—	14	1	19	22	1	—	—	3	2	15	2	tuf	± 9.75 m
307 40	12	10	5	4	—	2	—	17	1	4	—	19	—	—	—	—	21	—	—	1	—	—	—	1	—	2	1	argile	de 10,7 à 12,8 cm
308 42	12	5	10	2	—	1	—	15	—	1	—	15	—	—	—	—	31	—	2	—	—	—	1	—	—	5	—	argile sableuse	de 14 à 16 cm
309 41	11	11	9	3	—	1	—	18	—	1	—	19	—	—	—	—	20	—	3	—	—	—	—	1	—	1	2	argile	de 17 à 19 cm
310 40	13	12	6	3	—	2	—	14	1	2	1	16	—	—	—	—	24	—	1	—	—	—	1	—	—	4	—	argile sableuse	de 23 à 24 cm

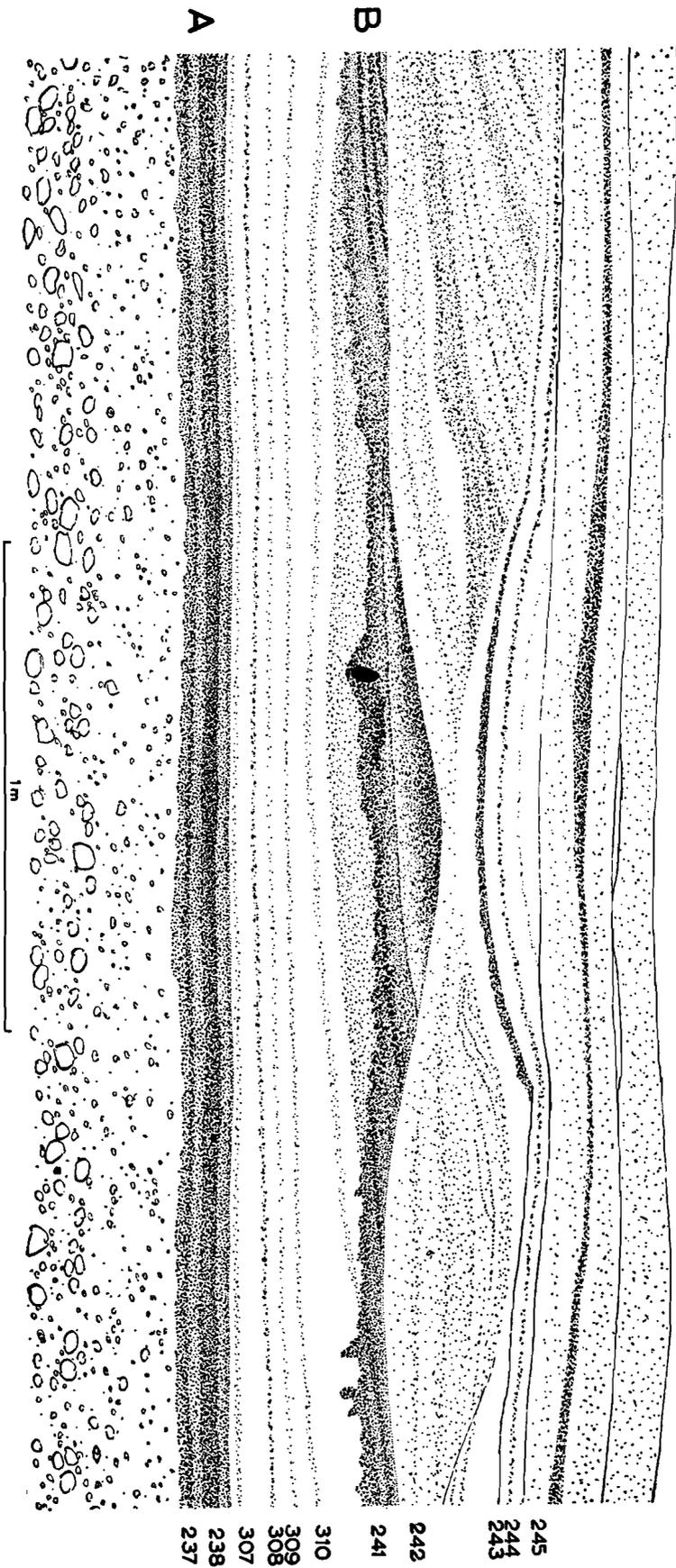


Fig. 7. Détail de fig. 6. La tache noire dans le banc B représente une bombe peridotitique

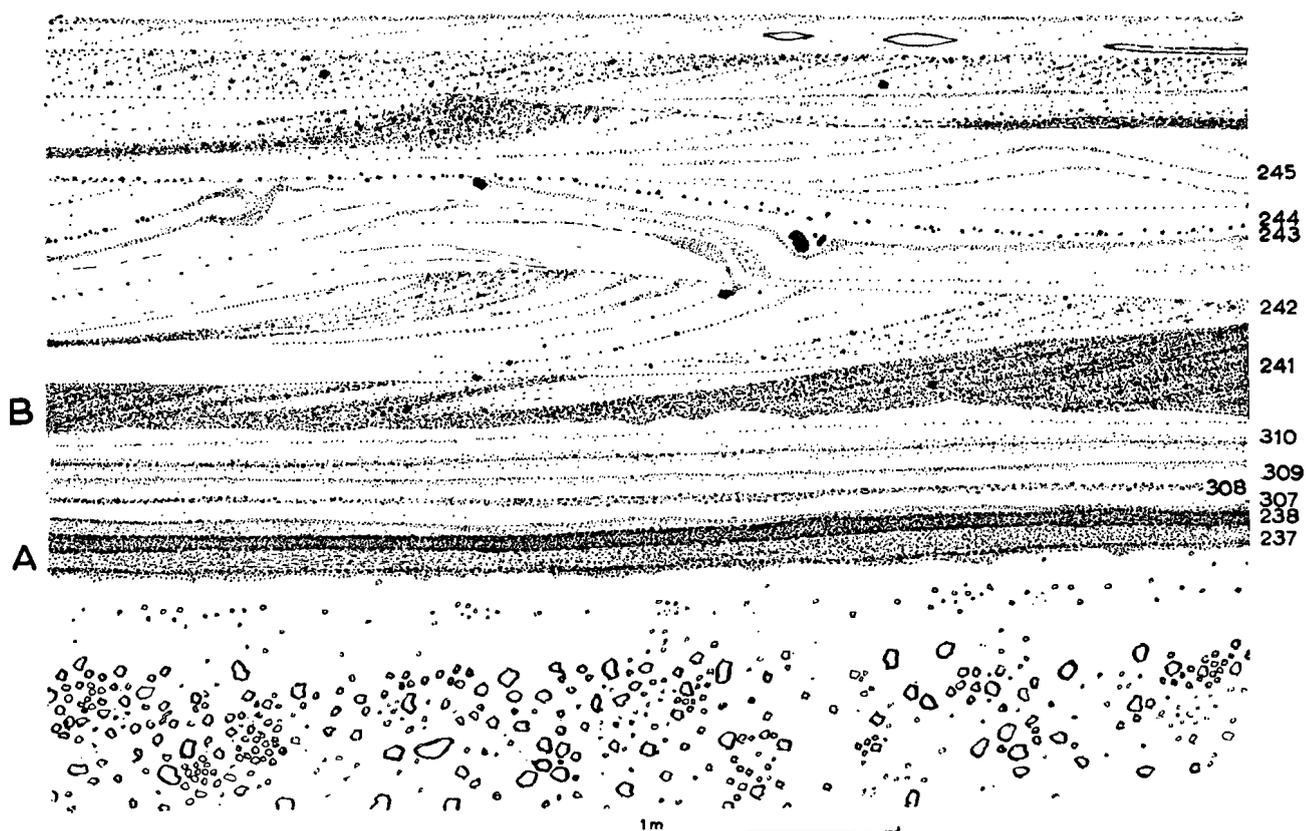


Fig. 8. Détail de fig. 6.

haut qu'ailleurs. Les éléments sont de petite taille, 3 mm au maximum, de sorte que l'on n'y retrouve des nodules qu'à l'état de petits fragments, difficilement discernables à cause de l'altération. Dans la fraction lourde (237, 238) les microphénocristaux d'augite sont très nombreux, en comparaison avec les tufs des autres éruptions. Alors qu'ici le pourcentage de hornblende brune est très faible, dans l'argile sableuse superjacente, d'origine surtout non-volcanique, la hornblende est par contre très largement représentée et l'augite microlithique fait presque complètement défaut (239, 240, 307, 309).

Cette indépendance inattendue des minéraux lourds des argiles sableuses vis-à-vis de ceux des bancs tuffeux est caractéristique pour tout le profil (cf. fig. 12). Sur la fig. 12, II, on voit les assemblages des argiles les plus pures, en III les rapports des minéraux volcaniques des mêmes échantillons. La hornblende brune abonde dans les couches inférieures; plus haut (245) l'augite grise et l'enstatite commencent à jouer un rôle; les microphénocristaux d'augite s'y ajoutent encore plus haut (253). L'assemblage de l'argile à plus de six mètres de la base du profil (260) ressemble encore beau-

coup à ceux qui se trouvent à quelques mètres d'altitude; il contient seulement plus de matériel volcanique.

Il semble donc qu'il ait existé une source assez constante pour fournir ces minéraux aux argiles, tandis que les assemblages des tufs sont beaucoup plus soumis à des variations (cf. fig. 12, I). La seule source capable de produire pareil effet est le volcan, ou plutôt la partie des tufs qui se situait plus près du point d'émission, et qui — plus épaisse — était affectée par l'érosion pendant que plus loin, à l'actuel sédiment de Vias, ces matériaux étaient resédimentés. *Le volcan fournissait donc du matériel au sédiment de deux façons: directement par ses éruptions et indirectement par sa démantèlement. Une conséquence de ce qui précède est que le volcan était déjà actif avant la déposition du sédiment de Vias: la première éruption très explosive n'influence pas la composition minéralogique des premières argiles. Il est également important que la forte explosivité commence en même temps que la sédimentation; nous reviendrons plus loin sur ce point.*

Il est difficile de comprendre pourquoi les horn-

blendes brunes sont si nombreuses dans les couches inférieures de l'argile et les microphénocristaux d'augite si rares. Peut-être faut-il en chercher les causes dans une réunion d'effets d'altération superficielle et de transport. Pour l'effet d'altération dans un sol, les coupes dans le tuf de Médeilhan sont instructives (voir tableaux V). Dans la carrière de Médeilhan les pourcentages de hornblende brune et d'enstatite subissent une forte augmentation dans le sol, l'augite microlithique diminue. Dans la tranchée du chemin de fer à Preignes, les deux premiers sont un peu plus nombreux (compte tenu d'une augmentation des minéraux non-volcaniques, due à un remaniement de gravier villafranchien), l'augite microlithique a presque complètement disparu. Si l'on suppose donc que les minéraux lourds volcaniques des premières argiles proviennent de l'érosion d'un volcan déjà existant le comportement différent de la hornblende brune et de l'augite microlithique paraît imputable à la faible résistance de cette dernière contre les agents soliformes; la distribution plus régulière dans les argiles situées plus haut s'explique alors par l'apport de matériau moins altéré, disponible désormais non seulement aux alentours directs de la bouche volcanique, mais dans une région beaucoup plus vaste.

Mais la faible teneur en enstatite doit avoir une autre cause: peut-être est-ce l'effet du transport, puisqu'il est peu probable que les nodules péridotitiques, dont proviennent les enstatites, aient été moins nombreux dans le volcan avant la déposition du sédiment (cf. les pourcentages de picotite et de diopside chromifère dans les premières argiles).

Toutefois ces dernières réflexions restent à l'état de vagues suppositions; on ne peut étudier que quelques restes d'érosion du volcan, et des études sur des roches volcaniques comparables et plus connues ne sont pas disponibles.

Les minéraux lourds des bancs tuffeux donnent, comme indiqué plus haut une image complètement différente de ceux des argiles (voir fig. 12).

On ne trouve point ici de développement régulier, mais des différences ne présentant guère entre elles d'ordre systématique. Une seule relation paraît valable: quand il y a, dans les tufs primaires, beaucoup de hornblende brune, il y a peu d'augite microlithique et vice-versa. Cela s'explique probablement par une différence de durée de la phase éruptive: quand elle est courte, la hornblende n'est pas résorbée par le magma dégazéifié, et peu d'augite a le temps de cristalliser. Complètement en accord avec cette supposition est le rôle important que

jouent les microphénocristaux d'augite dans le tuf de Médeilhan, le tuf le plus grossier du volcan de Vias, et la présence de hornblende dans les sols sur le Crétacé de Castelnau de Guers, à 18 km de distance (cf. p. 42).

M = Médeilhan, carrière		P = Preignes, chemin de fer		TABLEAU V
421	16	4	1	TABLEAU V
436	15	2	1	
441	15	2	1	
446	16	11	6	
442	20	6	2	
445	20	2	2	
		7	1	
		1	1	
		1	1	
		28	2	
		2	2	
		6	1	
		5	1	
		1	1	
		1	1	
		13	3	
		3	5	
		12	69	
		3	1	
		4	1	
		1	4	
		1	1	
		4	1	
		1	16	
		1	1	
		1	11	
		1	1	
		(= 103)	moyenne des tufs	
			sol	
			sol	
			moyenne des tufs	
			M	
			P	

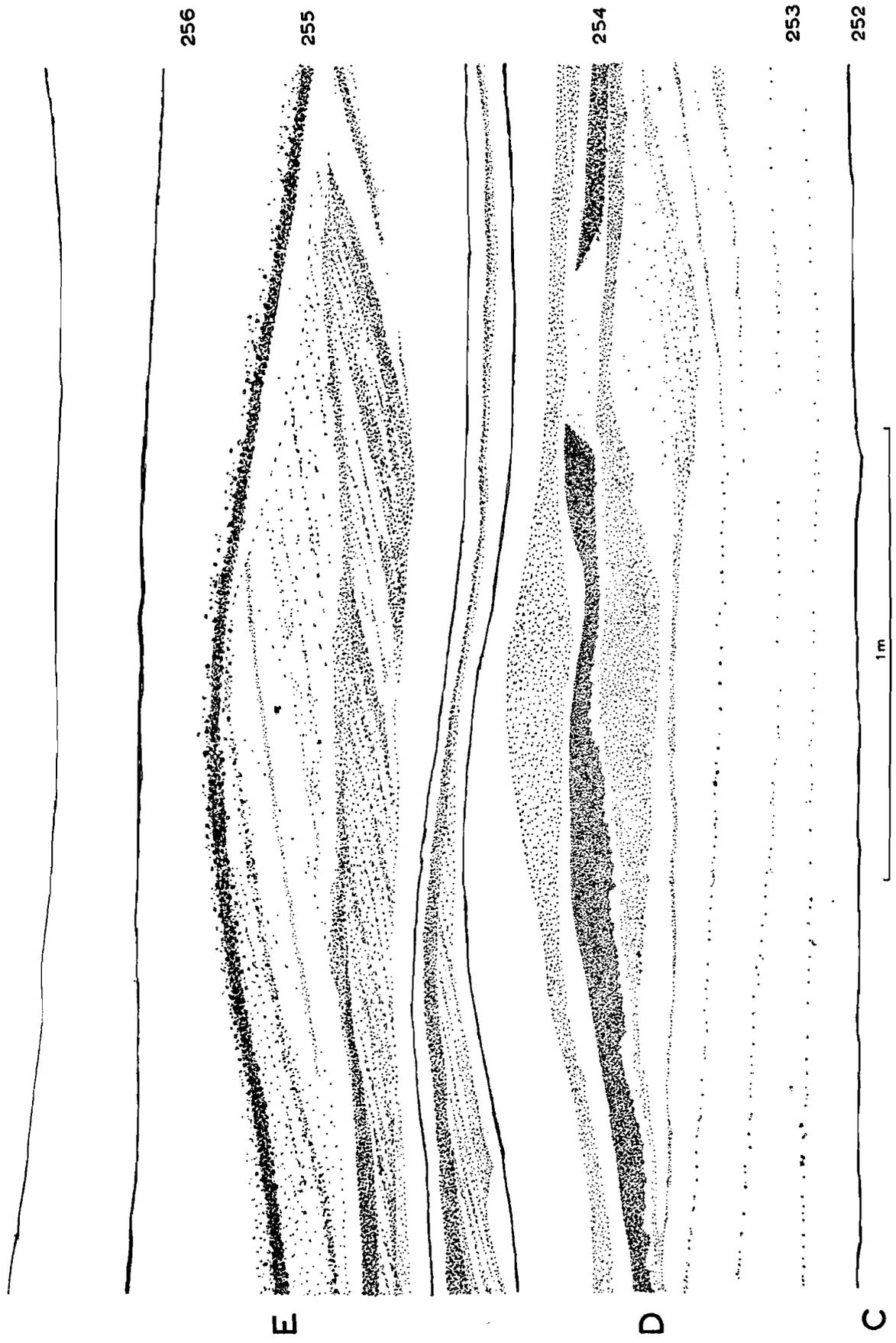


Fig. 9. Détail de fig. 6.

Après ces propos d'ordre général on reprendra la courte description des bancs successifs.

L'argile sableuse qui est superposée au premier banc tuffeux (A) contient plusieurs bancs minces de sable volcanique. Il n'y a aucune indication qui nous amènerait à supposer leur origine volcanique primaire; ils sont très réguliers en sens horizontal; leurs éléments ne dépassent jamais 3 mm. de diamètre.

Ensuite, à environ 4 dm. d'altitude, on trouve un banc dont la nature de tuf primaire paraît indiscutable (B). Les éléments sont mal calibrés (cf. la bombe de péridotite, fig. 7); la surface inférieure est très irrégulière; la fraction lourde (241) contient 10% d'augite microlithique tandis que celle-ci n'apparaît pas encore dans les argiles.

On remarque dans ce banc une stratification oblique et un changement régulier de l'épaisseur, qui annoncent déjà les „mega-ripples” des bancs postérieurs. Evidemment la partie supérieure des lapilli et des cendres a été déplacée, bien que sur de courtes distances.

Au dessus de ce banc se situent des argiles (fraction lourde 242, 245, 246, 248, 249), avec du matériau volcanique généralement fin, sur une épaisseur de plus de 1.50 m. Il semble s'y trouver très peu de tufs primaires. Deux bancs minces seulement (243, 244) doivent être expliqués probablement comme tels.

Dans les couches d'où sont pris les échantillons 244 et 247 on remarque des lapilli, mais généralement les éléments volcaniques ne dépassent pas 2 mm, et deviennent moins abondants de bas en haut. Des „mega-ripples” d'une longueur de l'ordre de 2 m existent à la partie inférieure de cet ensemble argilo-sableux, de l'ordre de 4 m dans le banc (247). Tandis qu'un peu plus bas des bancs d'argile sableuse calcaire apparaissent déjà, le faciès dans les creux des ondulations de ce dernier banc est nettement calcaire.

A une altitude de 2 m. de la base un banc dur de tuf (C, 250, 251, 252) repose sur les argiles sableuses. Il est visible sur la longueur entière de la coupe faite par le chemin de fer (1500 m); son épaisseur change de 2 dm à l'est à 4 ou 5 dm à l'ouest. A l'est les éléments sont de petite taille, 2 mm environ, avec de rares lapilli, tandis qu'à l'ouest les lapilli sont très communs.

C'est ici qu'on peut étudier facilement les différents éléments. On remarque une bonne partie de matériau d'origine non-volcanique: du gravier

quartzeux brisé, des fragments d'argile dure rouge. Parmi les composants magmatiques on trouve, en dehors de beaucoup de cendres et de lapilli vitreux: des fragments de nodules de péridotite, avec de l'olivine verte transparente, de l'enstatite noire, du diopside chromifère vert bouteille, et de la picotite noire; de petits nodules, parfois fragmentés, de péridotite, avec comme seule constituant de l'olivine jaunâtre; des nodules fragmentés d'augite, à l'aspect d'obsidienne; des nodules fragmentés de hornblendite.

Le banc ne montre pas d'ondulations.

Il est recouvert par des argiles sableuses (253), assez pures, d'une épaisseur d'un peu moins de 50 cm.

Le banc D (254) est de nouveau, nettement un tuf primaire. Il est principalement formé de cendres, avec surtout à l'ouest une petite quantité de lapilli, et s'est déposé sur une surface faiblement ondulée.

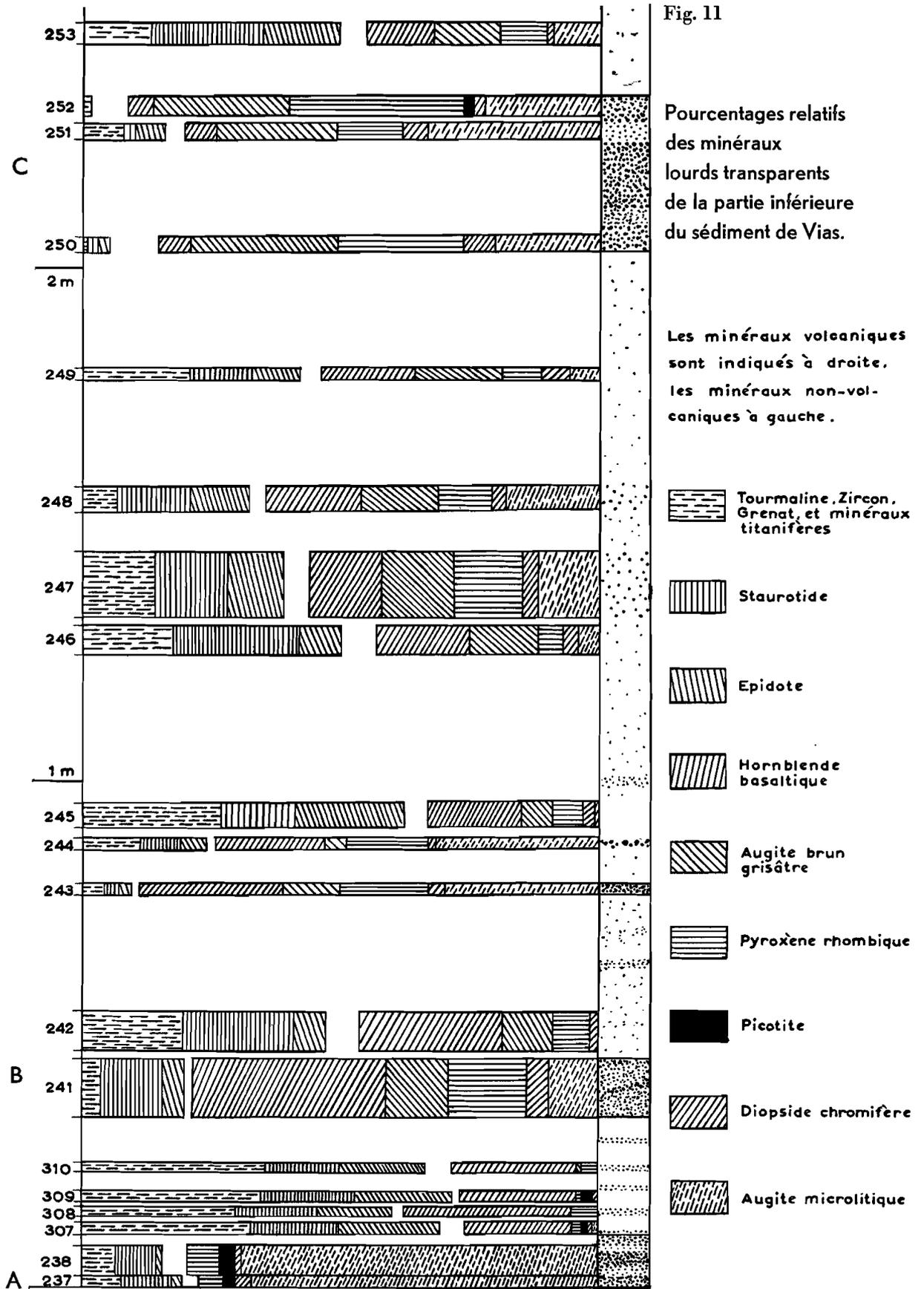
Ensuite ces dispositions se répètent: on trouve superposé un peu plus de 50 centimètres d'argiles sableuses — contenant seulement un peu plus de matériau volcanique qu'en bas — et enfin un autre banc tuffeux E (255). Les argiles présentent le plus souvent une stratification oblique et des surfaces ondulées, dont la dernière a été fixée par le tuf E. Celui-ci est assez mince (4—5 cm) et un peu plus grossier que le banc D; on y remarque des lapilli jusqu'à 1 cm de diamètre.

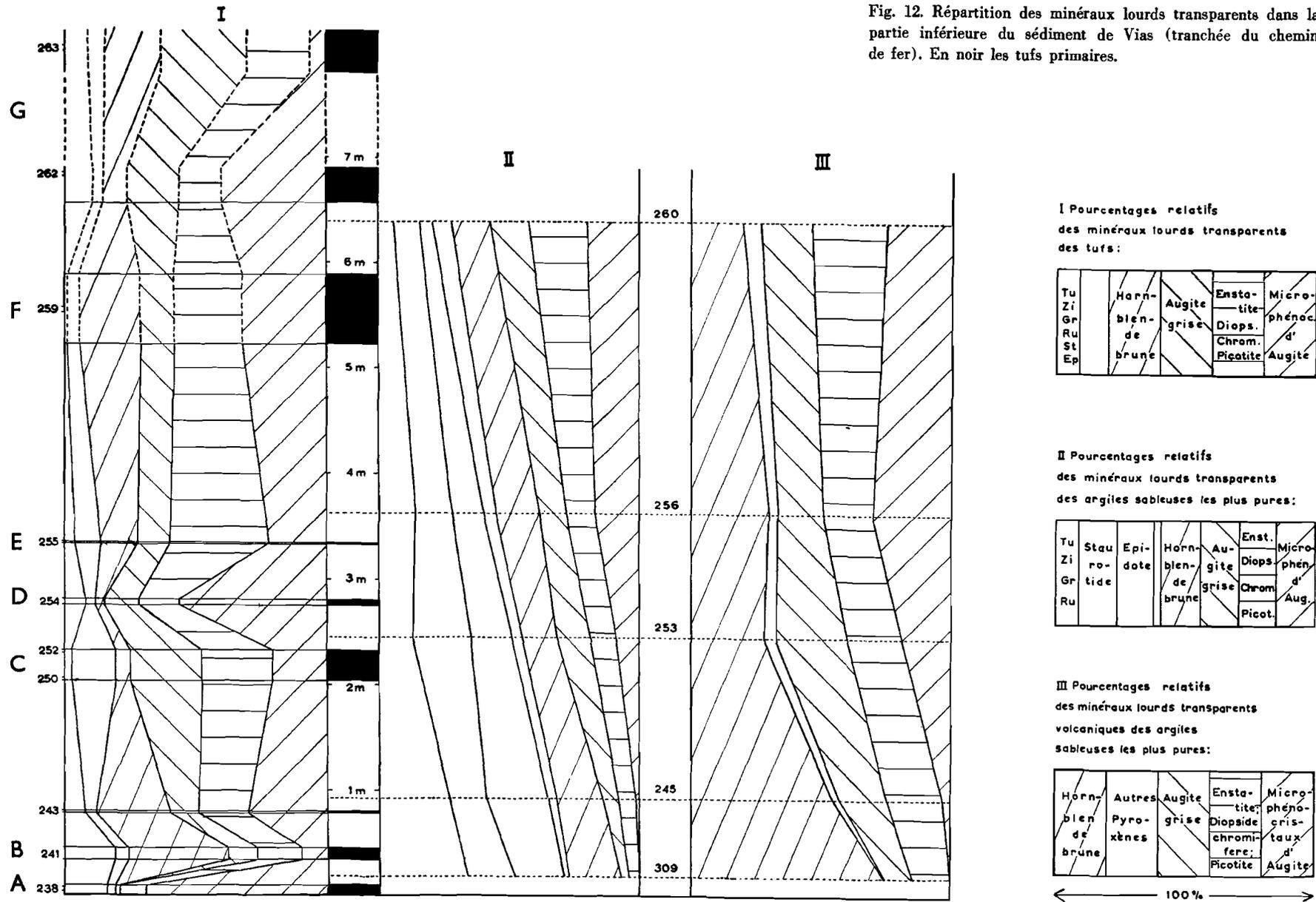
Déjà en dessous de ce banc une autre singularité du sédiment s'est présentée. Des surfaces de moindre cohésion se montrent surtout dans les argiles sableuses au-dessus du banc E (marquée en trait interrompu, fig. 6).

Elles sont souvent assez calcaires, de sorte que l'on peut supposer que le calcaire les a protégés contre une participation ultérieure aux mouvements des ondulations.

L'argile sableuse (256, 257, 258), contenant peu d'éléments volcaniques, se poursuit jusqu'à 5 m de la base du profil.

De puissants bancs tuffeux (F: 259, G: 262, 263), encore une fois interrompus par des argiles sableuses (260), forment enfin le sommet de la coupe. Surtout à l'ouest, les éléments sont très grossiers: des bombes de péridotite dépassant 1 dm se sont enfoncées parfois de plusieurs décimètres dans le tuf. Au matériau allochtone décrit pour le banc C, s'ajoutent des blocs calcaires, atteignant plusieurs centimètres.





Nous avons parlé jusqu'à maintenant de deux sortes de gisements: les tufs et les argiles sableuses (avec beaucoup d'intermédiaires), sans nous occuper d'un point assez discuté: la nature du sédiment argileux.

Le fait capital est que l'on trouve régulièrement dans ces argiles des foraminifères. Une dizaine d'échantillons ont été examinés, venant tous de la tranchée du chemin de fer, et chacun en a procuré quelques rares individus très bien conservés — à l'exception d'un échantillon du décimètre inférieur (239, cf. fig. 13), où il n'y en avait point.

La question qui se pose ici est de savoir si ces fossiles se trouvent en place. Les deux sédiments dont ils pourraient provenir sont le Miocène et le Pliocène marin. Or il y a beaucoup de différences entre les faunes de ces étages et celui du sédiment de Vias.

Quelques espèces sont communes aux trois étages: *Streblus beccarii* (Linné), *Elphidium crispum* (Linné). Des espèces nommées dans le tableau VI, nous retrouvons, en outre, dans quelques échantillons examinés du Miocène (cf. p. 16), *Nonion boueanum* (d'Orb.), et dans un forage à Florensac (FEUGUEUR p. 46) *Robulus cf. cultratus* (Montfort); dans quelques échantillons du Pliocène (cf. p. 17) à Mèze et à Florensac seulement les *Streblus* et *Elphidium* nommés plus haut. Plus loin, au Pliocène de Montpellier, bien en dehors du bassin d'Agde (cf. CIRY et TINTANT, 1946, p. 103), il s'y ajoute *Robulus cultratus* (Montfort); la faune y est caractérisée par une abondance des Nonionidés (*Elphidium*, *Nonion*) et l'absence de Miliolides. Au Pliocène de Millas (Bas.-Pyr.) (cf. CIRY et TINTANT, 1945, p. 167) on trouve *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.) et *Textularia agglutinans* d'Orb.

Tableau VI

LES FORAMINIFERES DU SEDIMENT DE VIAS

Détermination J. P. H. KAASSCHIETER & J. E. VAN HINTE,  
Laboratoire Paléontologique de l'Université d'Utrecht.

Numéro	289	253	240	242	245	256	260
<i>Streblus beccarii</i> (Linné)	49	29	4	2	9	6	7
<i>Nonion boueanum</i> (d'Orb)	27	10					
<i>Cibicides pseudoungerianus</i> (Cushman)	12	1					
<i>Bolivina</i> sp.	4	1					
<i>Uvigerina mediterranea</i> Hofker	3	1					
<i>Robulus cultratus</i> (Montfort)		3					
<i>Robulus</i> sp. aff. <i>cultratus</i> (Montfort)	2						
<i>Elphidium crispum</i> (Linné)		2	1	2		4	3
<i>Nonion pompiloides</i> Fichtel & Moll	2						
<i>Cassidulina</i> sp.	1						
<i>Textularia agglutinans</i> d'Orb	1						
<i>Textularia</i> sp.		1					
<i>Gyroidina</i> sp.	1						
<i>Elphidium</i> sp.	1						
<i>Pullenia bulloides</i> (d'Orb)		1					
<i>Astrononion stelligerum</i> (d'Orb)	3	1					
<i>Eponides</i> sp.						1	
Total	106	50	5	4	10	10	10

Si on retrouve donc, dans un large rayon autour de Vias, parmi une abondance de foraminifères, quelques unes des espèces du sédiment étudié, les faunes sont quand mêmes trop différentes pour qu'on puisse penser à un remaniement. L'état de conservation est très bon à Vias, mauvais au Mio- et Plio-

cène. Il paraît que dans les sables les foraminifères obtiennent relativement vite l'aspect sale, ce qui plaide contre un séjour originel dans le Pliocène. Les couches miocènes aussi bien que les couches pliocènes sont riches en ostracodes, le sédiment de Vias en est dépourvu.

En somme on peut dire qu'il semble extrêmement peu probable que la faune de Vias soit originaire des couches mio- ou pliocènes dont sont pris des échantillons. Il serait encore possible d'invoquer une couche maintenant érodée, comme source des foraminifères. Le Miocène n'entre pas en ligne de compte pour cette hypothèse puisqu'il est maintenant encore recouvert, par endroits, de Villafranchien fluviatile, de sorte que l'on peut toujours retrouver les mêmes couches qui étaient érodées pendant le dépôt du sédiment de Vias. Pour le Pliocène, qui affleure mal, il faut se contenter de données de forages (cf. FEUGUEUR), qui n'offrent aucune indication pour justifier l'idée.

Contre l'hypothèse d'un remaniement vient plaider également ce que révèlent les minéraux lourds: la plupart du matériau sableux non-volcanique des argiles sableuses doit être venu de l'Astien et du Villafranchien fluviatiles, absolument dépourvus de foraminifères.

Enfin, dans les argiles sableuses, les foraminifères apparaissent lentement (cf. fig. 13), ce qui paraît seulement explicable quand on admet une ingression marine, dont les organismes ont peu à peu pris possession.

Des traces d'une transgression pliocène d'au moins 14 m ne sont pas connues en Bas-Languedoc.

Les plus importants gisements et traces entre Marseille et les Pyrénées énumérés par DEPERET (1906) sont:

1. A l'étang de Berre, altitude maxima 8.70 m.
2. A Sète, alt. max. 5 m.
3. Dans la vallée de l'Aude, près de Nissan, Capestang, alt. max. 13 m.
4. A l'étang de Leucate, alt. max. 8 m.
5. A Salses, alt. max. 13 m.

DEPERET partait d'un point de vue exclusivement eustatique en faisant dater toutes ces traces du Quaternaire récent: (p. 208) „... et je m'occuperai exclusivement du Pliocène supérieure et du Quaternaire dont les dépôts marins ne me paraissent avoir subi, depuis l'époque de leur formation, aucun changement de position attribuable à des mouvements propres des rivages de la terre ferme”.

Il supposait que des recherches postérieures révéleraient des témoins de rivages plus élevés.

BLAYAC (1922, 1936) décrit une terrasse à 25 m dans la Montagne de la Gardiole, mais l'existence en est infirmée par DENIZOT (1951, p. 28): „On a par exemple affirmé de larges terrasses marines, sur des coquilles qui ne sont en réalité qu'un épandage d'engrais de mer sur les vignes; des fragments du

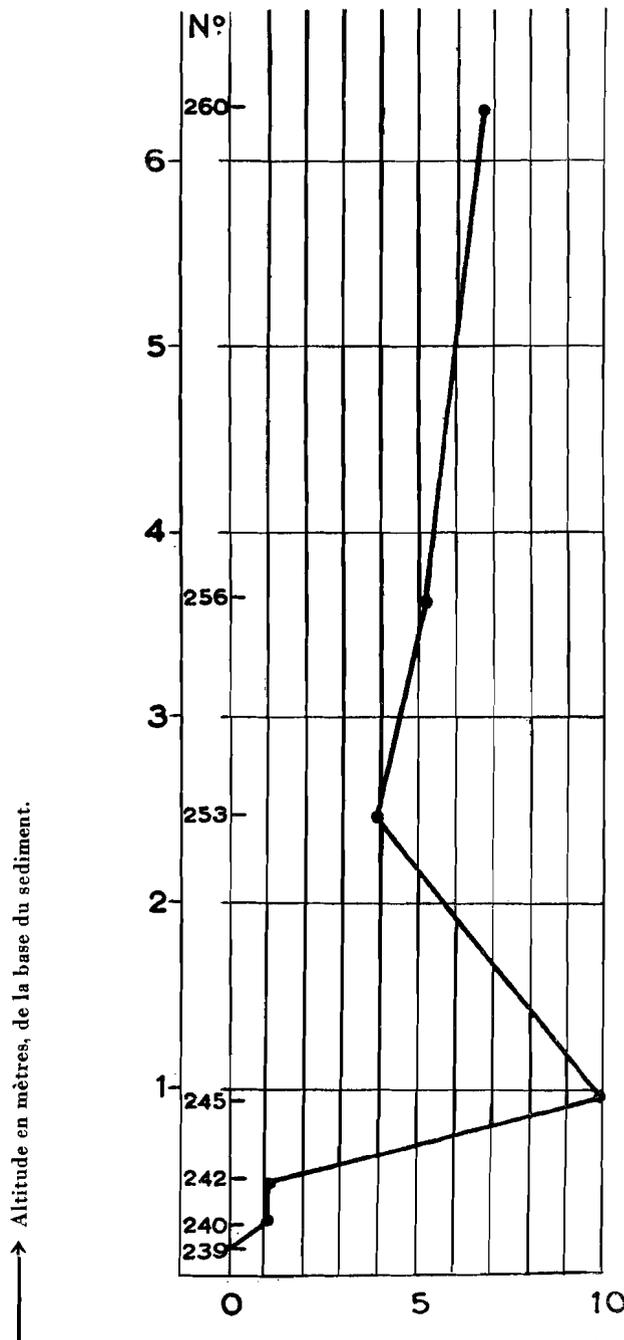


Fig. 13. Nombre de foraminifères par cm<sup>3</sup> de la fraction sableuse.

cailloutis pliocène ont également été présentés comme terrasses quaternaires; enfin, des perforations sur les roches sont souvent l'oeuvre du Miocène.”

Les témoins de lignes de rivage quaternaires, énumérés par DENIZOT (1951) ont de nouveau une altitude très modérée entre le Rhône et le Roussillon: Sète 8 m, Agde (St. Martin des Champs) 10—15 m, Capestang 13 m, Narbonne 12 m, Leucate 4 m, Fitou 8 m; dans le Roussillon seulement, à Salses et Mas-Fages, il mentionne 24 et 25 m.

Numéro	Opaque ou trouble											Pourcentages relatifs des minéraux lourds transparents d'autres parties du sédiment de Vias, y compris le sédiment entre Vias et le Libron.												
265 16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4	12	53	2	—	—	4	4	13	1	tuf	la Gardie
271 14	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	6	10	27	11	4	1	—	6	—	24	1	tuf	croix Combizarnes
293 30	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	9	8	61	1	—	2	3	—	12	1	tuf	la Gardie
294 28	—	2	1	1	—	—	—	—	—	—	—	3	33	2	38	3	—	—	—	2	8	2	sol sur tuf	la Gardie
304 32	12	8	10	2	1	1	1	1	33	—	2	1	1	1	—	—	1	1	4	1	1	gravier sous tuf		
305 24	12	7	6	3	—	1	—	—	17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	—	tuf		
306 34	11	6	1	5	—	—	—	—	25	—	5	1	14	2	1	—	—	—	8	—	—	gravier sur tuf	entre Vias et le Libron	
312 6	1	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	2	tuf		

TABLEAU VIII

Pourcentages relatifs des minéraux lourds transparents d'autres parties du sédiment de Vias, y compris le sédiment entre Vias et le Libron.

Il s'agit, en dehors de perforations (Sète, Mas-Fages) et de terrasses caillouteuses (Narbonne, Agde; pour la dernière cf. p. 53 de cette thèse), de sédiments sableux avec des coquilles marines et des foraminifères: *Streblus beccarii* (Linné).

DENIZOT les fait dater du Tyrrhénien, et conclut de l'absence de témoins plus anciens, „que l'affaïssement du Pliocène vers le Golfe du Lion s'est poursuivi durant tout le Quaternaire ancien”.

En résumé, trois arguments peuvent être invoqués en faveur d'un caractère marin des argiles sableuses:

1. La présence régulière de foraminifères à peine altérés, qui ne ressemblent pas aux foraminifères des quelques assises dont ils auraient pu être transportés.
2. La grande explosivité du volcan de Vias pendant le dépôt du sédiment.

Si l'on voulait expliquer ce phénomène non pas par une ingression marine dans la vallée d'un proto-Hérault qui existait à l'époque, mais par la naissance d'un lac d'eau douce, le seul mécanisme qui aurait pu provoquer cela est de nature volcanique. Nous avons vu que le volcan de Vias — seul volcan actif alors dans ces parages — doit avoir eu un caractère beaucoup plus local avant le dépôt du sédiment, plus en accord avec le volcanisme de la région. Pour boucher la large vallée il aurait fallu un événement catastrophique, qui ne serait d'ailleurs pas resté sans laisser de traces.

3. Les „mega-ripples”. Ils ont pu être provoqués par l'action du vent ou de l'eau. Les lapilli ont été déplacés en même temps que les cendres et l'argile. Donc plutôt que de penser à un vent très violent, nous supposons la présence d'eau et pour les raisons décrites plus haut, il est des plus probables que cette eau était salée.

Deux arguments contre un caractère marin sont:

1. L'altitude plus basse des sédiments pliocènes marins aux alentours.
2. La dissemblance du sédiment de Vias avec les sédiments pliocènes marins du Midi de la France.

Après l'examen du profil de la tranchée du chemin de fer l'étude des autres affleurements du sédiment ne nous apprend plus grand'chose de neuf. Des coupes de plusieurs mètres sont visibles dans les puits, indiqués sur la fig. 5; près de la route départementale 137 on y voit du matériau volcani-

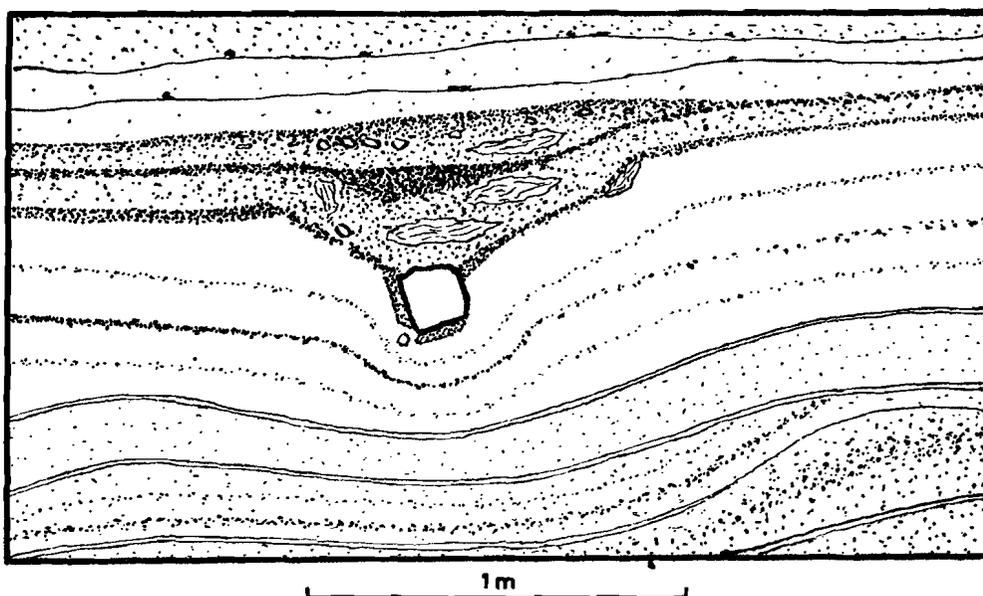


Fig. 14. Bloc calcaire (bombe allochtone) pénétré dans des couches argileuses, à côté du Libron.

que généralement fin, tandis que l'autre montre aussi des lapilli.

A l'entrée du parc de la Gardie (cf. Tableau VII), on voit des bancs de tufs fins; dans le parc, au sud du château, du calcaire et du tuf. A côté du chemin qui mène du château de la Gardie vers le nord, le sédiment affleure jusqu'au nord de Bosc; des sables argileux contiennent beaucoup plus de cendres ici que les bancs de la tranchée, auxquels ils sont supérieurs et postérieurs; les tufs consistent principalement en cendres et lapilli; les bombes, bien que rares, peuvent avoir quand-même un diamètre de 1 dm.

Les mêmes observations s'appliquent aux couches affleurant à côté du chemin de Vias au château de la Jourdane. C'est seulement au carrefour avec le chemin qui mène à Bosc qu'il s'y ajoute un élément nouveau: un banc calcaire gris de plusieurs décimètres d'épaisseur. Il est assez poreux, et contient peu d'éléments volcaniques. Au nord de ce petit affleurement on peut suivre dans les vignes une zone de petits blocs calcaires; ils contiennent de moins en moins de matériau volcanique, de sorte que l'on se demande si une partie d'entre eux ne serait pas d'origine concrétionnaire. Aux bords du sédiment on remarque de vastes surfaces où le sol, dans les vignes, est aussi noir qu'au-dessus de la colline de Vias, mais contient également les gros galets quartzeux qui caractérisent les environs. Le mélange peut s'être produit de deux façons:

1. Le sol noir actuel est entraîné par les eaux de pluie vers des endroits plus bas où se trouve le gravier;

2. Les graviers villafranchiens sont remaniés, et déposés sur une couche du sédiment de Vias; les travaux de la vigne ont fait le reste.

La première façon semble être la plus courante, tandis qu'au sud de Vias la deuxième a joué un rôle important.

## II. Le sédiment entre Vias et le Libron

Le sédiment coupé par la route nationale 112 à quelques dizaines de mètres à l'est du Libron (fig. 4) ressemble beaucoup au sédiment de Vias, dont il n'est séparé que par une faible érosion. On y retrouve la même alternance de tuf et d'argile, les mêmes minéraux lourds.

Les bancs tuffeux sont généralement un peu plus épais, les éléments un peu plus grossiers qu'à Vias. On y trouve des bombes jusqu'à 1 dm de diamètre, et même une qui atteint 50 cm (cf. fig. 15). Dans

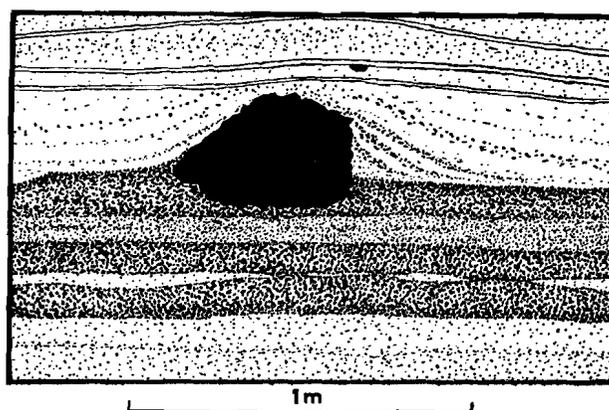


Fig. 15. Bombe gisante sur une couche de cendres et de lapilli.





Numéro	Opaque ou trouble	Minéraux														Minéraux										Lieux			
		Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Titanite	Staurolite	Disthène	Andaloussite	Sillimanite	Epidote etc.	Horblende etc.	Claucofane	Corindon	Topaze	Horabl. basalt.	Augite vert olive	Augite gris brun.	Augite microlith.	Augites diverses	Augite oegirin.	Diopside	Diopside chromif.			Hypersthène	Enstatite
422	22	12	3	2	1	—	—	7	—	—	—	10	—	—	—	—	8	7	—	35	4	—	3	1	—	7	—	Sable argileux	Roque-Haute
424	21	5	1	6	1	—	—	8	—	—	—	3	—	—	—	—	9	2	—	50	6	—	1	—	—	8	Sable argileux		
403	17	2	1	2	—	—	—	3	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	75	1	—	—	1	11	2	1	tuf?	entre Médeilhan
420	16	3	—	2	—	1	—	9	—	—	—	2	—	—	—	—	3	—	—	71	—	—	—	1	2	4	2	tuf	et la R.N.
421	16	4	1	2	—	—	—	15	—	3	—	—	1	—	—	—	13	3	5	12	—	—	1	4	1	35	—	sol sur tuf	
436	17	4	2	8	4	—	—	21	—	4	—	—	—	—	—	—	—	3	—	49	—	1	—	1	1	2	—	tuf	
438	16	—	—	—	—	—	1	8	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	—	84	—	—	—	—	—	2	2	tuf	
439	13	2	2	1	—	—	—	10	—	—	—	1	—	—	—	—	1	1	1	74	1	—	—	—	—	5	1	tuf	Carrière Médeilhan
440	7	1	2	2	1	—	—	3	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	85	—	—	—	—	—	4	—	tuf	
441	22	2	—	1	—	—	—	21	—	5	—	3	—	—	—	—	2	2	—	53	1	1	—	3	—	5	1	tuf	
442	20	10	5	2	3	—	—	21	1	—	1	8	—	—	—	—	4	—	1	32	—	—	—	—	1	11	—	tuf	
443	18	5	1	1	—	—	—	13	—	2	—	—	1	—	—	—	9	3	—	53	—	—	—	—	1	9	2	tuf	
444	20	4	—	2	1	—	—	4	—	—	1	7	—	—	—	—	13	1	1	57	—	1	—	—	—	7	1	tuf	Tranchée du chemin de fer
445	24	4	2	4	—	—	—	14	—	4	1	5	—	—	—	—	24	3	1	16	3	1	—	—	—	16	2	tuf	
446	16	11	6	7	1	1	—	28	—	2	—	6	—	—	—	—	10	—	3	—	3	—	—	4	1	16	1	sol sur tuf	

TABLEAU X  
Pourcentages relatifs des minéraux lourds transparents du sédiment appuyé contre le volcan de Roque-Haute et du tuf de Médeilhan.

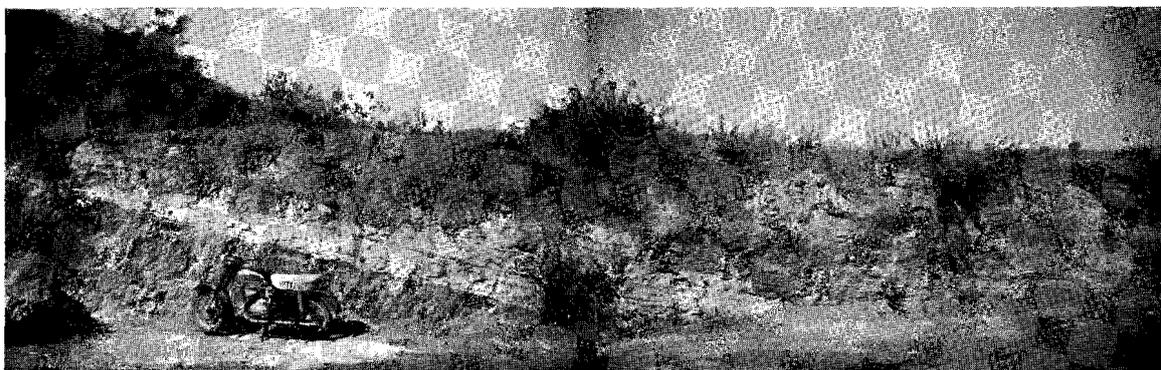
LE VOLCAN  
DE VIAS.

côté nord.

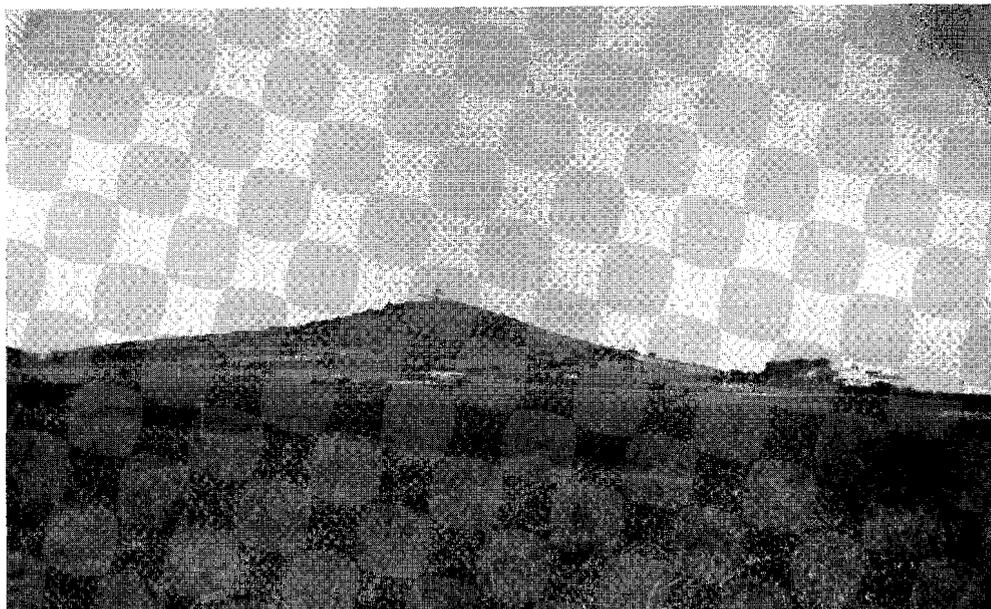
Le sédiment de Vias  
dans la tranchée du  
chemin de fer.

côté sud.

Lambeau de tuf (couches blanches) au-dessus du volcan d'Agde.

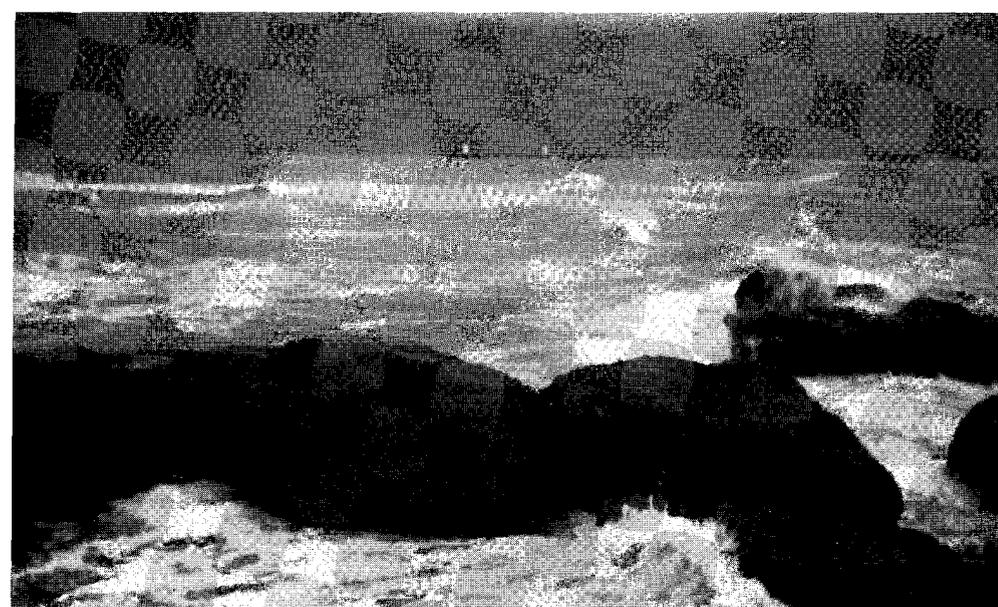


LE VOLCAN D'AGDE.



Le Pic St. Loup, vu du sud.

Les tufs anciens, au sud de la plaine de Capiscol.

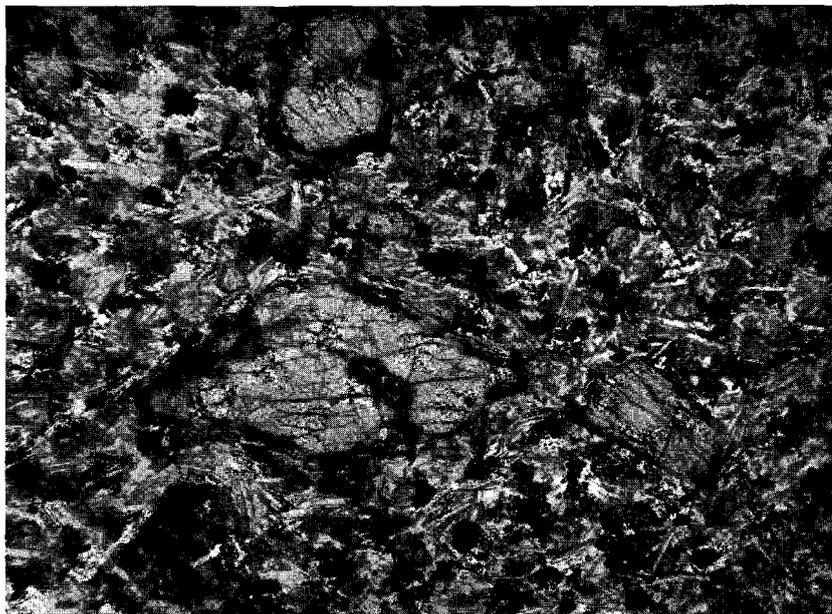


Le calcaire marin de la Roche Notre-Dame.

Planche III

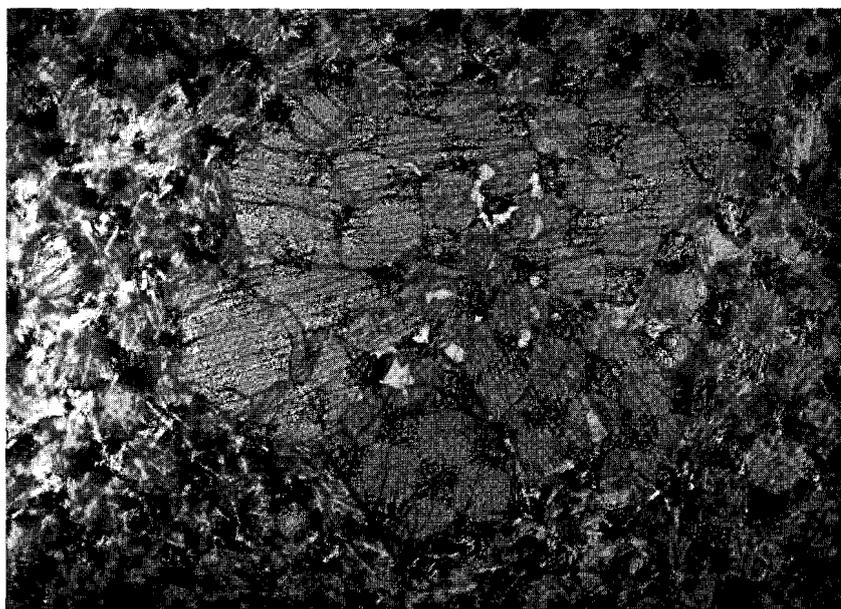
LE BASALTE DU VOLCAN  
D'AGDE.

Roche holocristalline de coulée.  
Phénocristaux: olivine (partielle-  
ment résorbée), augite.  
Mésostase: plagioclase, augite,  
magnétite.  
50 x. Nicols //.



Roche vitreuse de scories. Une pre-  
mière génération de plagioclases a  
déjà cristallisé.  
50 x. Nicols X.

Agrégat d'augite, de cristaux si-  
mulant une forme de rosette.  
50 x. Nicols //.

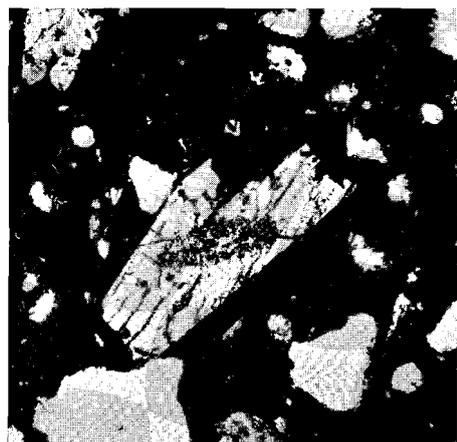
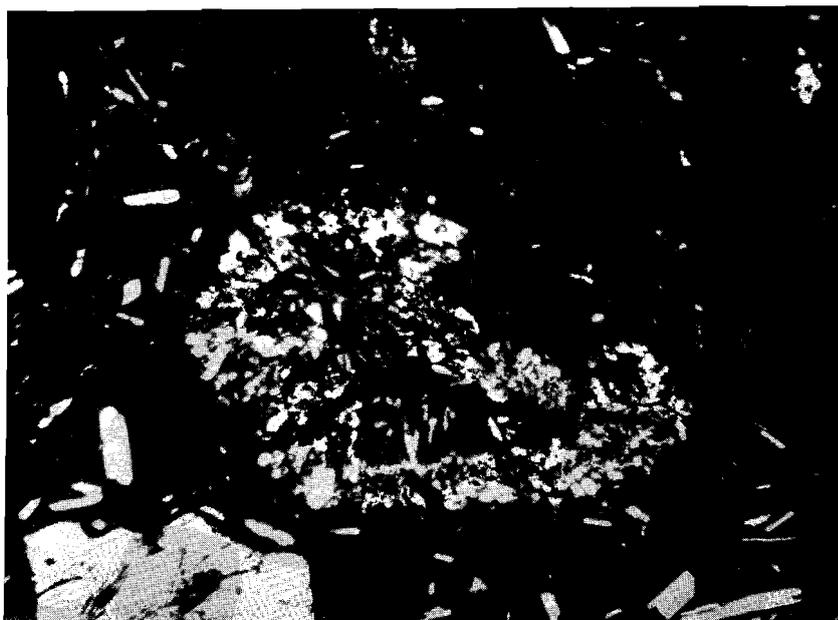


VESTIGES DES NODULES PERIDOTITI-  
QUES DU BASALTE DU VOLCAN  
D'AGDE.

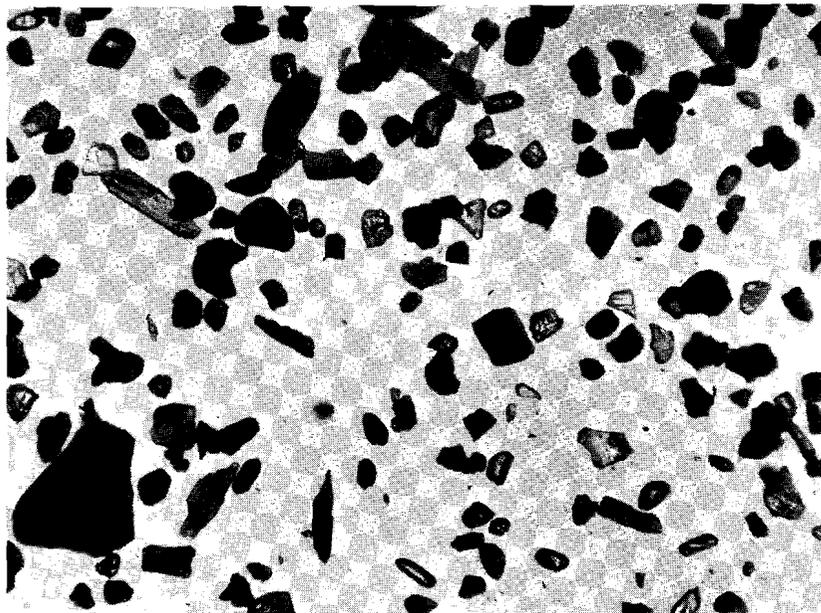


1. Pseudophénocrystal d'enstatite  
à peine altéré.  
50 x. Nicols X.

2. Agrégat microcristallin de py-  
roxène monoclinique, formé aux  
dépens d'un cristal d'enstatite.  
50 x. Nicols X.



3. Phénocrystal d'augite: l'agré-  
gat microcristallin de pyroxène  
monoclinique du centre, les extré-  
mités (001) déchiquetées sont ca-  
ractéristiques des cristaux d'augite  
formés aux dépens de l'enstatite.  
50 x. Nicols //.



La hornblende basaltique (les cristaux allongés) du volcan de Vias parmi les minéraux résistants du Crétacé.

Les couches de lapilli et le sable argileux dans le cône central des Monts Ramus.

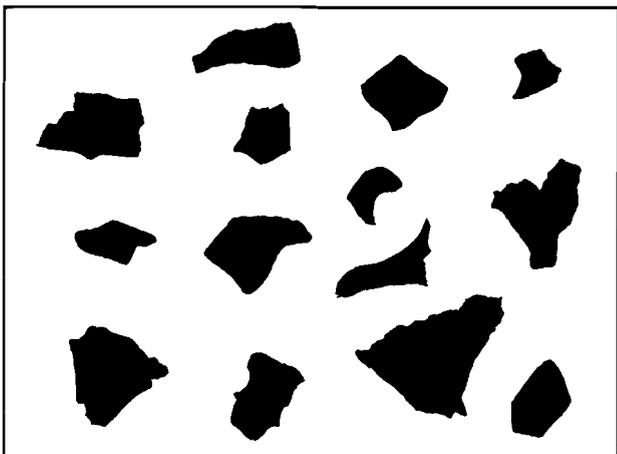
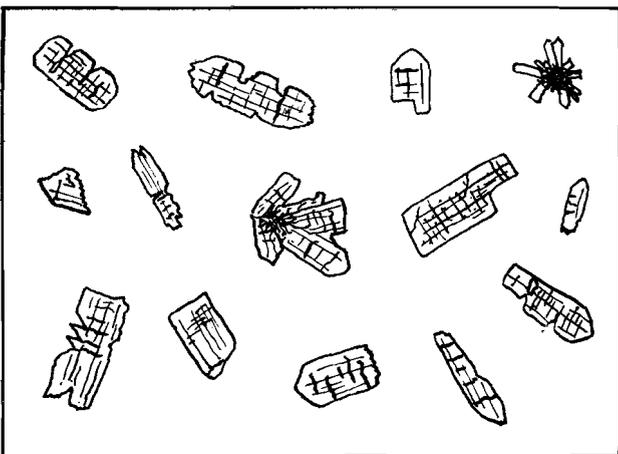
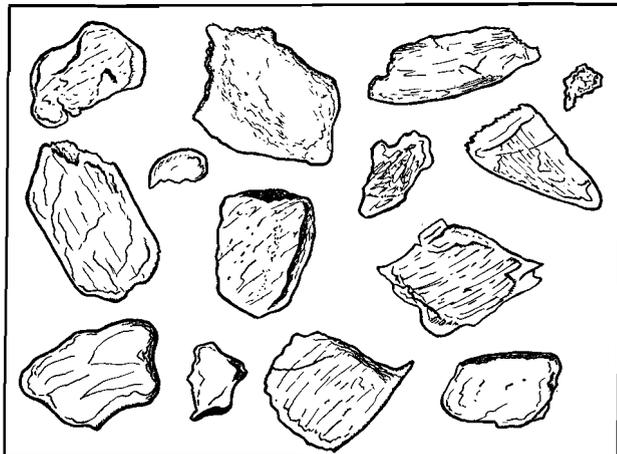
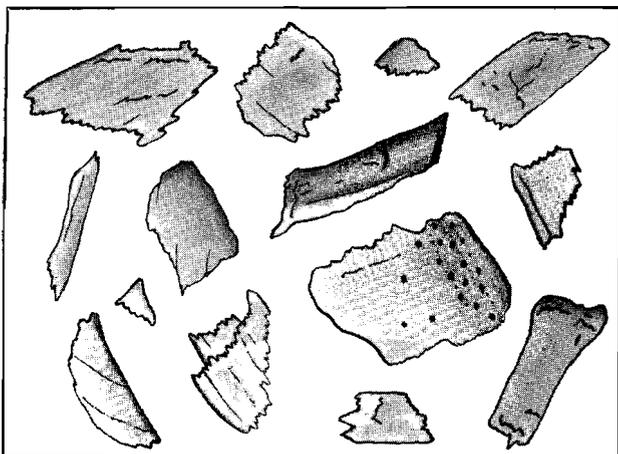
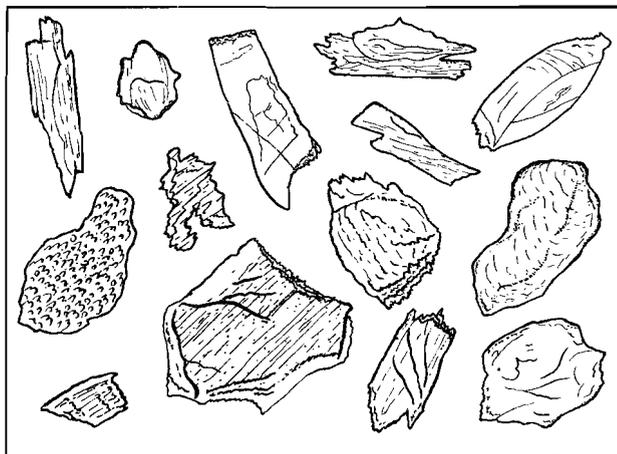
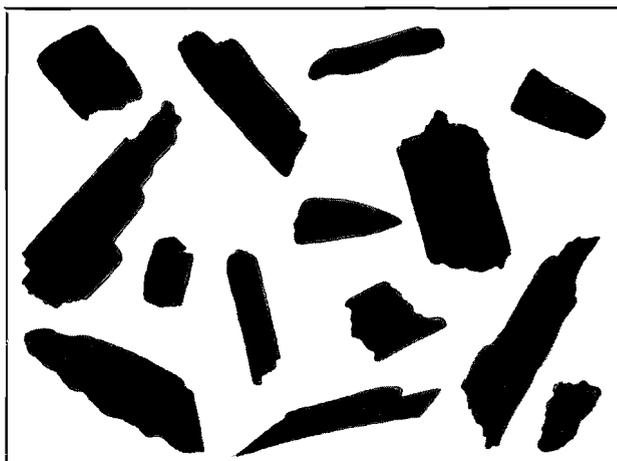
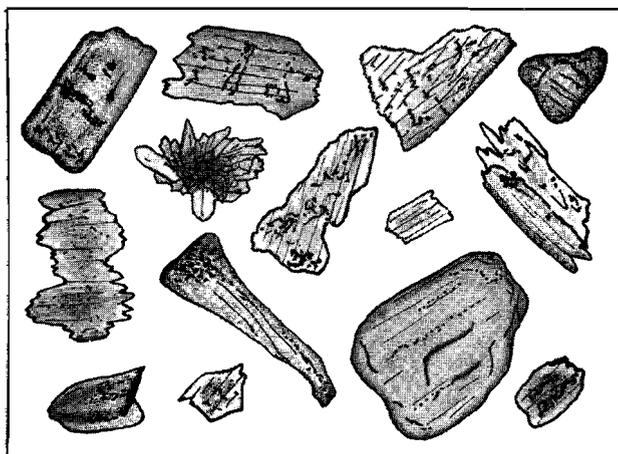
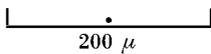


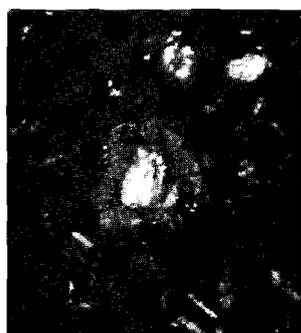
Les tufs de lapilli du volcan de Tourbes.

Planche VI

LES MINERAUX LOURDS VOLCANIQUES LES PLUS IMPORTANTS

- |                         |                          |
|-------------------------|--------------------------|
| 1. Augite vert olive    | 4. Hornblende basaltique |
| 2. Augite gris brunâtre | 5. Enstatite             |
| 3. Augite microlithique | 6. Diopside chromifère   |
|                         | 7. Picotite              |





Différents stades de transformation  
des pseudophénocristaux d'énstatite  
(fragments monocristallins de nodule  
péridotitique) en agrégats microcristal-  
lins de pyroxène monoclinique.  
Nicols X.  
50x.

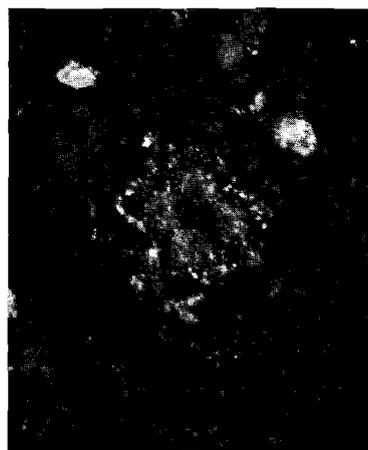
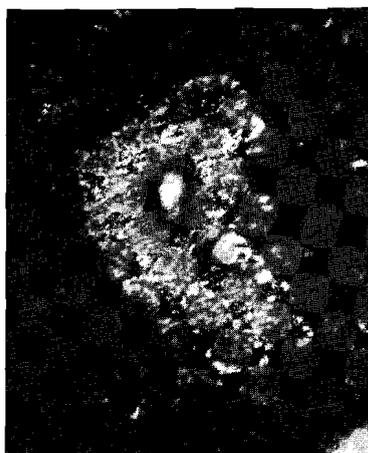
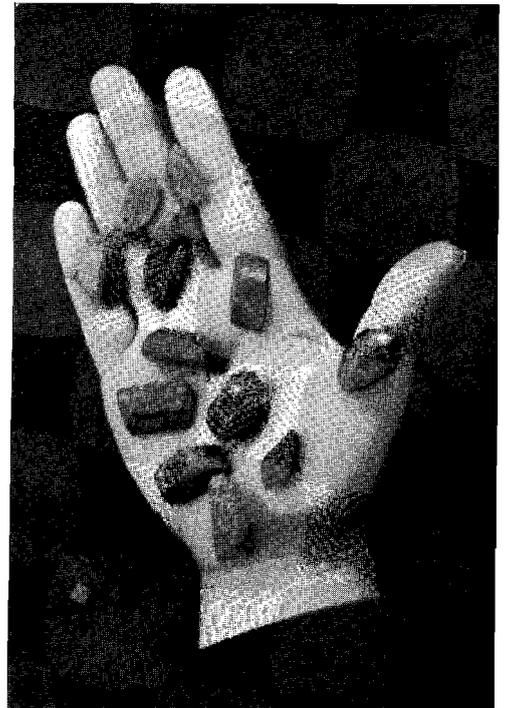


Planche VIII



Nodule d'augite (volcan de Vias)

Fragments monocristallins de nodules de  
hornblende (Montesquieu);  
(sur le pouce) un petit nodule de hornblendite  
(Vias).



# MINÉRAUX LOURDS DU TUF DANS LA CARRIÈRE DU PETIT PIOCH

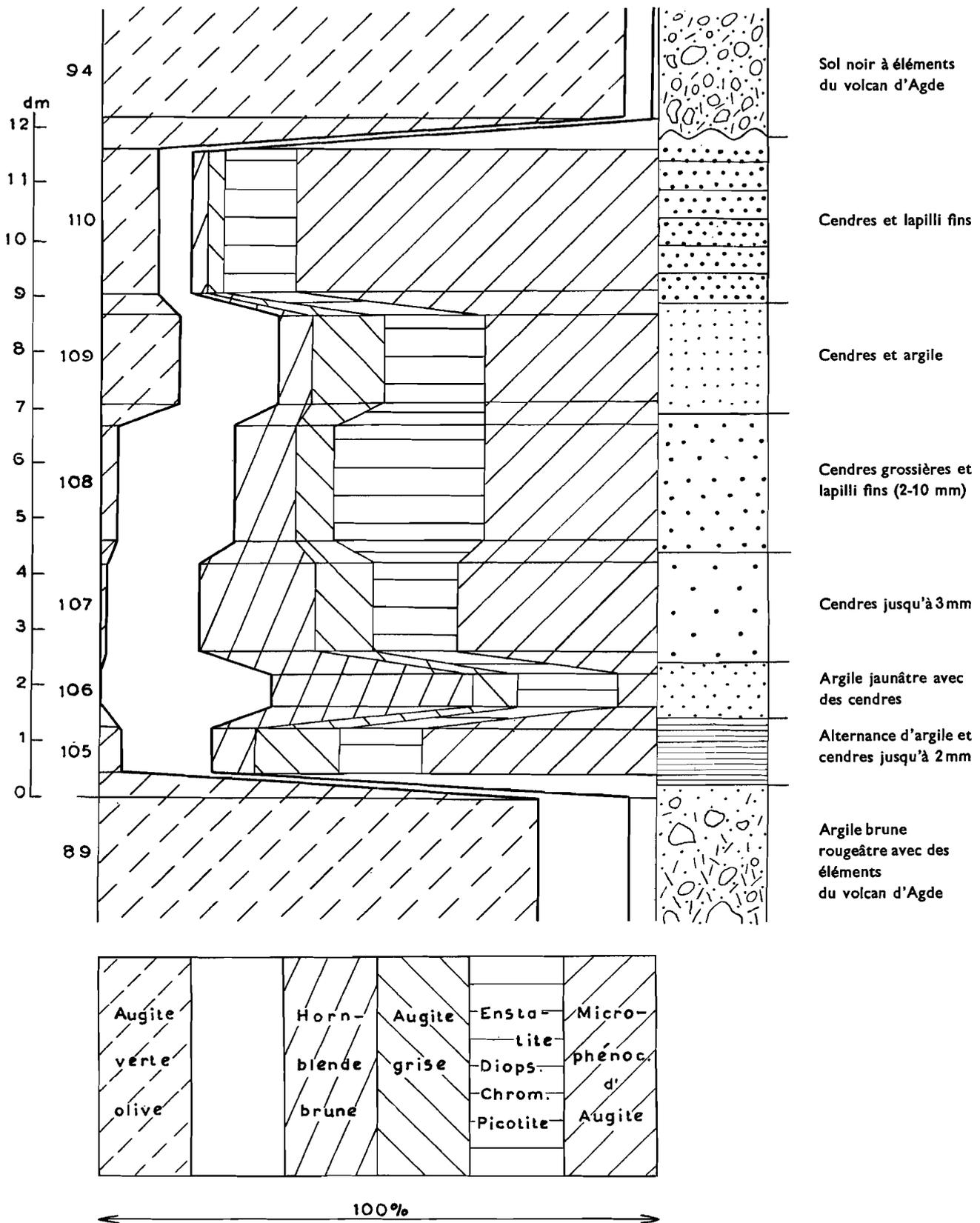


Fig. 17

assez arbitraire dans la carrière de Médeilhan. Quoiqu'on y trouve des nodules de hornblende, ce minéral est très peu important dans la fraction lourde (436—441). Au nord il est bien représenté au contraire (442—445), et la répartition des grosseurs des éléments nous donne la solution de cette anomalie apparente. Si au nord les tufs consistent en cendres avec peu de lapilli, au sud ils sont formés de cendres, lapilli, blocs et bombes jusqu'à plusieurs dm de diamètre.

Evidemment ce dernier s'est sédimenté plus près de la bouche volcanique, après des éruptions dont la phase éruptive était de plus longue durée, de sorte que la hornblende, instable dans un magma basaltique dégazéifié, a eu le temps d'être résorbée, et davantage de microphénocristaux d'augite ont pu se former (49—85% au sud, 16—57% au nord).

Des nodules, presque toujours fragmentés, d'augite et de péridotite sont partout présents.

Au sud et au milieu les tufs sont presque horizontaux, au nord ils sont parallèles à quelques ondulations de la surface antévolcanique.

Celle-ci se forme, comme à Vias, de graviers villafanchiens, se trouvant dans le nord à 13 m approximativement, où ils sont visibles dans la tranchée du chemin de fer, et dans le sud probablement un peu plus bas, à 8 ou 10 m.

#### *Des traces du volcan de Vias au N. de Castelnaud de Guers (cf. Pl. V)*

Au nord de Castelnaud de Guers vient se terminer „l'anticlinal de Montpellier”, qui est formé ici de calcaire et de marne du Crétacé supérieur.

A cause de la teneur extrêmement faible des calcaires en minéraux lourds, on peut s'attendre à ce que la moindre contamination du sol, développé sur la surface du Crétacé, se trahisse si le matériau contaminant contient une quantité normale ou grande de ces minéraux.

A défaut de véritables dolines ou dépressions, quelques échantillons ont été pris sur des surfaces très plates, un peu creuses.

Il s'est avéré que les sols y sont formés presque exclusivement de matériau crétacé (cf. tableau XI). Les minéraux caractéristiques pour cette formation: le zircon, la tourmaline et le rutile, qui montent à 91% du total dans un calcaire un peu sableux au sud de Castelnaud de Guers (602), atteignent respectivement 57%, 65% et 62% dans les sols (623, 640, 641). Le Miocène — caractérisé par l'épidote et le grenat (155, 157; cf. aussi tableau I) — qui a recouvert le Crétacé et dont quelques lambeaux se trou-

Numéro	Opaque ou trouble											Pourcentages relatifs des minéraux lourds transparents d'un sol au nord de Castelnaud, et des étages sous-jacents.										
		Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Titanite	Staurotide	Disthène	Andalousite		Sillimanite	Epidote etc.	Hornblende etc.	Glaucophane	Corindon	Topaze				
623 35	9 38	3 10	4 2	—	3 3	1 1	—	1 10	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	sol brun sableux	N. de Castelnaud de Guers } Sol sur le Crétacé	
640 36	12 42	2 11	1 4	—	3 3	1 1	—	9 9	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	sol brun sableux		
641 32	20 30	2 12	1 1	—	3 3	—	2 12	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	sol brun sableux		
155 16	1 3	36 3	—	—	—	—	—	55 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	S. de Castelnaud de Guers } Crétacé	
157 16	3 4	21 4	1 1	—	4 1	1 1	—	60 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		sable fin
602 38	31 42	1 18	2 4	—	2 2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		calcaire un peu sableux

TABEAU XI

vent encore en dessous et autour de Castelnaud, y joue un rôle peu important, bien que son influence soit incontestable. Parmi les minéraux volcaniques celui qui atteint des pourcentages inattendus est la hornblende brune *qui est précisément le minéral produit en grandes quantités par le volcan de Vias*. Elle est présente en cristaux de petite taille, mais pour le reste sensiblement pareille à celle des tufs de Vias.

Les autres minéraux volcaniques sont présents, mais restent souvent en dessous de 1% du total. Pour expliquer ce fait il faut considérer que les échantillons ont été pris à 18 km des tufs les plus grossiers du volcan, ceux de Médeilhan. Les éruptions très explosives n'ont pas seulement porté plus loin que les autres, mais leur phase éruptive a eu une plus courte durée, de sorte que la hornblende n'a pas eu le temps d'être résorbée dans le magma dégazéifié. En outre il s'agit de petits cristaux, déterminés par le clivage // (110). Seules les cendres fines sont arrivées aussi loin du point d'émission, et c'est la hornblende qui a le meilleur clivage. Les minéraux des nodules d'augitite et de péridotite sont d'habitude bien plus grands que les hornblendes de Castelnaud; les microphénocristaux d'augite seuls ont une taille propre à s'y ajouter, mais nous avons déjà vu (p. 29) que celles-ci ont probablement très peu de résistance contre les dissolutions dans un sol.

#### *Les minéraux lourds transparents*

L'association de minéraux lourds du Volcan de Vias se différencie nettement de celles d'autres volcans. Le seul fait qu'elle comporte des minéraux provenant de nodules la fait différer des associations des trois volcans qui l'entourent: ceux d'Agde, de Roque-Haute et de St. Thibéry; mais la présence de beaucoup de hornblende brune est caractéristique pour le seul volcan de Vias. En outre les microphénocristaux d'augite sont marqués par leur clarté, leur aspect frais, la couleur vert olive, et un très bon clivage // (001) (cf. Planche VI).

L'enstatite, l'hypersthène, le diopside chromifère, l'augite gris brunâtre, et la picotite ressemblent à s'y méprendre aux mêmes minéraux de volcans qui contiennent des nodules de péridotite et d'augitite, comme de St. Macaire, Tourbes, etc.

L'hypersthène ressemble beaucoup à l'enstatite, mais son pléochroïsme est bien plus marqué; dans un seul échantillon, de la carrière de Médeilhan (403), se rencontrait un hypersthène tout à fait différent (cf. p. 73).

Les grains appelés „diopside” consistent probablement complètement en fragments assez incolores,

déterminés par le clivage // (110), de diopside chromifère et d'augite gris brunâtre.

Les augites vert olive des échantillons de Vias sont 1) des minéraux du volcan d'Agde ou de Roque-Haute; 2) des „microphénocristaux” du volcan de Vias, dépassant 200  $\mu$ .

#### *La pétrographie*

A Médeilhan, à côté du Libron, et à Vias (VI, II, I) on peut ramasser des bombes assez grandes pour en faire des plaques minces.

La mésostase est vitreuse, d'un brun ou d'un noir très peu transparent. Elle contient de rares petits cristaux biréfringents. Il s'agit presque toujours d'augite, parfois aussi d'olivine; mais les cristaux les plus petits sont indéterminables: il se peut bien que l'olivine soit toujours présente. Quand la mésostase n'est pas complètement opaque on y discerne beaucoup de magnétite, dispersée en petits cristaux. Le plagioclase n'est jamais présent.

Parfois on rencontre des cristaux isolés plus grands. *Dans ce cas on peut seulement parler de phénocristaux s'il s'agit d'augite ne se distinguant des augites microlithiques que par la dimension. Tous les autres sont des fragments monocristallins de nodules. Nous appellerons ces derniers des PSEUDOPHENOCRISTAUX.* Cette distinction apparaît déjà comme vraisemblable dès qu'on fait la comparaison des minéraux de nodules avec la fraction lourde. On observe alors que chaque minéral de cette fraction, exceptée l'augite microlithique, se rencontre dans une ou plusieurs sortes de nodule:

<i>minéral:</i>	<i>nodule:</i>
picotite	péridotite
enstatite	péridotite
diopside chromifère	péridotite
hypersthène	péridotite, augitite
augite grise	augitite
hornblende	hornblendite, augitite, péridotite

L'étude des plaques minces nous apprend l'existence de toutes les formes de transition entre nodules polycristallins et fragments monocristallins, et que ces derniers sont formés de minéraux sensiblement pareils à ceux des nodules.

Les fait qu'il ne s'agisse pas de phénocristaux qui

auraient formé éventuellement plus tard des nodules, mais d'un développement en sens inverse, est le plus nettement visible sur les augites grises. Elles sont très grandes dans les nodules; à l'état de fragments leur forme est déterminée par le clivage // (110) et non pas par des surfaces de cristal.

Les nodules sont formés de:

1. Olivine (*Dunite*).
2. Olivine, enstatite (et un peu d'hypersthène?), diopside chromifère, picotite, parfois très peu de hornblende (*Lherzolite*).
3. Augite, parfois hypersthène ou hornblende (*Augitite*).
4. Hornblende, parfois augite (*Hornblendite*).

La première espèce se ramasse dans la tranchée du chemin de fer à Vias; les autres sont, visibles à l'oeil nu ou révélés par l'analyse des minéraux lourds, partout présents où nous trouvons des roches du volcan de Vias.

#### *Les formations non-volcaniques*

Des six unités tuffeuses, quatre reposent visiblement sur les graviers grossiers et sables datant du Villafranchien: à Vias, à côté du Libron, entre Médeilhan et Preignes, et à la Jourdane (I-II-III-VI).

A Roque-Haute (V) la roche sous-jacente est invisible; au Petit Pioch à Agde (IV) c'est une argile avec beaucoup de débris du volcan d'Agde (cf. p. 41).

La surface sur laquelle reposent les quatre premiers est nettement la terrasse inférieure, formée aux dépens du Villafranchien (cf. p. 20). Les altitudes sont, du nord au sud: 20 m à la Jourdane; 13 m à la bordure nord du sédiment de Vias; 12 à 14 m dans la tranchée du chemin de fer à Preignes; 8 m dans la tranchée à Vias; 6 m à la bordure sud du sédiment de Vias. Dans la tranchée de Vias on remarque localement, à quelques décimètres en dessous de la surface des sables graveleux, un niveau de concrétions calcaires, que l'on retrouve ailleurs souvent dans les vignes sur la terrasse inférieure.

A côté du Libron, entre la R.N. 112 et le canal du Midi, des empreintes végétales se sont conservées dans la surface inférieure du tuf. Un échantillon de la couche supérieure des graviers contenait les grains suivants (détermination de M. JONKER, Musée Botanique, Université d'Utrecht): *Menyanthes*; *Chenopodia*, *Juncus*; *Salvinia*; un grain indéterminable; ce qui indique, d'après M. JONKER, une végétation riveraine, avec de l'eau libre. Dans la tranchée du chemin de fer, au sud de Preignes, la surface du gravier montre un faible relief, avec

des dénivellations qui n'excèdent pas 1 m. A la Jourdane un mince banc de sable jaune semble s'intercaler entre les graviers et le tuf.

Les argiles sableuses et quelques bancs calcaires, déjà décrits pp. 24—37 sont intercalés dans les tufs.

Aux unités I-II-III-VI, c'est seulement aux bords que se sont déposés des sédiments superjacentes: il s'agit toujours de remaniements de gravier villafranchien.

Sur le Petit Pioch et à côté des Terres Nègres (IV et V) les tufs sont recouverts par un sol noir, constitué principalement de matériau respectivement, du volcan d'Agde et de Roque-Haute.

#### *Corrélations, âge*

En comparant les minéraux lourds des différentes unités, deux corrélations semblent possibles.

L'assemblage du banc inférieur à la Jourdane (279) ressemble à s'y méprendre, même dans les pourcentages, à celui du banc A dans le profil du chemin de fer à Vias (237, 238), tandis qu'un peu plus haut se trouve une abondance de hornblende (282), tout comme à Vias (240, 241).

On peut sans aucun doute se permettre de faire correspondre les bancs de la Jourdane avec les cinquante premiers centimètres du sédiment de Vias.

Au sommet de la colline de Vias, où se trouvent les bancs les plus jeunes (293), l'augite microolithique est assez grande, d'un vert olive qui ressemble beaucoup à celui des augites d'Agde etc., et presque sans clivage // (001). Le même développement s'observe dans le tuf du Petit Pioch, où le banc supérieur (110) produit une même augite verte sans clivage. Peut-être ces deux bancs correspondent-ils également, l'un à l'autre.

Le moment des éruptions du volcan est fixé entre la formation de la terrasse inférieure, sur laquelle il repose, et une période de fortes érosions, pendant laquelle les différents lambeaux du tuf ont été séparés.

On pourra peut-être préciser cet âge plistocène ni très ancien ni très récent en pensant qu'une ingression marine a eu lieu probablement dans la vallée de l'Hérault pendant la période éruptive du volcan.

Si au moins une partie de cette ingression est due à une oscillation positive de la mer, il semble bien acceptable de penser à une activité pendant le grand interglacial, Mindel-Riss.

## LE VOLCAN D'AGDE

(fig. 18, p. 48)

### Resumé

Les basaltes holocristallins à phénocristaux d'olivine et d'augite verte qui se trouvent entre Agde et la mer, consistent principalement en basalte cohérent, tufs et lapilli.

Ils proviennent de plusieurs points d'émission, et les coulées qui constituent trois petits plateaux ne paraissent pas être sorties du grand cratère qui a existé à l'intérieur du plus grand cône de lapilli, le mont St. Loup; les plateaux sont presque complètement séparés des lapilli par une bande de tufs.

Les roches volcaniques reposent sur une surface de —20 à —30 m, constituée par des argiles et des sables rouges fluviatiles, attribués à l'Astien, et localement par une couche de graviers, épaisse de quelques mètres, attribuée au Villafranchien.

Des argiles et des graviers sont intercalés dans les tufs; superposés aux roches volcaniques sont le calcaire de Notre-Dame, un tuf du volcan de Vias, et un lambeau de gravier.

L'activité du volcan doit s'être manifestée entre le début du Villafranchien et le Plistocène moyen. Une activité pendant le Villafranchien paraît le plus probable.

### Généralités

Bien que le volcan d'Agde soit le massif volcanique — massif bien modeste d'ailleurs — le plus connu du Bas-Languedoc non seulement des géologues, mais également de la population, la littérature, à son sujet, reste extrêmement réduite. En 1809, DE SERRES donne une description qui n'a plus qu'un intérêt historique. En 1869, c'est DE ROUVILLE qui nous fournit une bonne carte, non égalée jusqu'à nos jours, et fait quelques observations que l'on semble avoir oublié. Plus récemment le massif n'est mentionné que dans des ouvrages ne traitant pas spécialement de volcanologie: DEPERET 1897, DENIZOT 1951, FEUGUEUR 1955, GEZE 1955.

On retrouve les roches volcaniques sur une superficie de 20 km<sup>2</sup> entre l'Hérault, le Canal du Midi et la mer; roches réparties en: tufs fortement érodés, trois plateaux constitués par des coulées, et des cônes de lapilli dont le plus haut s'élève à 111 m d'altitude. Elles reposent sur une surface assez régulière de 20 à 30 m en dessous de la mer, de sorte que l'on ne peut se renseigner sur sa partie inférieure que par des sondages.

Les tufs entourent les trois quarts des cônes de lapilli et séparent ceux-ci des coulées, fait signalé par DE ROUVILLE (1869, p. 68) mais infirmé par ses successeurs (DEPERET 1899, FEUGUEUR 1955). Citons DE ROUVILLE:

„Il y a, nous le répétons, indépendance complète du basalte de la plaine par rapport au cortège éruptif du sommet: ni le basalte qui porte la ville et qui s'étend à l'ouest du pic jusqu'aux bords de l'Hérault,

ni celui qui est situé au sud de la métairie Ménard, ni celui qui, auprès de la mer, porte la mesure ruinée de la Clape, ne paraît s'y rattacher; chacune de ces nappes semble née sur place à la manière de nos basaltes sans scories, . . .”

En ce qui concerne la coulée „au sud de la métairie Ménard”, à Baldi, cela est des plus évident. Le puits de Baldi, situé directement au sud du petit plateau, en direction du Pic St. Loup, ne recèle pas de trace de roche effusive et il se peut très bien que le petit entassement d'un basalte compact fortement magnétisé sur la bordure sud de la coulée représente l'ancien point d'émission.

Sur la coulée de la Clape on ne trouve pas de point d'émission apparent, mais d'un autre côté il n'y a, à la surface, aucune indication reliant le plateau et les cônes.

Quant au plus grand plateau il semble que le basalte cohérent et les lapilli se touchent au sud-ouest de St. Martin des Vignes et on ne voit pas ce qui a amené DE ROUVILLE à faire figurer sur sa carte une bande ininterrompue de tufs de Baldi à l'étang de Luno. Mais ce fait-la ne change en rien sa conclusion que „chacune de ces nappes semble née sur place”, conclusion qui reste parfaitement valable. Il se peut que l'entassement basaltique situé au sud de la Route Nationale, à quelques centaines de mètres à l'est d'Agde, ainsi que la butte de l'ancienne ville où les Grecs ont construit leur acropole puissent indiquer des points d'émission. La direction des deux coulées qui, de la bordure nord-est du plateau, pointent respectivement vers l'étang de Bagnas et vers Baldi semblerait accréditer cette hypothèse.

Malgré les objections qui pourraient être faites en raison d'altitudes soi-disant descendantes en partant du pic St. Loup, si cela est vrai jusqu'à 1500 m du pic, on retrouve un affaissement, profond de quelques mètres, séparant les cônes de la partie la plus haute du plateau atteignant 18 m. En outre c'est ici, à la bordure sud-est de l'affaissement, que se trouvent les tufs en guise de cloison, tandis que plus au sud, où le basalte compact du plateau arrive aux cônes, les altitudes sont bien moins élevées, n'arrivant qu'à une dizaine de mètres. On pourrait encore objecter que cet affaissement, comme le vallon du ruisseau de Batipaumes, serait l'effet d'une érosion. Celle-ci a probablement joué un rôle, quand le débit du ruisseau était plus considérable qu'aujourd'hui, mais puisque les eaux ne se sont pas creusées un lit dans les tufs beaucoup plus tendres que le basalte compact il faut bien supposer qu'elles ont profité d'un affaissement déjà existant.

Tous ces faits suffisent donc bien à en finir avec l'image des trois coulées sorties d'un seul cratère, image qui, depuis DE SERRES était restée si longtemps à l'esprit de la population et des géologues, en dépit de DE ROUVILLE.

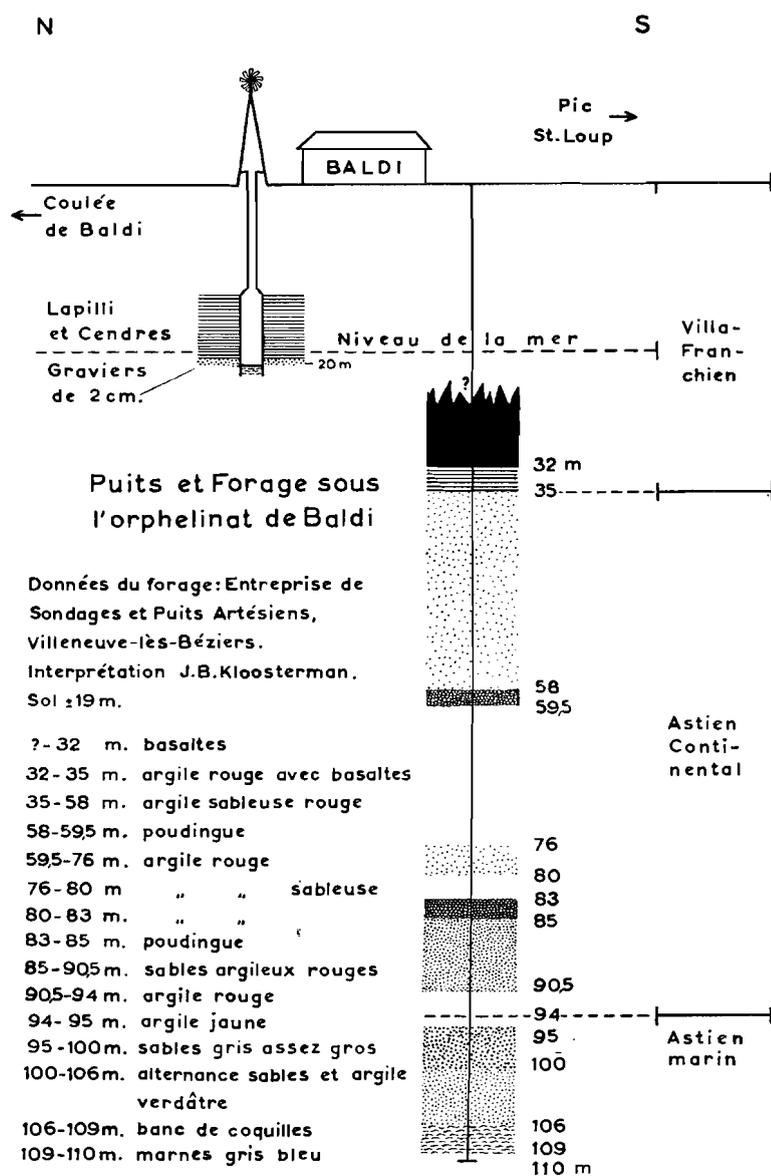


Fig. 19

**Le basalte cohérent**

Le basalte cohérent consiste en: trois plateaux, nommés plus haut, des intrusions dans les tufs (cf. p. 48), et quelques affleurements isolés, comme dans la carrière de Notre-Dame du Grau, la Roche-Longue, et l'îlot de Brescou.

Il est probable que le basalte de Roche-Longue et de la carrière de Notre-Dame du Grau se relie au grand plateau d'Agde, n'étant séparés de celui-ci qu'à la surface par les sables du cordon littoral actuel. L'île de Brescou fait partie d'une roche sous marine allongée en direction N.O.-S.E. et pourrait représenter une coulée venant du grand plateau, mais il y a toujours la possibilité d'un point d'émission en dessous de la coulée même, comme à Baldi.

Le grand plateau est sans aucun doute formé, en grande partie de coulées, mais rien ne peut nous renseigner sur leur nombre, ni en sens horizontal ni en sens vertical. Les avant-puits des forages d'eaux ne dépassent pas d'habitude 10 m en profondeur, et jusque là on ne voit pas de superposition. Toutefois en deux endroits on trouve une aimantation normale, c-à-d. contraire à ce que montre presque tout le reste du massif volcanique: l'un des entassements chaotiques dans la partie centrale du plateau, et la bordure sud de la plaine de Capiscol; ce qui suggère qu'il faut y voir le résultat d'activités plusieurs fois reprises, et non pas d'un épanchement unique.

Les entassements qui s'élèvent à quelques mètres au dessus du plateau, comme celui au sud de la R.N.

108 à Bellevue, peuvent être les témoins de points d'émission ou d'intrusions postérieures. Ce dernier cas est bien probable pour celui qui a, comme nous l'avons indiqué plus haut, une aimantation normale.

L'épaisseur de ce basalte est, à la partie centrale du plateau, où il s'élève à environ 18 m, de l'ordre de 40 m. La surface inférieure se situe au nord de la R.N. 108 à —20 m; à l'abattoir d'Agde, de —22 m à —25 m; à Sicard, à —30 m; entre Sicard et la station de T.S.F. à —16 m et à cette dernière station à —28 et —38 m (données fournies par FEUGUEUR (1955) pour les deux forages à la station de T.S.F.; les autres par les habitants).

La coulée de Baldi est d'une épaisseur beaucoup plus faible et n'est que la terminale d'une série volcanique plus importante. D'après les données des affleurements et des deux forages d'eau de Baldi on peut dresser la série suivante (cf. fig. 19) :

**Basalte cohérent.** Point d'émission probable se voit à 150 m au S.E. de Baldi à presque 20 m d'altitude.

La coulée descend, par endroits, jusqu'à quelques mètres au-dessus du niveau de la mer.

**Tufs, interstratifiés avec des graviers.** Le tuf affleure :

1. dans l'encaissement du chemin de Maraval à la R.N., à une centaine de mètres au S.O. de Baldi;
2. directement au S. de Sept-Fonds.

Il est visible aussi dans le puits du jardin de Baldi, où l'on voit également des graviers, notamment à 20 m de profondeur (sol 19 ou 20 m), où ils ont un diamètre de 2 cm en moyenne. La présence et l'altitude de ces graviers s'accorde très bien avec ceux qu'indique DE ROUVILLE (1869) au sud de Sept-Fonds, et qui, de nos jours ne sont plus visibles.

**Basalte cohérent.** Rencontré dans le forage au sud de Baldi, d'un niveau inconnu à 32 m de profondeur (sol à 19 ou 20 m).

**Tuf.** Tuf rouge, également rencontré en forage, de 32 à 35 m.

Le petit plateau de la Clape est formé d'une ou de quelques coulées qui ont, vers le sud, une étendue plus grande que le plateau même. Les roches volcaniques descendent sous les sables littoraux pour réapparaître sur la plage. Au N.O., des tufs semblent les séparer des cônes de lapilli.

À la Clape on trouve également un affleurement qui montre une aimantation parallèle au champ actuel; c'est sur le côté droit de la route d'Agde au Cap.

Un forage est descendu à —18 m sans avoir quitté la roche dure.

### Les tufs

Les tufs entre Baldi et Janin sont bien stratifiés, les éléments sont de petite taille, comportant presque exclusivement des lapilli dépassant rarement 2 cm et des cendres. Il s'y trouve parfois des blocs anguleux d'un basalte massif pouvant atteindre 2 dm de diamètre. À un seul endroit, à la bordure sud de la plaine de Capiscol, des „bombes en forme de bouse de vache” sont interstratifiées avec des couches de lapilli.

Les tufs sont bien tassés, toujours poreux, et de couleur jaunâtre à cause d'une altération argileuse; à l'exception des couches affleurant au sud de Sept-Fonds qui sont rouges et moins poreuses.

Les couches sont presque horizontales autour de Baldi; plus vers le sud-ouest les pendages sont de l'ordre de 25°, les litages sont irréguliers et suggèrent deux ou trois points d'émission, dont l'un dans la partie sud de la plaine de Capiscol.

Dans les tufs on remarque quatre entassements de basalte cohérent, chacun d'une dizaine de mètres de diamètre; ils sont en discordance avec les couches et il faut les expliquer probablement comme des intrusions postérieures.

DE ROUVILLE (1869) décrit une faille entre le plateau d'Agde d'un côté et les tufs et les graviers à

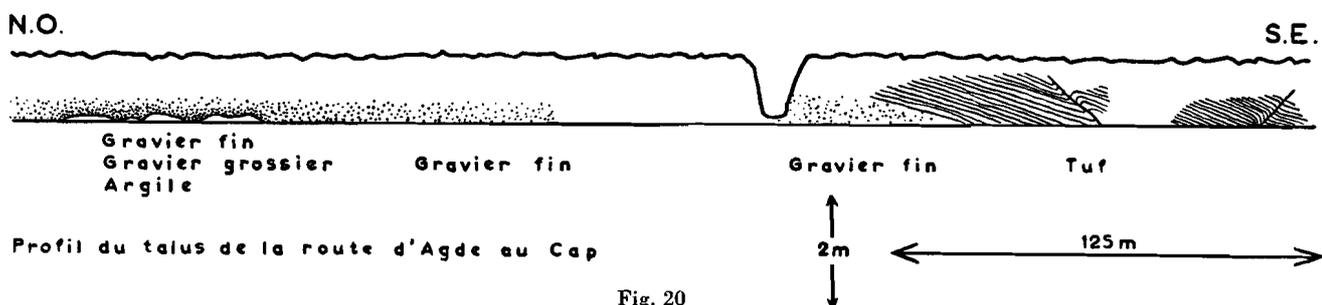
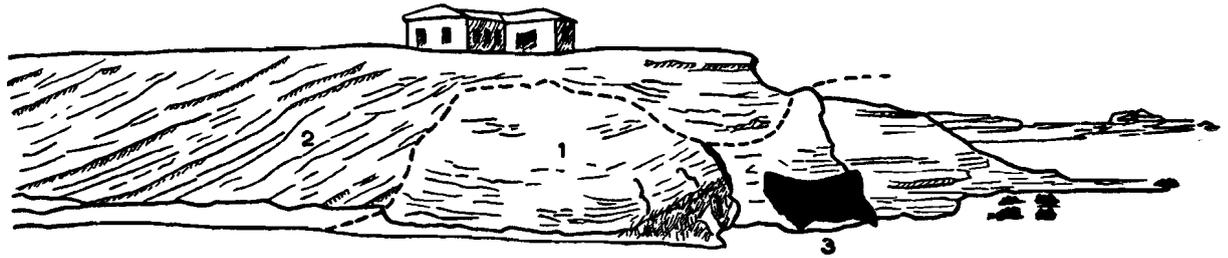


Fig. 20



La bordure nord-est de la Conque, vue du Cap d'Agde.  
 1. Tuf jaunâtre      2. Tuf grisâtre      3. Intrusion

Fig. 21

proximité de la route d'Agde au cap d'autre côté. Cette faille aurait une direction E.-O.; le tuf et le gravier au sud seraient surélevés. Il faut admettre la possibilité d'un meilleur affleurement pendant les recherches de DE ROUVILLE; en tout cas aujourd'hui l'existence d'une telle faille peut malaisément être prouvée. Il y a quelques petits accidents, avec des pendages de 30° environ, mais ceux-ci n'ont visiblement que raccourci les tufs dans une direction N.O.—S.E., et n'indiquent aucune surélévation (cf. fig. 20).

Tandis que ces tufs, en bordure N.O. des cônes de lapilli, ont un caractère assez uniforme: la bonne stratification, la petite taille, la présence — en nombre limité — de quartz brisé et d'autre matériau allochtone, les tufs du cap d'Agde, qui se poursuivent en quasi-continuité via la Clape vers Maraval au Nord et vers St. Martin à l'ouest, sont beaucoup plus variés en texture, en taille, en composition.

Les dispositions ne sont pas claires. Par endroits il s'y trouve en dessous, et même à l'intérieur, une roche basaltique cohérente; on remarque des phases d'érosion plus ou moins importantes qui ont affecté les tufs. Cependant il faut bien les considérer comme tufs de projection, tufs primaires dans le sens de LACROIX, et non invoquer l'action de „courants tumultueux” comme le fait DE ROUVILLE (p. 72). Ce géologue se contredit d'ailleurs au sujet de la mise en place:

(p. 69) „... un vrai filon de basalte qui a relevé le tuffa et formé une éminence allongée parallèle au rivage ...”

(p. 72) „... les sédiments fluvio-volcaniques” (à St. Martial, près de Tourbes) „se relèvent sous des inclinations très prononcées et si irrégulières, qu'on est amené à n'y pas voir l'effet de dislocations, mais, comme pour la pépérine d'Agde, au sud du sémaphore, le simple résultat du mode dont les courants

tumultueux les ont entraînés et déposés dans les dépressions de la mollasse.”

Il faut ici distinguer les tufs de couleur jaunâtre, horizontaux, se situant entre la Conque et le Rocher d'Agde, qui ont été disloqués par le „filon” à la bordure N.E. de la Conque, puis érodés, et le tuf de couleur plus foncée qui entoure la plus grande partie de la Conque, constituant le cap même, et représente une période éruptive postérieure (voir fig. 21). Ces derniers sont probablement à peine déplacés, en tout cas la partie au nord de la Conque. Au sud, au contact du filon dont les restes sont connus comme „Les Trois Frères”, se trouve entre la roche cohérente et le tuf, une cinquantaine de centimètres de sédiment d'origine non-volcanique: du calcaire, du côté du filon et, contre le tuf, de l'argile, dans laquelle ont pénétré des lentilles de lave (voir fig. 22). Le pendage du tuf superjacent est de l'ordre de 60° sur une épaisseur de 2 m, tandis que celui des couches supérieures est tout à fait normal.

Le „filon” que DE ROUVILLE faisait continuer sans interruption du sud au nord de la Conque est formé, au contraire, de deux parties au moins, dont la cohérence en profondeur est probable, mais invisible à la surface.

Au nord de la Conque, le basalte cohérent se présente aussi à l'intérieur des tufs, sous forme de petit sill.

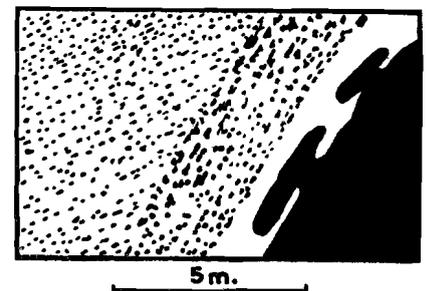


Fig. 22. Les tufs et l'intrusion, du Cap d'Agde, séparés par de l'argile et du calcaire.

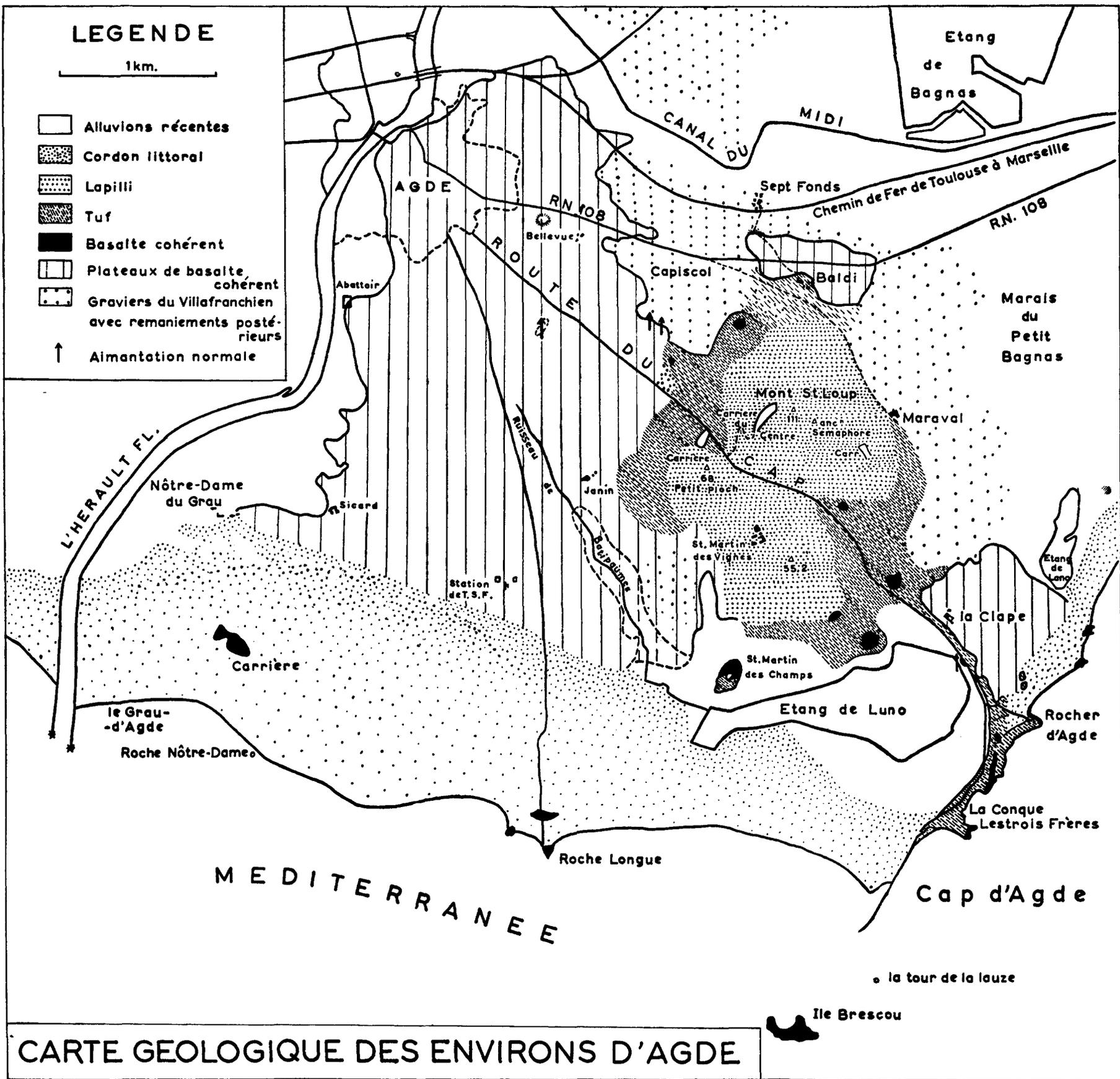


Fig. 18

Les rapports entre toutes ces roches étant assez obscurs, on ne peut rien en conclure de précis.

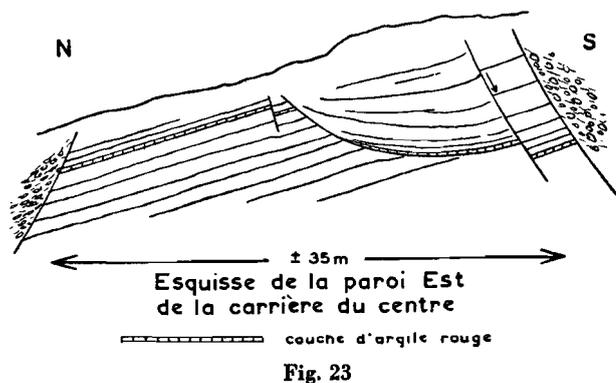
Les sédiments contiennent beaucoup plus de matériau allochtone qu'au nord des cônes de lapilli: du gravier, des blocs argileux, calcaires et gréseux. Au cap, le matériau est assez grossier: les blocs peuvent atteindre facilement quelques décimètres; plus au nord où ces tufs s'appuient contre la lisière S.O. du plateau de la Clape — qui est donc bien antérieur — et entre St. Martin et Maraval, on trouve surtout des lapilli. A cause des pendages, des altitudes, et de la répartition des grosseurs des éléments, on est amené à penser à un point d'émission à proximité du cap, dans la mer actuelle. Naturellement la croyance populaire disant que la Conque représente un ancien cratère n'a rien de sérieux. Elle est formée par l'érosion, et protégée à ses deux extrémités par des intrusions, le „filon” de DE ROUVILLE.

Dans les tufs au nord de l'étang de Luno se remarquent quelques entassements de basalte cohérent, comparables à ceux de l'autre versant des cônes de lapilli. Ici, surtout pour celui qui est le plus proche de l'étang, une discordance avec les tufs n'est pas évidente, mais par analogie il faut y voir probablement des intrusions postérieures.

#### Les cônes de lapilli

Les produits de projection qui forment les cônes de lapilli sont d'assez grande taille: des amas de lapilli, des blocs, des bombes, et peu de cendres. Il existent trois cônes principaux, s'élevant à 55, 68 et 111 m. Dans la carrière du centre on voit le bord d'un cratère qui doit avoir été situé à l'intérieur de l'hémicycle que forme le pic St. Loup, et qui est rempli par de grandes bombes, jusqu'à 50 cm de diamètre. Le fait que ce bord est assez droit, nous fait supposer que le cratère avait un rayon de quelques centaines de mètres.

Cependant on ne peut pas expliquer tous ces sédiments par l'activité d'un seul cratère. Au nord de cette même carrière les couches de lapilli, déclinant vers le nord, ont été coupées à pic (voir fig. 23), et on y trouve d'assez gros blocs; dans la carrière du Petit Pioch une bonne partie des couches a un pendage en accord avec le grand cratère, mais à l'entrée de la carrière il y a des couches gisant perpendiculairement, et qui doivent s'être sédimentées après une érosion. Il faudrait plutôt penser à une suite de cratères qui se seraient alternativement bouchés pour réapparaître à proximité de l'endroit précédent.



Le matériau est presque purement basaltique; parfois on y trouve des inclusions, argileuses ou marneuses au nord, granitiques dans la carrière de Maraval.

En contrebas des cônes, se trouvent régulièrement des couches argileuses assez calcaires, que l'on peut très bien étudier dans la carrière du Petit Pioch, où elles atteignent une épaisseur de 8 m. Leur partie inférieure contient une multitude de débris volcaniques dont l'argile ne constitue que le ciment. A la partie supérieure, le pourcentage d'argile devient plus élevé, mais d'abord, les débris sont encore des lapilli et des blocs labradoriques du volcan d'Agde (87, 89). Le dernier mètre au contraire est formé par un tuf d'une roche volcanique complètement différente, qui trouve son origine dans les activités du volcan de Vias (voir p. 50).

Ensuite vient une phase d'érosion dont on pouvait très bien voir les effets en 1955 dans la tranchée nord, qui est recouverte maintenant par les travaux de la carrière. Elle a eu comme résultat une surface irrégulière, déterminée par les éléments volcaniques, plus durs. Il paraît possible que cette érosion soit causée par le vent. La surface a été ensévelie enfin sous un sable constitué de matériau du volcan d'Agde.

#### Pétrographie

Le basalte cohérent du volcan d'Agde est presque toujours holocristallin. Des phénocristaux d'augite et d'olivine sont entourés d'une mésostase, très souvent ophytique, de plagioclase, d'augite, de magnétite et parfois d'olivine.

Dans la roche de produits éjectifs on remarque que dans la mésostase vitreuse s'étaient préalablement formés du plagioclase, et probablement, à peine visible dans le verre presque opaque, de la magnétite en cristaux très petits. Ce dernier minéral présente des cristaux beaucoup plus grands, aux









ment de Vias), et ne montrant pas d'affinités avec ceux des sables côtiers actuels caractérisés par la hornblende verte, l'épidote et le grenat (11,12). En outre on remarque la présence d'enstatite, de diopside chromifère et de picotite, provenant de nodules périclites, et de hornblende brune, caractéristique du volcan de Vias.

Il faudrait donc plutôt placer ce calcaire dans une période plus ancienne, contemporaine avec l'activité ou avec la dénudation de ce dernier volcan.

#### Données de 2 forages d'eau

Avant d'aller discuter l'âge relatif des roches volcaniques et du volcan, il faut ajouter les données que fournissent les deux forages communiqués par le foreur BELLUIRE (FEUGUEUR 1955) :

#### 21 b. Les Onglous, Marseillan.

Cote au sol +2, profondeur 22 m.	
6. Sables . . . . .	22,00 m
5. Argiles, cailloux grès (tuf) . . . . .	23,00 m
4. Argile compacte jaune-rougeâtre . . . . .	34,00 m
3. Alternance de pierre basaltique et d'argile compacte en lits de 1 à 2 mètres . . . . .	16,00 m
2. Pierre volcanique . . . . .	5,00 m
1. Sable . . . . .	22,00 m

#### 22. Agde-Rochelongue, armée allemande 1944.

sol: +6 ou 8 (près de la station radioélectrique P.T.T.); profondeur 133 m. Interprétation FEUGUEUR.

Quaternaire (basalte): 45 mètres

12. Pierre basaltique très dure	0—45.00 m
Pliocène continental supérieur détritique: 3 mètres	

11. Gravier et sable très grossier (eau salée) . . . . .	45.00—48.00 m
--	---------------

Pliocène continental limoneux: 64 mètres

10. Argile compacte . . . . .	48.00—60.00 m
9. Pierre basaltique très dure	60.00—66.00 m
8. Argile compacte . . . . .	66.00—72.00 m
7. Pierre basaltique . . . . .	72.00—73.50 m
6. Sable argileux . . . . .	73.50—75.50 m
5. Pierre basaltique . . . . .	75.50—77.50 m
4. Argile compacte . . . . .	77.50—97.50 m
3. Pierre basaltique . . . . .	97.50—99.50 m
2. Limon et sable avec graviers . . . . .	99.50—112.00 m

Pliocène marin: 19 mètres

1. Sable mouvant et graviers en petits lits alternants . . . . .	112.00—131.00 m
--	-----------------

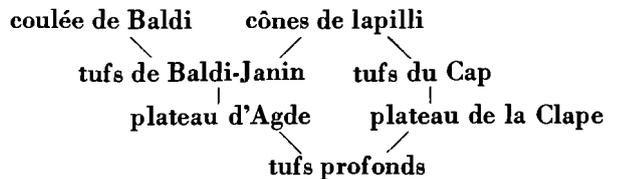
La présence de roches volcaniques à de telles profondeurs étant un peu exceptionnelle, FEUGUEUR suppose une fausse détermination du foreur, tout en reconnaissant que celui-ci connaît très bien le basalte d'Agde.

Toutefois les deux limites inférieures (98 et  $\pm 92,5$  m) s'accordent très bien, et à priori il n'y a rien qui s'oppose à une activité volcanique dans l'Astien fluvial.

#### Date des éruptions

Il reste maintenant à essayer de dater les phénomènes volcaniques entre Agde et la mer.

En ce qui concerne l'âge relatif des différentes roches on peut faire ces réflexions: en dessous du plateau d'Agde se trouvent régulièrement quelques mètres de tuf; le plateau se situe plus bas que les tufs entre Baldi et Janin; les lapilli sont beaucoup moins altérés que les tufs; la coulée de Baldi repose sur des tufs; les tufs du Cap s'appuient contre le plateau de la Clape. On trouve alors la série suivante:



Pour dater le phénomène volcanique d'Agde en général les faits les plus importants sont l'antériorité de l'Astien fluvial et d'un peu de Villafranchien, et la postériorité du calcaire de la roche Notre-Dame, ainsi que du tuf du volcan de Vias, d'âge pliocène ni très ancien ni très récent.

*L'activité principale se situe donc en tout cas entre le commencement du Villafranchien et un âge pliocène à peu près moyen.*

En outre il y a les données des forages, et on trouve intercalés entre les roches volcaniques, des graviers et des argiles rouges, et superposé, un lambeau de graviers grossiers; le comblement par ces sédiments a donc marché de pair avec la construction du massif volcanique. Il est possible que ceci se soit passé après le Villafranchien, mais une érosion devrait alors avoir dégagé une place pour le volcan dans les couches villafranchiennes, et les graviers grossiers seraient remaniés. Et c'est justement le Villafranchien qui est caractérisé par un apport important de graviers grossiers.

Il paraît donc un peu plus probable que le volcan, ayant fait peut-être ses débuts peu après l'Astien marin, ait déployé son activité la plus grande dans le Villafranchien.

## LE VOLCAN DE ROQUE-HAUTE

(fig. 24)

### Généralités

Les roches volcaniques qui occupent les Terres Nègres et le Grand Bosc, entre Vias et Portiragnes, n'atteignent pas une superficie de 1 km<sup>2</sup>, mais doivent être considérées comme un véritable petit volcan, avec des périodes explosives aussi bien que des périodes effusives. Elles se distinguent des roches du volcan de Vias — qui ne sont d'ailleurs jamais effusives — par leur nature pétrographique: l'absence de nodules, la présence de phénocristaux d'augite et d'olivine, la cristallinité de la mésostase. En dehors d'un petit entassement de bombes, les roches affleurantes sont des tufs et du basalte cohérent. Le basalte cohérent représente surtout d'anciennes coulées, mais en partie aussi des pipes de cratère.

L'existence de ce petit volcan est bien connue, mais on ne trouve nulle part de description.

### Géologie

Un affleurement important se situe dans l'anfractuosité qui sépare au nord les Terres Nègres du Grand Bosc.

A l'ouest on y voit le basalte cohérent, qui constitue le plateau du Grand Bosc, superposé à des couches horizontales de tuf. Le matériau volcanique primaire de ce tuf est pour la plupart formé de lapilli; mais on y remarque aussi des blocs d'un basalte altéré.

Parmi le matériau allochtone ce sont surtout les blocs d'argile rouge dure qui atteignent les dimensions les plus grandes; on en trouve de plusieurs décimètres. Ils sont souvent arrangés suivant les couches.

En dehors de cette argile et de galets quartzeux brisés, on y trouve des blocs d'une marne blanche, d'un sable jaunâtre. Un bloc calcaire à fragments de lamellibranches était probablement d'origine miocène; un autre bloc ressemblait à s'y méprendre à un grès dont on trouve un banc dans l'Astien fluviatile de Montblanc.

Tandis que le basalte cohérent n'a pas ici plus de 50 cm d'épaisseur, l'épaisseur visible du tuf est presque de 3 m. On ne voit ni ici ni ailleurs ce qui se trouve en dessous, mais les blocs de basalte altéré, englobés dans le tuf, font supposer qu'il ne s'agit pas de produits d'une première éruption.

Au nord du Grand Bosc on voit dans des anciennes carrières que le basalte cohérent a plusieurs mètres d'épaisseur. En contournant le plateau, les côtes n'offrent aucun affleurement jusqu'à la propriété de la Roque-Haute, sur le point sud. Nous y retrouvons seulement le basalte cohérent; en dehors d'un petit affleurement dans le vallon à l'est de Roque-Haute, le tuf du Grand Bosc n'affleure plus. Le plateau est recouvert d'un sol assez mince; un peu partout on y voit surgir de gros blocs arrondis du basalte cohérent.

La bordure sud des Terres Nègres est assez découverte. Sur plusieurs centaines de mètres la série verticale: tuf — basalte cohérent — tuf, est visible. Le tuf sous-jacent consiste en cendres et en lapilli, et est assez pur. Le basalte cohérent atteint une épaisseur de quelques mètres, et a été recouvert à son tour par un tuf dont on retrouve de petits lambeaux. Il est assez compact et contient beaucoup de matériau allochtone, p. ex. du quartz et de l'argile rouge.

C'est évidemment le même tuf que celui qui forme le petit cône, atteignant 41 m d'altitude, dans la partie centrale ouest des Terres Nègres. On y trouve plusieurs entassements de basalte cohérent, dont l'un surtout, à l'angle nord-ouest du petit plateau constituant le sommet de la colline, est très fortement magnétique. Il s'agit ici d'un point d'émission.

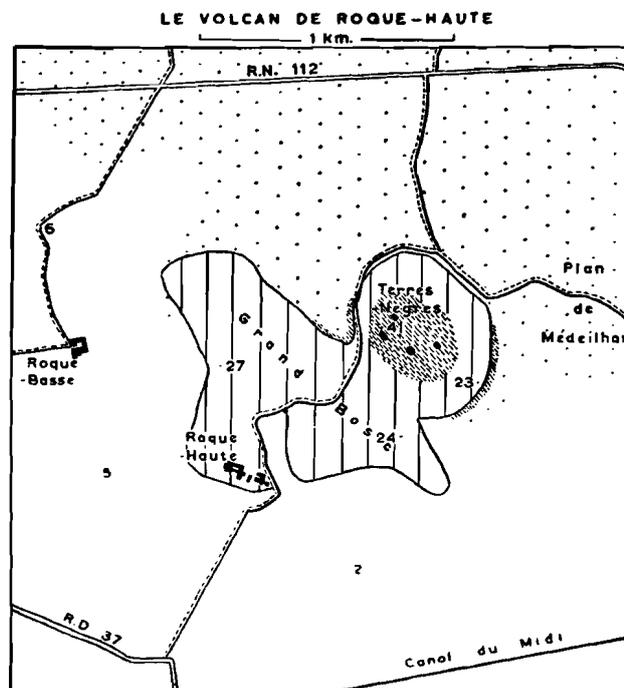


Fig. 24. Légende: voir fig. 18.



Nègres on trouve quelques bancs qui doivent être attribués au volcan de Vias (cf. p. 56).

A cause de développements pétrographiques dans cette direction, on pourrait supposer que le volcan de Roque-Haute représenterait une phase plus avancée du volcan de Vias. Le point d'émission de ce dernier pourrait alors être caché par les coulées de Roque-Haute. Mais le sable argileux, associé au tuf du volcan de Vias, doit être le plus jeune (voir p. 39).

#### *Date des éruptions*

Il y a dans ces raisonnements trop de suppositions pour fixer l'âge du volcan dans le Plistocène moyen, entre la formation de la terrasse inférieure et l'activité du volcan de Vias. Tandis que cet âge semble très bien possible, on peut seulement dire avec certitude que le volcan a été actif après le commencement du Villafranchien, puisque les tufs contiennent du quartz brisé, et avant le Plistocène récent, puisque les roches sont fortement érodées.

## LE VOLCAN DE ST. THIBÉRY

### Généralités

Commençant à plusieurs centaines de mètres au nord de Bessan et s'étendant jusqu'à l'intérieur du village de St. Thibéry, s'élève un plateau basaltique, auquel sont superposés les Monts Ramus, construits de produits d'éjection.

Les roches volcaniques recouvrent une superficie de 8 km<sup>2</sup>. Au nord et à l'est elles dominent la plaine de la Tongue et de l'Hérault, tandis qu'au sud-ouest se trouve la plaine graveleuse qui s'étend de Mont-blanc à Vias.

Les roches qu'on y rencontre le plus fréquemment sont le basalte cohérent et les produits grossiers de projection.

Elles ont été l'objet de quelques observations de DE SERRES (1809) et de DE ROUVILLE (1869). ERHARD (1940) décrit les sols sous- et super-jacents.

### Description géologique

A plusieurs endroits on voit du tuf en-dessous du basalte cohérent des coulées. Ces endroits sont: la carrière Mazza, au nord-ouest du plateau; près de la Cave Coopérative de St. Thibéry, au nord; à côté de la R.D. 13, au sud; et dans la carrière Gleizes, à l'est.

Il s'agit toujours de tuf de cendres et de lapilli fins, répartis sur plusieurs couches horizontales, atteignant ensemble une épaisseur de quelques décimètres. Les tufs sont un peu plus grossiers au nord et à l'ouest, qu'à l'est et au sud. Ils contiennent d'habitude une quantité de matériau allochtone, surtout du quartz fragmenté.

Il n'y a aucun affleurement où le basalte des coulées soit superposé directement au sédiment non-volcanique, de sorte qu'il est probable que le tuf forme une couche ininterrompue, témoin du com-

mencement explosif de l'activité volcanique.

Dans la tranchée du chemin de fer, au sud de St. Thibéry, se voit une couche à éléments très mal calibrés, jusqu'à 4 dm.

La couche est épaisse d'une cinquantaine de centimètres, à sa base on voit quelques minces bancs de tufs fins; le reste rappelle le sédiment d'une coulée boueuse, sauf la surface supérieure qui est très régulière.

Les coulées forment un plateau, dont la bordure coïncide avec celle du volcan. Dans les carrières on voit, intercalée entre le tuf et les coulées, une couche constituée d'un ensemble chaotique d'argile rouge très pure et de blocs basaltiques. Cette couche a une surface supérieure très irrégulière, formant des entassements entourés de basalte cohérent.

A la bordure, les coulées ont une épaisseur de l'ordre de 5 m. Les fissures de retrait sont souvent assez curieuses: au milieu des coulées on voit des formes arrondies, à l'intérieur desquelles les fissures sont horizontales, tandis qu'à l'extérieur elles prennent une direction perpendiculaire à la bordure de ces corps arrondis (voir fig. 25).

Parfois deux coulées se sont superposées. Ceci est visible au nord, à l'ouest de la Cave Coopérative de St. Thibéry, et est suggéré par la forme supérieure du plateau au sud-est et au sud.

Il semble des plus probables que la plupart entre elles se soient épanchées d'un ou de deux cratères dans la partie centrale ouest du plateau, où se trouvent les Monts Ramus.

En ce qui concerne le rocher qui se situe dans la courbe faite par la R.D. 13 avant d'entrer dans le village de St. Thibéry, on peut se demander s'il a été rattaché au plateau ou s'il est le témoin d'un petit point d'émission. Ce dernier cas doit être celui du petit entassement dans le village même, caché sous quelques maisons au nord de la rue de la poste. Tandis que toutes les autres roches du volcan montrent une aimantation parallèle au champ terrestre

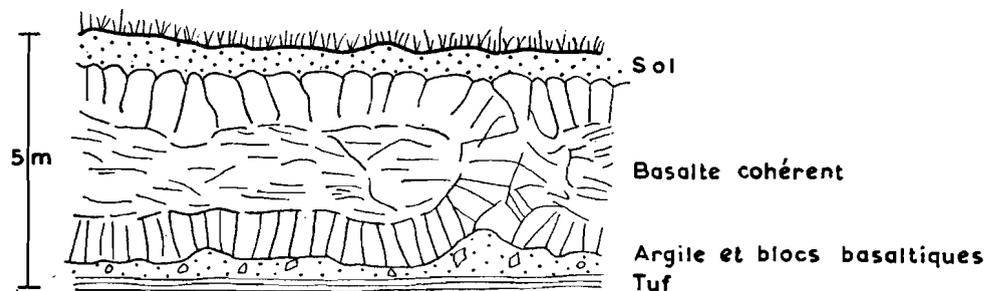


Fig. 25. Les fissures de retrait dans une coulée du volcan de St. Thibéry (carrière Mazza).

actuel, les échantillons de cet entassement au contraire, font réagir la boussole inversement.

Les Monts Ramus sont presque entièrement formés de produits d'éjection. Les trois monticules atteignant respectivement 61, 84 et 88 m d'altitude, sont alignés en direction sud-nord. Le plus bas n'offre pas de véritables affleurements, mais son origine éjective est montrée par les bombes et les lapilli qui se trouvent en grandes quantités dans le sol, peu couvert de végétation.

On peut étudier la roche fraîche du monticule central dans deux carrières, l'une à l'est, l'autre au nord, en face du troisième cône. Dans la première, la roche consiste pour la plupart de lapilli, avec une certaine quantité de matériau allochtone, surtout du quartz. Les couches ont vers la bordure du cône, un pendage à peu près parallèle à la surface (voir Pl. V), mais du côté du sommet on voit une inflexion; de l'autre côté de celle-ci, les pendages sont plus escarpés, ce qui suggère que les couches descendent vers un ancien cratère. La présence des grands blocs — jusqu'à un demi-mètre — que l'on trouve au sommet, s'accorde avec cette supposition, tout comme la forme conique du monticule, qui est protégé contre une forte érosion par le basalte des coulées environnantes.

Au-dessus des couches de lapilli, parallèles à la surface, repose un banc de sable argileux, dont la nature n'est pas claire. Il contient beaucoup de matériau volcanique fin, originaire du volcan de St. Thibéry. Ce banc, à son tour, est recouvert par un sol noir à gros éléments volcaniques.

Dans la carrière, au nord du cône, le matériau est très grossier, et semble se rattacher à celui du cône qui se situe immédiatement au nord. Dans celui-ci existe une carrière de grande dimension. Elle s'étend sur plusieurs centaines de mètres, au sud-est du sommet, et sa paroi atteint près du sommet, une altitude d'une quarantaine de mètres.

Au milieu, formant le centre du monticule, est situé un agglomérat d'éléments basaltiques très grossiers; des blocs de près d'un mètre ne sont pas exceptionnels. Il s'agit évidemment du remplissage d'un ancien cratère. Il est entouré par des couches concentriques de scories et de lapilli, déclinant une vingtaine de degrés vers l'extérieur du cône. On y remarque une seule couche dont l'origine volcanique n'est pas sûre: c'est un banc de sable blanc, d'une épaisseur de 5 à 10 cm, qui affleure sur une dizaine de mètres dans la tranchée nord-est de la carrière. Dans la fraction lourde on trouve presque seulement l'augite vert olive de St. Thibéry (423).

Par leur position, il semble probable que les trois cônes soient postérieurs au plateau. On trouve cependant dans la grande carrière entre l'agglomérat grossier et les couches de scories, du basalte cohérent sur une dizaine de mètres; peut-être l'activité effusive ne s'était-elle pas encore complètement arrêtée pendant la formation des cônes.

### *Pétrographie*

Le basalte est assez cristallin. De nombreux phénocristaux d'olivine et d'augite sont englobés par une mésostase qui contient une abondance de petits cristaux d'augite, de plagioclase et de magnétite.

Bien que, ce basalte, d'une façon générale, ressemble beaucoup aux basaltes des volcans d'Agde et de Roque-Haute, il montre plusieurs différences avec ces roches. Tandis que là le basalte cohérent est holocristallin, ici se trouve souvent dans les interstices entre les cristaux, une matière vitreuse, faiblement biréfringente. Dans la mésostase on remarque des taches obscures qui se différencient de l'alentour par l'abondance de petits cristaux de magnétite et la rareté des plagioclases. Les phénocristaux sont très souvent zonés. L'olivine montre beaucoup de phénomènes de résorption; les petits cristaux qui sont assez nombreux ont l'aspect arrondi. Ces derniers forment parfois des agglomérations. L'augite se présente souvent en forme de rosettes de plusieurs cristaux.

Macroscopiquement, dans quelques rarissimes agglomérations de 3 ou 4 gros cristaux d'olivine, la présence de diopside chromifère trahit la nature de fragment de nodule périclétique. Il est difficile d'évaluer le rôle joué par ces nodules pour la formation des cristaux isolés. Il semble bien possible qu'une bonne partie de ces cristaux soient des fragments monocristallins de nodules.

Le minéral lourd caractéristique pour le volcan de St. Thibéry est une augite vert olive qui ressemble beaucoup à celle des volcans d'Agde et de Roque-Haute. Elle est plus claire, et il s'y trouvent très peu d'inclusions.

Le clivage // (110) est, seul, assez marqué.

Ses extrémités sont d'habitude irrégulières, mais on y voit plus souvent des surfaces cristallines qu'à Agde et Roque-Haute.

### *Les sédiments non-volcaniques*

Les roches volcaniques reposent sur une surface assez horizontale, entre 20 et 30 m d'altitude.

Les couches sous-jacentes affleurent au nord, aux environs de la cave coopérative de St. Thibéry, et



tion. Il y a eu certainement un apport fluvial, dont témoignent quelques minces bancs de gravier grossier dans le sol au-dessus de la carrière Mazza, mais cela semble plutôt un phénomène d'importance très locale. Le quartz dans les sols est d'habitude fragmenté, comme on le trouve dans les sédiments pyroclastiques de la région et le caractère sableux d'un sol sur un plateau volcanique est général dans la région étudiée.

C'est l'effet d'un bon drainage — non pas latéral, par la pente de la surface, comme le pense ERHARD, puisque cette pente est très faible — causé par la grande perméabilité de la roche riche en fissures de retrait; les eaux de pluie s'enfoncent facilement, en entraînant de l'argile en suspension.

#### *Date des éruptions*

Les roches volcaniques paraissent reposer sur la terrasse inférieure. On ne peut pas se servir ici des quelques galets superjaccents (dans la carrière Maz-

za) pour arguer que le comblement villafranchien ne s'était pas encore arrêté après l'épanchement des coulées, comme nous l'avons fait pour le volcan d'Agde. Ici le terrain est plus accidenté (les collines miocènes au nord de la Tongue) et le plateau a une altitude relative cinq ou six fois plus petite que le plateau d'Agde, de sorte qu'il n'y a pas d'inconvénient à y voir un remaniement postérieur.

En outre la présence de concrétions calcaires, dans la carrière Gleizes, en dessous du volcan, nous montre que son activité fut postérieure à la formation de la terrasse inférieure.

Bien que les roches volcaniques mêmes aient été relativement épargnées par l'érosion — le basalte cohérent des coulées entoure et protège les cônes éjectifs — la forte érosion aux alentours nous apprend que les éruptions ont eu lieu, sûrement, avant le Plistocène récent.

De la sorte on est amené à placer le volcan de St. Thibéry dans le Plistocène à peu près moyen.

LE VOLCAN DE ST. MACAIRE

Des sédiments pyroclastiques, avec une surface supérieure, visible, d'à peu près 3 km<sup>2</sup>, s'étendent à la Bégude de Jordi, entre Servian et Montblanc, sur la rive droite de la Tongue (cf. fig. 2).

L'étendue des sédiments est probablement plus grande; à la bordure, ils sont recouverts par des couches plus ou moins épaisses de gravier.

La plupart des roches sont formées par une brèche dont le mode de dépôt n'est pas très clair. Des tufs primaires affleurent derrière le château de St. Macaire.

Les sédiments forment le sujet de quelques observations de DE SERRES et CAZALIS DE FONDOUCE (1861) et de DEPERET (1897).

La plus grande partie des sédiments visibles sont des brèches à composants de l'ordre de quelques centimètres. Ils sont très souvent formés par du matériau allochtone; en dehors de quartz, d'argile et de calcaire ce sont surtout des fragments de schiste noire qui sont remarquables. Les composants magmatiques sont anguleux. Le ciment consiste en une argile sableuse très calcaire, de couleur blanchâtre.

Des couches minces (de 1 à plusieurs cm) d'argile sableuse séparent parfois deux parties du sédiment. On ne voit pas clairement si elles représentent la séparation de deux couches originelles, ou si elles se sont formées plus tard dans des fissures. Le sable qu'elles contiennent est surtout formé de matériau volcanique (721).

L'ensemble atteint près de la R.N. 9, une épaisseur visible d'une dizaine de mètres.

DEPERET (1897, p. 657) décrit les sédiments de St. Macaire (sans avoir vu les tufs de projection derrière et dans le parc de St. Macaire) comme des dépôts dans „une cuvette fluvio-volcanique”, „creusée au sein des limons rouges et des cailloutis pliocènes”; il insiste encore sur ce creusement: „....., les éboulis de cailloutis pliocènes pourraient faire croire, au premier abord, à un recouvrement des couches fluvio-volcaniques par le cailloutis des plateaux. Cette interprétation ne peut résister à un examen d'ensemble de la disposition du bassin fluvio-volcanique”.

Nous pensons au contraire que cette interprétation peut très bien résister à cet examen, et que les graviers grossiers ne représentent pas des éboulis mais vraiment une partie de la nappe villafranchienne. Nous laisserons l'hypothèse de DEPERET sur la

TABLEAU XVII  
Pourcentages relatifs des minéraux lourds transparents des sédiments à St. Macaire et la Bégude de Jordi.

Numéro	Opaque ou trouble										Transparent										S.O. des sédiments volcaniques									
	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Titanite	Staurotide	Disthène	Andalousite	Sillimanite	Epidote etc.	Hornblende e.c.	Glaucofane	Corindon	Topaze	Hornbl. basalt.	Augite vert olive	Augite gris brun.	Augite microlith.		Augites diverses	Augite oegirin.	Diopside	Diopside chromif.	Hypersthène	Enstatite	Picotite		
702 30	35	1	7	—	1	—	—	43	—	11	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	argile rouge	
705 30	12	4	4	4	2	5	1	12	—	2	—	9	—	—	—	—	2	7	1	14	—	—	2	2	—	—	—	sol graveleux		
706 17	7	2	4	1	2	1	—	4	—	—	—	5	—	—	1	—	2	1	8	—	29	—	3	8	1	17	4	tuf de lapilli		
708 35	11	20	22	3	—	—	—	5	—	1	—	37	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	marne blanche		
709 34	16	12	3	7	1	1	—	18	—	5	—	17	1	—	—	—	4	—	2	7	—	1	—	—	—	—	—	gravier sur la brèche volcanique		
721 6	1	1	2	—	—	—	—	1	—	—	—	2	—	—	—	—	1	12	—	46	26	—	1	2	—	—	—	argile brune dans brèche volcanique		
723 33	3	5	15	3	—	—	—	7	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	18	4	—	—	1	—	—	—	—	argile sableuse		
724 80	11	20	4	7	1	1	—	11	—	2	1	38	—	—	—	—	1	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	sable entre calcaire		
																													près de la R.N. 9	
																													bordure E. du parc de St. Macaire	
																													bordure E. du parc de St. Macaire	

genèse „fluvio-volcanique” — ce qui ne dit grand' chose — ce qu'elle est: une hypothèse, sans pouvoir faire d'ailleurs de meilleure proposition.

Derrière, et dans le parc de St. Macaire, il y a de petits affleurements d'un tuf primaire de lapilli, avec une bonne partie de matériau allochtone, parmi lequel du quartz brisé. Les pendages sont assez forts, jusqu'à 60°; une partie en est sûrement primaire, et il semble probable que l'ancien point d'émission ne se soit pas trouvé loin de là.

On trouve un sédiment, dans lequel se remarque une influence volcanique, quand on suit un petit chemin en direction sud-est, avant l'entrée du parc de St. Macaire. Quelques bancs, avec un pendage d'une vingtaine de degrés, montrent une alternance de calcaire et de sable (724). DEPERET (p. 657) parle de „quelques bancs de calcaire lacustre en plaquettes....., paraissant placé à la base de la formation fluvio-volcanique”. La présence d'éléments volcaniques resédimentés fait penser que les éruptions avaient déjà commencé.

Dans l'argile sableuse qui est superposée au calcaire se trouve, d'après son contenu en minéraux lourds (723), surtout du matériau remanié du Miocène, mais l'influence volcanique est également nette. En allant vers le sud-est on trouve dans les vignes au nord de St. Adrien, des blocs calcaires qui doivent être rattachés probablement à ceux de St. Macaire. On remarque également des marnes blanches (708). Le matériau volcanique est formé par une roche à mésostase vitreuse, à microlithes d'augite et probablement aussi à olivine altérée.

Macroscopiquement on y remarque de rares fragments de nodules péridotitiques, dont on retrouve les minéraux également dans la fraction lourde; cette dernière révèle que des nodules d'augite et de hornblendite ont probablement joué un rôle, encore plus modeste, dans ce volcan (cf. tableau XVII).

DE SERRES et CAZALIS DE FONDOUCE (1861, p. 190) décrivent aux environs de Montblanc un lambeau de tuf, qui n'est plus visible de nos jours (il ne figure d'ailleurs ni sur la carte de DE ROUVILLE ni sur celle de DEPERET): „Les pépérines de la Bégude sont en effet en continuité avec les tuffas de la plaine d'Agde, comme cela se voit très bien dans une coupe des environs du village de Montblanc. La roche forme là une véritable pépérine tuffacée, ayant encore tout l'aspect des tuffas que l'on observe dans la tranchée de Vias, et commençant en même temps à présenter celui des pépérines grisâtres de la carrière qui se trouve à la Bégude, derrière le poste de la gendarmerie.”

Les trois volcans qui entourent ce lambeau sont ceux de St. Macaire, de St. Thibéry et de Vias. S'il est possible de le rattacher à l'un de ces volcans, on pourra le voir grâce à son contenu en minéraux lourds: les grandes augites vert olive pour St. Thibéry, les augites microlithiques avec des minéraux de nodules péridotitiques et augititiques pour St. Macaire, ces derniers augmentés avec la hornblende brune, caractéristique de Vias.

## OBSERVATIONS SUR LES VOLCANS AU NORD DU BASSIN D'AGDE

(cf. fig. 2)

### *Le volcan de Valros*

Le volcan de Valros consiste en trois unités séparées, qui recouvrent ensemble une surface de 0,25 km<sup>2</sup> environ, au nord du village: deux, aux côtés est et ouest de la R.N. 9, et le troisième, à proximité de Montredon. Les deux premiers reposent sur l'Astien fluviatile, le dernier partiellement aussi sur le Miocène. Un point d'émission a existé, sûrement, à l'unité située près de la gare de Valros, un autre probablement à Montredon. L'unité à l'est de la route nationale est la partie d'une coulée qui vient de l'ouest, de l'unité à la gare.

De bas en haut on trouve la même série:

1. Des bancs horizontaux finement stratifiés, avec une épaisseur totale de plusieurs décimètres, contenant parfois beaucoup de matériau volcanique et pouvant se changer graduellement dans le sens latéral en véritables tufs de lapilli. Les bancs non-volcaniques sont formés surtout de sable fin remanié du Miocène (652, 662), tandis que l'Astien sous-jacent contient du matériau d'apport beaucoup plus lointain (660, 661, cf. aussi 651). Ils représentent probablement un accident lacustre de la fin de l'Astien fluviatile.
2. Des scories très grossières, assez cohérentes, dans une couche avec une épaisseur variable, de l'ordre de 1 m.
3. La roche cohérente des coulées, avec une épaisseur de l'ordre de 4 m.
4. Sol noir avec du quartz brisé, et localement des entassements de scories.

Toutes les roches volcaniques montrent une aimantation faible, opposée au champ terrestre actuel.

*Pétrographiquement, la roche se fait remarquer par l'absence de phénocristaux autant que de nodules.* La mésostase, brun foncée et avec beaucoup de très petits cristaux de magnétite dans les scories, contient des microphénocristaux d'olivine et d'augite. L'olivine est prépondérante dans les scories, mais dans les coulées l'augite forme une très grande partie de la roche.

Dans les interstices de cette dernière se trouve une matière faiblement biréfringente, formant, entre nicols croisés, des „taches” autour de plusieurs cristaux. Le plagioclase est absent.

Un seul nodule périclétique, trouvé au nord de la gare, et quelques cristaux d'olivine nettement plus grands que les microphénocristaux habituels, rencontrés en plaque mince, viennent confirmer l'hypothèse imposée par la ressemblance frappante de la roche avec celles qui contiennent d'habitude des nodules périclétiques.

*Nous supposons que les roches du volcan de Valros représentent la phase „à microphénocristaux et à nodules”, mais dont les nodules ont disparu, probablement par gravité.*

Dans un autre volcan, celui de Caux-Nizas, on trouverait le résultat complémentaire d'une telle séparation: c'est une coulée à 40% de nodules périclétiques.

La fraction lourde révèle presque exclusivement de l'augite microlithique (cf. Tableau XVIII).

L'âge du volcan est fixé par sa position assez élevée au-dessus des sables à graviers fins de l'Astien, et par l'absence complète de graviers grossiers. Nous pouvons donc le placer, avec une assez grande certitude, à la limite de l'Astien et du Villafranchien.

### *Le volcan de Tourbes (St. Martial, Riège)*

Les sédiments pyroclastiques produits par le volcan de Tourbes s'étendent, entre Tourbes et Alignan, sur 2 km le long de la rive droite du Riège, en amont de Peyrat. Ils consistent en tufs primaires, brèches, et en tufs (probablement primaires aussi) constitués presque uniquement par du matériau allochtone. Ils ont été décrits par DE ROUVILLE (1869) et DEPERET (1897).

On trouve trois sortes de sédiments, avec des intermédiaires:

1. Des tufs primaires de cendres et de lapilli, avec une bonne partie de matériau allochtone, parmi lequel du quartz de petite taille, souvent cassé. Les pendages n'excèdent presque jamais les 20°. Les litages sont très irréguliers de sorte que l'on ne peut rien conclure sur un point d'émission; ils dépendent en outre pour une bonne partie du relief prévolcanique. Ces tufs se trouvent surtout dans la partie sud-ouest, en amont de la courbe faite par le Riège (Pl. V).
2. Des bancs d'une brèche volcanique. Les composants sont les mêmes que ceux des tufs, mais les fragments magmatiques sont le plus souvent anguleux. Cette brèche ressemble beaucoup à celle de St. Macaire, à la Bégude de Jordi. Elle se trouve presque exclusivement au nord de la courbe du Riège.



3. Une alternance de graviers grossiers et de sable. On la trouve dans les petites vallées qui rejoignent la vallée du Riège près et en aval de la courbe. Ce sédiment contient une faune de mammifères (cf. DE ROUVILLE 1869, DEPERET 1897). DEPERET décrit *Elephas Meridionalis* Nesti, *Hippopotamus major* Cuv., *Cervus martialis* Gervais, *Equus* sp., e.a. ce qui paraît indiquer la fin du Villafranchien.

Ces graviers et ces sables, qui ont des pendages d'une trentaine de degrés, contiennent vers le fond des petites vallées, de plus en plus de matériau volcanique, et se changent enfin en de véritables tufs. Il semble des plus probables que ces galets de quartz soient des „lapilli allochtones”.

Sur la relation de ces couches avec les graviers fluviatiles nous trouvons les auteurs en désaccord. DE ROUVILLE croit que les couches „fluvio-volcaniques” s'enfoncent sous les galets des plateaux; DEPERET (p. 655) défend le contraire: „Ces formations remplissent un petit bassin ou mieux une cuvette creusée aux dépens du Pliocène continental qui l'enserme de toutes parts.” DENIZOT (1951, p. 12) est également de cette opinion.

Une partie des graviers se trouve en tout cas au-dessus du sédiment, et nous croyons que l'activité volcanique s'est manifestée dans une vallée, creusée déjà dans les couches miocènes, tandis qu'elle était en train de se remplir de graviers grossiers.

Un point d'émission n'est pas visible. Que celui-ci se soit trouvé à Valros ou à Alignan — possibilité mentionnée par DEPERET (p. 657) — semble très improbable puisque les roches volcaniques de l'un et l'autre endroit sont bien différentes que celles de Tourbes.

Le matériau magmatique contient des nodules fragmentés de péridotite, d'augitite et d'un peu de hornblendite.

La présence des derniers se remarque à peine dans la fraction lourde, où les minéraux de nodules péridotitiques sont prépondérants. Il s'y trouvent également beaucoup d'augites assez grandes, dont la couleur varie quelque peu; le plus souvent elles sont brunâtres, d'aspect assez sale. Il semble cependant qu'elles appartiennent à un seul genre, et par analogie avec des augites semblables d'autres volcans, il est plus que probable qu'elles proviennent des nodules d'augitite. La mésostase est vitreuse, obscure, et contient des microphénocristaux d'augite et probablement, d'olivine.

### *Le tuf d'Alignan-du-Vent*

Un petit affleurement de sédiments pyroclastiques se trouve presque à 1 km à l'est d'Alignan-du-Vent. Il s'agit de tufs de cendres et de lapilli, et de scories. DEPERET envisage la possibilité de placer ici le point d'émission qui a produit les sédiments du Riège; mais, comme nous l'avons vu plus haut, cela semble peu probable parce qu'ici les nodules sont absents (166, 167), là-bas abondants. Ces couches pourraient, au plus, représenter une phase beaucoup plus avancée du volcan de Tourbes.

### *Les volcans entre Pézenas et Clermont-l'Hérault*

Plusieurs témoins volcaniques se trouvent entre la vallée de l'Hérault et les terrains primaires de Faugères, au nord de Pézenas. Ce sont presque toujours des limburgites à nodules. Le Plan de Célessou à l'est de Fontès, seul, consiste en une roche différente.

Dans le triangle formé par les villages de Caux, Nizas et Fontès se situe un plateau de roches volcaniques, d'une surface de plus de 2 km<sup>2</sup>. Deux dépressions cratériformes se remarquent dans le plateau; quelques coulées se sont dirigées vers le sud, en atteignant une longueur de 5 à 6 km. Les dépressions ont un diamètre de plusieurs centaines de mètres; elles sont causées probablement par la contraction du magma refroidissant dans des cratères.

On rencontre principalement des roches cohérentes de coulées, tandis que des scories sont également présentes. Deux coulées se sont visiblement superposées dans la carrière de Lézignan-la-Cèbe. Une petite coulée qui se dirige vers le nord-ouest est remarquablement riche en nodules de péridotite (cf. p. 64).

A l'est de Neffiès se trouve un autre plateau de limburgite cohérente, sur lequel s'est superposé, dans le sud, un petit cône de scories, indiquant un point d'émission. Dans les scories de rares nodules d'augitite s'ajoutent aux nodules de péridotite. Il semble probable que les limburgites qui recouvrent trois collines entre ce plateau et Caux, et le petit plateau allongé près de Fontès, représentent des coulées sorties de ce volcan. Les roches au nord de Caux sont remarquables par l'abondance de fragments, de petite dimension, de nodules péridotitiques. Seulement dans la plus petite colline, au sud-est, quelques véritables nodules se trouvent; dans celle-ci pour la plupart, et dans les deux autres en totalité, on ne les retrouve qu'à l'état de petits fragments, dispersés en grande quantité dans la roche.

TABLEAU XX

Pourcentages relatifs des minéraux lourds transparents  
des volcans entre Pézenas et Clermont l'Hérault.

Numéro	Opaque ou trouble	Tourmaline													Hornbl. basalt.	Augite vert olive	Augite gris brun.	Augite microlith.	Augites diverses	Augite oegirin.	Diopside	Diopside chromif.	Hypersthène	Enstatite	Picotite												
		Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Titanite	Staurotide	Disthène	Andalousite	Sillimanite	Epidote etc.	Hornblende etc.	Glucophane														Corindon	Topaze								
804	19	16	3	4	2	2	—	1	4	1	5	—	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	7	—	—	6	—	14	23	graviers sous tuf	Lézignan-la-Cèbe		
807	15	2	—	2	1	3	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	3	12	14	—	—	8	2	45	4	tuf			
813	28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	—	22	68	—	—	1	—	4	1	sol sur roche volcanique	Plan de Célesson		
816	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	96	—	—	—	—	1	1	tuf				
820	14	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—	16	3	—	14	4	—	49	4	sol sur tuf	entre Péret et Adissan		
822	41	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	1	21	—	7	13	—	50	6	sol			
826	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	94	1	—	—	—	—	3	—	sol sur limb. coh.	vallée de la Boyne en aval de Fontès		
827	5	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33	64	—	—	—	—	1	—	sol sur limb. coh.			
828	7	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1	—	2	17	—	57	12	brèche volc.			
829	10	2	1	7	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	7	4	—	5	14	1	49	5	tuf	N. de Péret		
830	34	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	91	4	—	—	—	1	2	—	sol sur scories			
843	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	28	5	—	15	—	43	6	sol sur scories			
848	9	—	—	8	2	—	—	—	—	—	—	—	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	72	—	—	—	2	—	4	2	tuf	E. de Neffies		
850	40	2	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	78	4	—	—	1	—	5	—	sol sur limb. coh.			
851	9	2	—	2	—	—	—	—	1	—	—	—	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4	—	78	—	—	—	1	—	3	1	sol sur limb. coh.	N. de Caux		
852	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	96	—	—	—	—	—	—	—	tuf			
854	9	1	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	83	—	—	1	—	—	6	—	sol sur limb. coh.			
857	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	5	11	7	—	5	8	1	52	9	sol sur tuf	entre Péret et Adissan
863	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	2	86	—	—	—	1	—	6	1	sol sur tuf		
864	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98	—	—	—	—	—	2	—	limburgite alterée	Montesquieu		
866	15	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	14	41	20	1	—	3	2	—	14	2	sol sur limb. coh.			
867	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26	7	6	4	—	4	3	1	46	3	tuf	N. E. de Péret
887	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	81	12	—	—	1	—	5	—	sol sur limb. coh.	O. de Fontès	
894	7	—	—	3	1	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	60	—	—	2	2	—	24	5	sol sur limb. coh.		
895	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	81	—	—	—	2	—	14	1	tuf	vallée de la Boyne en aval de Fontès	
897	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98	1	—	—	—	—	—	—	sol sur limb. coh.		

La mésostase, un peu vitreuse, est riche en petits cristaux de magnétite, d'augite et d'olivine. Les cristaux plus grands, dont une bonne partie sont sûrement des pseudophénocristaux, consistent surtout en olivine. Les enstatites montrent peu d'altérations à leur bordure, de sorte qu'il faut supposer que la fragmentation des nodules s'est produite très peu de temps avant le refroidissement, probablement pendant l'épanchement. La fraction lourde contient surtout les augites de la mésostase; des minéraux de nodules l'enstatite, seule, atteint quelques pourcents dans les sols superjacentes (Tableau XX 850, 851, 852, 854).

Les roches volcaniques qui s'observent dans la vallée de la Boyne, surtout sur la rive droite, en aval de Fontès, sont isolées du plateau de Caux-Nizas, et se situent à un niveau bien inférieur aux roches de ce dernier volcan. Les roches éjectives sont très riches en nodules, tandis que ceux-ci se remarquent rarement dans les roches effusives.

Au nord-est de Fontès, de l'autre côté de la Boyne, s'élève une colline recouverte par des roches volcaniques, atteignant au moins 30 m d'épaisseur. On ne retrouve pas de point d'émission; il semble des plus probables qu'elles constituent la partie d'une coulée venue du nord, séparées des autres roches de leur volcan par l'érosion.

Les roches ressemblent beaucoup aux limburgites des environs, mais elles sont presque holocristallines; une abondance de microlites d'augite, de mag-

nétite, d'olivine, et des (pseudo-?)phénocristaux d'olivine sont englobés dans des „taches feldspathiques”. Les nodules y sont rares. Ces roches sont une forme transitoire entre les limburgites et les basaltes.

Dans la fraction lourde du sol sur le petit plateau, une bonne partie des augites microlithiques sont jaune miel (marquées dans la colonne „augites diverses”; 813).

Une brèche volcanique s'étend sur plusieurs km<sup>2</sup> dans la plaine sud-est de Péret. Ce sont des roches du même type que les brèches de St. Macaire et de Tourbes (St. Martial). Il s'y trouvent beaucoup de nodules, surtout de toutes sortes de péridotite.

Des roches cohérentes et des tufs sont également présents, dans une petite colline, au sud. Dans un sol en bas de cette colline, des augites microlithiques jaune miel, comme au Plan de Célessou, se remarquent.

Au nord de Péret se situe un volcan, atteignant 327 m d'altitude, dont la coulée la plus longue (5 km environ), maintenant fragmentée par l'érosion, se dirige vers l'Hérault. Il s'y trouvent des beaux nodules de péridotite, quelques-uns avec un diamètre de plusieurs dm.

A Montesquieu enfin (non marqué sur la carte) se trouvent dans un tuf, de grands fragments de nodules de hornblendite (cf Planche VIII). Ici, contrairement à Vias, ce minéral joue à peine un rôle dans la fraction lourde (863).

## LES MINÉRAUX LOURDS

Les minéraux opaques n'ont pas été déterminés. La colonne „opaque et trouble” (le pourcentage relatif de la fraction lourde entière est indiqué) dans les tableaux contient surtout des minéraux opaques. La grande quantité de leucoxène dans l'Astien fluviatile est remarquable.

Les grains troubles peuvent être des altérations de beaucoup de minéraux, mais dérivent souvent de pyriboles.

La véritable saussurite est extrêmement rare.

Les minéraux transparents se divisent en minéraux volcaniques et minéraux non-volcaniques: les volcans de la région étudiée ne produisent jamais un des minéraux appelés „non-volcaniques”; des cristaux de minéraux „volcaniques” qui n'aient pas été produits par les volcans de la région ou par ceux situés directement au nord sont extrêmement rares (un peu d'augite et d'hypersthène, peut-être de hornblende brune).

## Les minéraux lourds transparents non-volcaniques

(L'Apatite, dissous dans l'acide chlorhydrique.)

(La Biotite, plus légère de 2,9 gr/cm<sup>3</sup> après le traitement avec l'acide chlorhydrique.)

(La Barytine, presque toujours absente, très rarement abondante. Non comprise dans les tableaux.)

*La Tourmaline* (voir tableau en bas)

Les tourmalines brunes à inclusions sont assez communes dans le sédiment de Vias et dans les sables côtiers récents. Ces sables sont seulement riches en variétés brunes.

Une tourmaline exceptionnelle se trouve dans le tuf sous la coulée de Baldi, à côté du chemin de Sept-Fonds. Le pléochroïsme orange foncé à orange jaunâtre est peu marqué, et il s'y trouve des halos pléochroïques d'un noir verdâtre liés l'un à l'autre de sorte qu'ils ont l'aspect d'une plante aquatique.

Les tourmalines sont généralement de taille moyenne. Leur détermination ne donne pas de difficultés. Les plaques basales ressemblent parfois beau-

<i>Couleurs</i>		<i>Formes</i>	<i>Inclusions</i>	<i>Fréquence</i>
<i>Suivant Ng</i>	<i>Suivant Np</i>			
brun foncé	translucide, légèrement orangée ou brune	a) arrondies; souvent en plaques basales b) presque toujours en barres courtes	rars fréquentes	abondante assez rare
bleu céleste  (Indicolite)	incolore; rose tr. clair; lilas très clair	le plus souvent en plaques basales	aucune	commune
brun foncé aux taches vert olivâtre	translucide, légèrement orangée ou verte	en barres;  en plaques basales	non fréquentes	rare
noir brunâtre	brune très claire			
noir verdâtre	lilas très clair orangée très claire gris clair rose			
noir bleuâtre	lilas clair			
vert olive	rose clair			

coup à la hornblende, mais en lumière conique la distinction est toujours possible.

La tourmaline est partout présente en dehors des roches volcaniques.

#### *Le Zircon*

Presque toujours en petites barres arrondies, souvent cassées. Parfois zonées, et dans ce cas rarement arrondies. Le plus souvent incolores. Les variétés brunâtres, roses, bleues, sont pléochroïques. Toujours de petite taille.

Les cristaux brunâtres, non-allongés, rappellent beaucoup la titanite.

Presque partout présent, mais rarement en pourcentages élevés.

#### *Le Grenat*

Les grenats de l'Astien-Villafranchien montrent toujours quelque degré d'arrondissement et vont du rose à l'incolore.

Dans le Miocène ils sont incolores ou presque.

Dans les sables côtiers des variétés légèrement oranges s'ajoutent aux incolores et aux roses, tandis que les formes sont souvent influencées par des surfaces de cristal ou par le clivage. Sur ces surfaces se trouvent souvent des produits d'altération, biréfringents. Assez variable en taille. Détermination facile par l'isotropie.

Presque partout présent; abondant seulement dans le Miocène.

#### *Le Rutile*

En petites barres arrondies, pléochroïques, brun foncé à brun rougeâtre ou jaunâtre. Dans l'Astien-Villafranchien parfois de gros grains rouges, carrés, aux angles arrondis.

Le rayage diagonal est assez fréquent, les macles en forme de coude, assez rares.

On trouve une forme anguleuse jaune brunâtre, rappelant beaucoup la brookite.

Presque partout présent, jamais abondant.

#### *L'Anatase*

Souvent aplatie // (001) et rectangulaire, incolore, d'aspect sale, de taille moyenne, parfois zonée. On trouve aussi de petits cristaux bleus arrondis et des agrégats bruns anguleux. Ces derniers se rapprochent beaucoup de formes comparables de rutile et de brookite; l'attribution à l'une des trois formes est plutôt une question de goût.

Assez fréquente dans les graviers fluviatiles de l'Astien à Valros; ailleurs, rare mais souvent présente.

#### *La Brookite*

Incolore ou jaunâtre à l'aspect sale, ou jaune brunâtre clair. Ces dernières sont souvent rayées // c. Le plus souvent aplaties // (100) et alors facilement reconnaissables.

En plus de la brookite normalement uniaxiale pour une couleur vert jaunâtre on trouve un type uniaxial dans le rouge, qui est le plus souvent incolore et sale. La figure d'axes de ce type montre une croix bleue bordée, dans deux quadrants opposés, de rouge, et dans deux autres de vert. En lumière parallèle et entre nicols croisés il montre ( $\perp(100)$ ) le bleu complémentaire de la couleur rouge pour laquelle il est uniaxial.

D'assez petite taille.

Assez fréquente dans l'Astien à Valros; ailleurs, rarement absente.

#### *La Titanite*

À l'aspect sale, avec clivages, brunâtre, en forme de coin ou arrondie, en assez petits cristaux.

Ou: claire, sans clivages, transparente, arrondie, de taille moyenne. Ressemble parfois à certains types de zircon, d'anatase. Partout rare.

#### *La Staurotide*

Cassure conchoïdale. Le plus souvent d'assez gros cristaux. Souvent allongés // c, aplatis // (010). Toujours nettement pléochroïque, ce qui rend la détermination facile.

Très abondante depuis l'Astien, à l'ouest de la ligne Valros-Agde.

#### *Le Disthène*

Presque toujours aplati // (100), en assez petits cristaux. Les autres formes sont difficilement discernables de la sillimanite si elles n'ont pas le clivage basal typique.

Clair, incolore ou légèrement bleuâtre.

Assez rare.

#### *L'Andalousite*

Souvent pléochroïque, incolore à rose, rarement à rouge vif; parfois incolore. Presque toujours avec des inclusions opaques et des altérations, d'où un aspect sale.

Des formes arrondies, allongées // c, assez grandes. Seuls les petits cristaux incolores sont difficilement reconnaissables.

Très souvent présente, jamais abondante.

#### *La Sillimanite*

Des agrégats fibreux, allongés // c, arrondis, assez

gros; des formes monocristallines, en barres assez petites.

La forme fibreuse ressemble parfois à des fragments rocheux microcristallins, la forme monocristalline à d'autres minéraux comme l'épidote.

Assez rare.

#### *Le Chloritoïde*

Arrondi, aplati  $\perp$  (001), vert ou brun verdâtre.

Jamais plus de 1%.

#### *L'Épidote*

Incolore ou pléochroïque, incolore à jaune citron. Dans les sables de plage presque toujours pléochroïque et arrondie.

Au Miocène des formes incolores rarement allongées, et des formes pléochroïques parfois allongées, le plus souvent // b, mais aussi // c.

Sans inclusions, parfois un peu trouble, surtout dans les sables de plage.

Taille très variable.

Les petits cristaux incolores sont parfois difficilement déterminables. Presque toujours fréquente; très abondante au Miocène. Dans les tableaux les *Zoïsites* et *Clinozoïsites* rares sont indiquées dans la même colonne que l'épidote.

#### *La Hornblende*

Pléochroïsme presque toujours marqué, le plus souvent, presque incolore à vert, aussi à teintes bleues ou jaune verdâtre. Formes allongées arrondies; taille moyenne.

Abondante dans les sables littoraux, partout ailleurs, rare.

Les *Actinolites* et *Trémolites* rares sont indiquées dans la même colonne que la hornblende.

#### *Le Glaucophane*

Forme et taille comme la hornblende.

Presqu'exclusivement dans les sables côtiers.

#### *Le Corindon*

Cristaux irréguliers, à fraction conchoïdale. Inclusions fréquentes. Incolore, avec des tâches bleues, pléochroïques.

Assez rare.

#### *Le Topaze*

En petits grains clairs.

Très rare.

### *Les minéraux lourds transparents volcaniques*

(Planche VI)

Ces minéraux se répartissent par leur nature en phénocristaux (augite, olivine), microphénocristaux (augite), et minéraux de nodules (olivine, enstatite, diopside chromifère et parfois hornblende brune de nodules de péridotite; augite, hornblende brune et parfois hypersthène de nodules de pyriboles).

La nature de l'augite oegirinique n'est pas claire; on la trouve parfois en petites quantités dans les échantillons volcaniques. Le „diopside” consiste probablement surtout en petits cristaux d'augite grise assez incolore et de diopside chromifère, que l'on ne peut pas distinguer du véritable diopside.

(*L'Olivine*: dissoute par le traitement avec l'acide chlorhydrique).

#### *La hornblende brune*

couleur : pléochroïque, brun foncé à brun clair.

transparence : bonne, dans les cristaux pas trop épais.

forme : presque toujours allongée // c et déterminée par le clivage // (110). Anguleuse.

taille : très variable.

clivage : excellent // (110).

inclusions : rares.

2 V : ?

c  $\wedge$   $\gamma$  : ?

nature : élément de nodules de hornblendite, parfois d'augite et de péridotite.

Abondante dans les tufs du volcan de Vias, partout ailleurs assez rare.

#### *L'Augite*

Parmi les augites se trouvent quelques types importants, dont la distinction est facile surtout dans le sud de la région étudiée, dans les roches volcaniques fraîches (voir tableau p. 72).

Quand elles sont altérées la détermination est plus difficile, et vers le nord on trouve plus de types intermédiaires.

Les augites microlithiques se trouvent toujours en compagnie de minéraux de nodules péridotitiques, sauf à Valros où elles sont seules.

Quand elles sont plus grosses elle peuvent ressembler tantôt à l'augite vert olive, (les cristaux dé-

	<i>Augite vert olive</i>	<i>Augite gris brunâtre</i>	<i>Augite microlithique</i>
Couleur	Vert olive	Gris brunâtre	De brun grisâtre à vert olivâtre
Transparence	Bonne	Excellente	Bonne
Forme	Allongée //c; déterminée par le clivage, rarement par des surfaces de cristal. Aux extrémités irrégulières, en dents de scie. Presque toujours aplatie // (110)	Assez irrégulière. Parfois déterminée par le clivage // (110), parfois par la forme de cristal, et alors allongée //c et aplatie //(010)	En petites barres allongées //c, terminées à l'une des extrémités au moins par des surfaces de cristal (011), ou de clivage (001). Aplatie //(100)
Taille	Rarement plus petite que 80 $\mu$ . Maximum de 500 $\mu$ déterminé par le tamis	Les cristaux, déterminés par des surfaces de cristal, rarement en dessous de 200 $\mu$ ; les fragments de clivage souvent plus petits	Minimum de 20 ou 30 $\mu$ déterminée par le lavage. Rarement plus gros que 200 $\mu$
Clivage	Très bien //(110)	Assez bien //(110)	Bien //(110); presque toujours très bien //(001)
Inclusions	Pas rares, parfois suivant „Schiller structures”	Très rares	Rares
2 V	Assez variable. Le plus souvent entre 52° et 60°	$\pm 57^\circ$	Très variable, de 54° à 74°
c $\wedge$ $\gamma$	Très variable de 32° à 52°	?	Souvent entre 48° et 54°
„Colonies” en forme de rosette	Rares	Jamais	Parfois
Nature	Phénocristaux	Eléments de nodules d'Augitite	Microphénocristaux
Présente dans les volcans de	Agde, Roque-Haute, St. Thibéry	Vias, Montblanc, Tourbes, Caux	Vias, Montblanc, Tourbes, Caux, Valros

passant 200  $\mu$  ont été mis dans ces colonnes), tantôt aux cristaux gris brunâtre. Elles ont encore parfois le clivage basal et n'ont cessé de se terminer par des surfaces de cristal; elles ressemblent surtout, à leur dimension près, aux augites microlithiques. Les véritables phénocristaux ne sont jamais accompagnés de minéraux provenant de nodules. Dans le nord on trouve des microphénocristaux

jaune miel; ils diffèrent également des autres par l'absence du clivage // (001). Les augites gris brunâtre sont parfois très légèrement colorées; de minces cristaux, déterminés par le clivage, peuvent alors être facilement confondus avec du diopside. Toute augite qui n'était pas nettement attribuable à l'un ou l'autre des types décrits au tableau est placée dans la 4e colonne „augites diverses”.

### *L'Augite oegirinique*

couleur : vert bouteille.  
transparence : très grande.  
forme : assez irrégulière, souvent allongée // c.  
taille : presque toujours assez grande.  
clivage : mauvais // (110).  
inclusions : rares.  
2 V : grand, de l'ordre de 80°.  
c  $\wedge$   $\gamma$  : ?  
nature : phénocristaux?

Rarement présente et alors seulement en petites quantités dans des échantillons volcaniques. Originaire peut-être de phénocristaux (cf. den Boer, 1957, p. 20). Ressemblant au diopside chromifère. Dans les cristaux allongés // c leur distinction est facile grâce à l'élongation négative.

### *Le Diopside*

Le véritable diopside est probablement très rare. Ce sont surtout les petits cristaux d'augite gris brunâtre et de diopside chromifère que l'on ne peut pas distinguer du diopside avec les méthodes microscopiques normales.

### *Le Diopside chromifère*

couleur : vert bouteille.  
transparence : très grande.  
forme : assez irrégulière. Déterminée plus souvent par des surfaces de cristal que par le clivage. Souvent allongée // c et aplatie // (010), et à l'aspect „arrondi”.  
taille : presque toujours assez grande.  
clivage : mauvais // (110).  
inclusions : aucune.  
2 V : 56—62°.  
c  $\wedge$   $\gamma$  : 20° à 30°?  
origine : nodules de péridotite.

présent dans

les volcans de: Vias, Montblanc, Tourbes, Caux, Péret, etc.

Les petits cristaux sont facilement confondus avec le diopside. Ressemblant à l'augite oegirinique.

### *L'Hypersthène*

Comme pour l'augite, il a été possible de distinguer quelques sortes nettement différentes d'hypersthène. Comme ces espèces ne se trouvent jamais ensemble dans un seul échantillon elle n'ont pas été rangées dans des colonnes différentes des tableaux. (voir tableau en bas).

couleur	Np	rouge orangeâtre	rouge foncé	légèrement rose brunâtre
	Nm	brunâtre	jaune brunâtre	jaunâtre
	Ng	vert clair	vert foncé	gris verdâtre clair
tranparence		médiocre	mauvaise	très bonne
forme		allongée //c, irrégulière aux extrémités	ronde	à peine allongée //c; souvent des extrémités en dents de scie.
taille		> 80 $\mu$	< 300 $\mu$	> 60 $\mu$
clivage		bon //(110)	mauvais	très bon //(110)
inclusions		pas rares, parfois suivant „Schiller structures”	rares	aucune
nature		phénocristaux?	?	nodules de pyriboles. (nodules de péridotite??)
		Volcan d'Agde (quelques rares spécimens)	Tuf de Médeilhan l'échantillon (403)	Volcans de Vias, Montblanc, Tourbes, Caux, Péret etc.

### *L'Enstatite*

couleur : incolore ou très légèrement pléochroïque, teintes roses ou jaunes à vertes  
transparence : excellente  
forme : souvent un peu allongée //c. Extrémités typiques en dents de scie.  
taille : très variable  
clivage : très bon //(110)  
inclusions : aucune  
2 V :  $\pm 81^\circ$   
nature : éléments de nodules péridotitiques.  
présente dans  
les volcans de: Vias, Montblanc, Tourbes, Caux, Péret, etc.

### *La Picotite*

couleur : brun foncé  
transparence : mauvaise  
forme : suivant des cassures conchoïdales.  
taille : presque toujours d'assez petite à moyenne.  
clivage : ?  
inclusions : aucune  
nature : éléments de nodules péridotitiques.  
présente dans  
les volcans de: Vias, Montblanc, Tourbes, Caux, Péret, etc.

## GENERALITES SUR LES VOLCANS

### Pétrographie

Les roches volcaniques, entre l'Escandorgue et la mer, se répartissent, de façon générale, en deux types; il existe des formes transitoires entre ces deux types.

#### 1. Une roche à nodules.

Il convient ici de définir ce que nous appelons nodule: un corps, différent de la roche englobante, de grande dimension par rapport aux composants de cette roche, nettement délimité, et dont les inégalités sont petites en comparaison de sa taille.

Exemples. 1. Cristal de plusieurs centimètres, dans une mésostase microcristalline:

a. le cristal est délimité par une surface arrondie ..... NODULE.

b. le cristal est délimité par des surfaces cristallines ..... MACRO-PHENOCRISTAL.

2. Association de cristaux ayant la taille de phénocristaux, dans une mésostase microcristalline:

a. il n'y a pas d'interstices entre les cristaux, la délimitation est régulière ..... NODULE.

b. la délimitation est irrégulière, définie par des surfaces cristallines de cristaux individuels; entre les cristaux apparaît parfois la mésostase ..... AGGLOMERAT.

Les nodules de péridotite sont, de loin, les plus fréquents; ils ont ordinairement une composition de l'herzolite. On trouve également des nodules d'augite et de hornblendite. L'olivine est aussi présente sous forme de phénocristaux. La mésostase de ces roches à nodules est presque toujours vitreuse, avec des microlites d'augite, de magnétite et d'olivine. Quand elle devient cristalline, le plagioclase apparaît.

Il s'agit de *Limburgite à nodules*; quand la roche est bien cristallisée, elle passe au basalte.

#### 2. Une roche à phénocristaux d'olivine et d'augite.

La mésostase des roches effusives est presque toujours holocristalline; elle contient du plagioclase, de l'augite, de la magnétite, et souvent de l'olivine. Des différences existant entre les

roches effusives et les produits d'éjection, on peut conclure: les phénocristaux d'olivine et d'augite, les microphénocristaux de magnétite, d'olivine et de plagioclase sont cristallisés en profondeur; un mélange à peu près eutectique de plagioclase et d'augite a formé une mésostase souvent ophytique, pendant la phase effusive.

Il s'agit d'un *Basalte à olivine*.

Au nord, dans la région permienne de Lodève, cette juxtaposition paraît se continuer. J. BERGERON (1888, p. 61) y décrit „deux types distincts, avec des intermédiaires”: une roche dont les microlites sont formés surtout de feldspath labrador (basalte labradorique), et une autre dans laquelle les microlites d'augite prédominent et où il n'y a presque plus de feldspath (limburgite). Les deux types présenteraient des phénocristaux d'olivine.

La différence essentielle entre la limburgite et le basalte à olivine, semble être celle-ci: dans le magma de la première roche les éléments basiques se concentrent surtout dans les nodules, alors que dans le magma de la deuxième roche, ils se concentrent surtout dans les phénocristaux. La mésostase de la limburgite est en général assez vitreuse: le plagioclase, virtuellement présent, arrive parfois seulement à cristalliser; dans le basalte, le plagioclase a le plus souvent déjà commencé à cristalliser en profondeur.

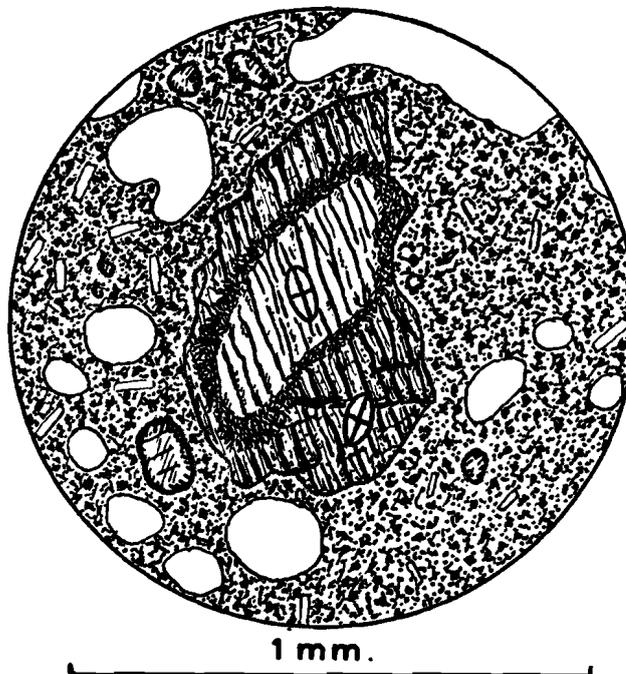


Fig. 26. Enstatite, entourée respectivement par une bande microcristalline de pyroxène monoclinique, et par un cristal d'augite qui montre la même orientation que l'enstatite.

Il existe, dans les basaltes, des témoins des nodules périclinitiques. Comme par ailleurs il existe des intermédiaires entre les deux types extrêmes de roches, on est amené à supposer qu'un même magma a donné successivement naissance aux limburgites et aux basaltes.

Des données chimiques seraient toutefois nécessaires pour étayer une telle supposition.

Nous ne disposons que de quelques données sur la teneur en chrome de certaines roches (spectro-analyse par Mademoiselle J. DE WIDT, Laboratoire Minéralogique de l'Université d'Utrecht). Un basalte à phénocristaux (Agde), une limburgite à nodules (Lézignan-la-Cèbe), et une limburgite sans nodules (Valros), présentent environ tous trois, à l'analyse, le même pourcentage de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  : 0,1% ; un nodule de périclinitite et un autre d'augite, en montrent, par contre, 0,3% environ.

Même si le chrome, trois fois plus concentré dans les nodules se répand dans la roche entière, la teneur en chrome de cette dernière reste toujours de l'ordre de 0,1% ; les nodules représentent en effet rarement plus de 5 ou 6% du volume d'une roche.

Que le développement ait suivi la voie limburgite (à nodules) — basalte (à phénocristaux), et non la voie contraire, nous est montré par la mésostase. Si les petits fragments de nodule, que nous trouvons dans les basaltes, s'étaient unis pour former des nodules — ce qui déjà est assez improbable par suite de l'absence de mésostase entre les cristaux des nodules —, on ne voit pas pourquoi le plagioclase, alors déjà présent, aurait disparu, pourquoi l'augite se serait partiellement résorbée, etc. Le développement supposé donne l'image schématique suivante : *les nodules se fragmentent (fig. 27) pour donner ce que nous avons appelés des pseudophénocristaux (cf. p. 43), et l'enstatite se transforme en agrégats microcristallins de pyroxène monoclinique (cf. planche VII), puis parfois, en augite (cf. fig. 26) (le sort des autres minéraux des nodules n'a pas encore pu être nettement repéré) ; les microphénocristaux d'olivine et d'augite forment de véritables phénocristaux ; le plagioclase commence à cristalliser, la cristallisation de l'augite continue ; l'olivine est partiellement résorbée.*

Bien que les volcans de la région étudiée soient petits, on retrouve un tel développement dans un volcan : à Vias, les „microlites” d'augite sont de très grande taille dans les couches supérieures, de l'ordre de 300  $\mu$  ; les nodules y sont beaucoup moins fréquents que dans les autres couches (cf. tableau VII, 265, 293, 294).

On retrouve en deux endroits des roches pour lesquelles ces descriptions générales ne sont plus valables. Le volcan de Valros est formé par une roche du type limburgite à nodules, dépourvue, toutefois, de nodules ; 40% de la coulée qui, à partir du plateau situé entre Caux, Nizas et Fontès, se dirige vers le N.O., sont par contre formés de nodules. Ces deux phénomènes semblent s'expliquer par l'action de la gravité, qui aurait fait descendre les nodules, plus lourds, vers le fond de la poche volcanique.

#### *Les minéraux lourds*

1. Quand les cristaux d'augite ont une taille moyenne supérieure à 200  $\mu$  il n'y pas de minéraux provenant des nodules (sauf si ces augites proviennent elles-mêmes de nodules).
2. Quand des minéraux provenant de nodules sont présents, les augites ont une taille moyenne inférieure à 200  $\mu$  (les augites des nodules exceptées).

(1) et (2) se comprennent facilement à l'aide des généralités pétrographiques qui précèdent.

3. Les minéraux périclinitiques se trouvent dans les sols au-dessus de roches limburgitiques, quel que soit leur mode d'éruption.
4. Les minéraux de nodules de pyriboles se trouvent très rarement au-dessus de roches d'épanchement.
5. Dans les sols sur les limburgites, les microphénocristaux sont, relativement aux minéraux des nodules, beaucoup plus fréquents au-dessus des roches effusives qu'au-dessus des produits d'explosion.

(3), (4) et (5). La périclinitite est à peine affectée pendant la phase effusive, contrairement à l'augite des nodules et à la hornblende ; les augites microlithiques cristallisent en grande quantité quand le refroidissement est lent.

Une pareille différence s'observe même entre les tufs grossiers et les tufs fins d'un même volcan.

6. Les pourcentages d'augite microlithique diminuent sensiblement dans les sols au-dessus de tufs limburgitiques, par rapport aux pourcentages des tufs mêmes.

Ces microphénocristaux ont évidemment peu de résistance contre les agents pédologiques. Ceci s'observe par exemple très bien dans les sols au-dessus des tufs du volcan de Vias : à

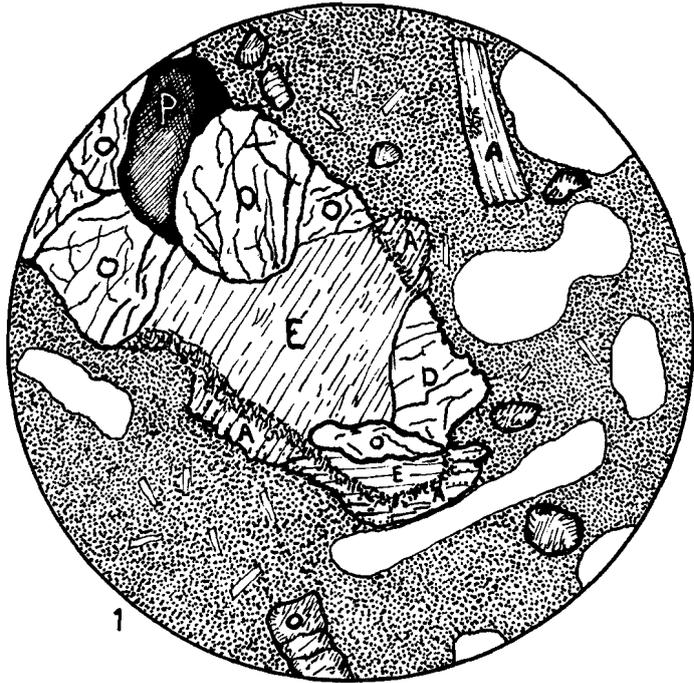
# LA FRAGMENTATION DES NODULES DE PERIDOTITE



1 Fragment de nodule (volcan d'Agde)

O. olivine; E. enstatite;  
D. diopside chromifère;  
P. picotite; A. augite.

L' enstatite se transforme  
en augite au contact de  
la mésostase. Une fine  
bande microcristalline  
formée de pyroxène mono-  
clinique sépare l'augite  
de l'enstatite.



2- 5. Pseudophénocristaux:

2. Olivine  
3. Enstatite  
4. Diopside chromifère  
5. Picotite

(Volcan de Neffies).

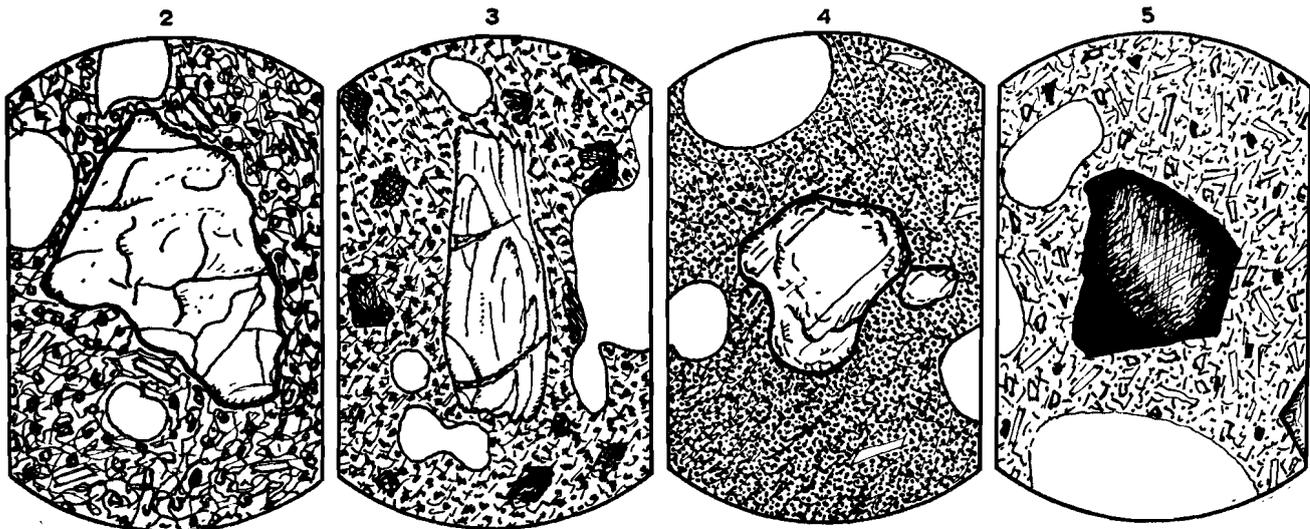


Fig. 27

Médeilhan (cf. p. 29 et Tableau V), à la Jourdan (Tableau VIII, 278), à la Gardie (Tableau VII, 294).

### *Histoire volcanique*

(voir Stratigraphie Sommaire de la Région d'Agde, p. 14).

L'activité volcanique du bassin d'Agde se situe entre l'Astien et le Plistocène moyen.

Des roches volcaniques seraient d'après le foreur BELLUIRE déjà interstratifiées dans les couches astiennes, (cf. FEUGUEUR 1955, p. 23 et cette thèse, p. 54), mais une telle conclusion est infirmée par FEUGUEUR, qui pense que les éruptions ont eu lieu à la limite du Villafranchien et du Plistocène. Il admet d'ailleurs que BELLUIRE connaît très bien les roches volcaniques de la région.

Egalement de l'Astien pourraient dater les tufs à 50 m de profondeur, entre Portiragnes et Valros, mentionnés par Feugueur (p. 38; p. 56 de cette thèse).

Un peu au nord du bassin d'Agde, le petit volcan de Valros est actif à la limite de l'Astien et du Villafranchien. Ses roches gisent au sommet des sables

à graviers fins de l'Astien, mais les graviers grossiers du Villafranchien manquent (p. 64).

Peu de temps après, probablement, le volcan d'Agde a déployé sa plus grande activité: on trouve souvent en dessous de ses roches, des graviers grossiers du Villafranchien, sur une épaisseur de quelques mètres. Diverses raisons permettent de croire que son activité a succédé immédiatement au dépôt de ces graviers et non à la sédimentation fluviale villafranchienne, suivie par une érosion (p. 54).

L'âge du volcan de Tourbes, au nord du bassin, est déterminé par sa position stratigraphique et par des fossiles du Villafranchien supérieur. Il semble possible que le volcan de St. Macaire, dans le bassin, soit, étant donné sa position stratigraphique, à peu près du même âge (pp. 65 et 62).

Les volcans de Vias et de St. Thibéry reposent sur une terrasse formée aux dépens des couches villafranchiennes et datent à peu près du Plistocène moyen. C'est probablement aussi le cas du volcan de Roque-Haute (pp. 44, 61, 57).

De nos jours, les sources thermales de Balaruc, sur le bord de l'étang de Thau, sont les seuls témoins actifs du volcanisme éteint.

## LITTÉRATURE

- BERGERON, J., 1897. — Feuille de Bédarieux (Roches éruptives tertiaires). — Bull. des Services de la C. G. Fr. pp. 338—431.
- 1897. — Observations sur l'origine des alluvions pliocènes de Courbezou et sur les roches basaltiques des environs de Bédarieux. — B.S.G.F., p. 662.
- 1899. — Les basaltes de l'Escandorgue et du Salagou. — B.S.G.F., pp. 739—741.
- BLAYAC, J., 1922. — Deuxième découverte d'une machoire inférieure de „Mastodon arvernensis” aux environs de Servian (Hérault). — AFAS. Congrès de Montpellier, p. 284.
- 1922. — Note préliminaire sur quelques nouvelles observations relatives au Quaternaire du Bas-Languedoc. — AFAS. Congrès de Montpellier, pp. 282—284.
- 1936. — Terrasses quaternaires marines du Bas-Languedoc. — C.R. du Congrès des Sociétés Savantes, t. 16, Montpellier.
- BOER, J. C. den, 1957. — Etude géologique et paléomagnétique des Montagnes du Coiron (Ardèche, France). — *Geologica Ultraiectina*, nr. 1. 64 pp.
- CIRY, R. et H. TINTANT, 1945. — Sur la présence d'une microfauve dans le Pliocène marin de Millas (Pyrénées Orientales). — C. R. Sommaire et B.S.G.F., pp. 165—167.
- 1946. — Sur la microfauve des sables pliocènes de Montpellier. — C. R. Sommaire des Séances de la S.G.F., pp. 102—104.
- DELAGE, A., et F. MOURGUES, 1895. — La Limburgite de Grabels près Montpellier. — C. R. Sommaire B.S.G.F., 3, t. XXIII, pp. 19—22.
- DENIZOT, G., 1951. — Les anciens rivages de la Méditerranée Française. — Bull. de l'Inst. Océanogr., Nr. 992, Monaco, 56 pp.
- 1952. — Le Pliocène dans la vallée du Rhône. — Revue de géogr. de Lyon, vol. XXVII, nr. 4, pp. 327—357.
- DEPERET, Ch., 1897. — Note sur le Pliocène et sur les éruptions basaltiques des vallées de l'Orb et de l'Hérault. — B.S.G.F., pp. 641—662.
- 1895. — Feuilles de Montpellier et de Bédarieux. — Bull. de la C.G.F., vol. 7, nr. 44, pp. 86—91, nr. 53, pp. 101, 104.
- 1902. — Carte Géologique 1 : 80.000. Feuille de Narbonne.
- 1906. — Les anciennes lignes de rivage de la côte française de la Méditerranée. — B.S.G.F., pp. 207—230.
- DUPLAIX, S. et C. LALOU, 1949. — Etude minéralogique et granulométrique des sables de plages du littoral méditerranéen. — C.R. S.G.F.
- ERHART, H. 1940. — Paléosol quaternaire dans le Bas-Languedoc. — C.R. des Séances de l'Ac. Sc., t. 2, 11, p. 401.
- FEUGUEUR, L., 1955. — Géologie profonde et hydrogéologie du Bas-Languedoc. — Publ. du Bureau de Rech. Géol., et Min., nr. 16, Série Hydrogéologie Nr. 1, 61 pp.
- GEZE, B., 1944. — Sur les manifestations volcaniques des Causses et du Bas-Languedoc. — C.R. S.G.F., p. 138.
- 1949. — La Montagne Noire et les Cévennes Méridionales. — p. 189.
- 1955. — Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc (France). — Bull. Volc., série II, t. XVII, pp. 73—89.
- International Geological Congress, London, 1948. — The Pliocene-Pleistocene boundary. Rep. of the 18th session, Part. IX.
- LACROIX, A., 1893. — Les enclaves des roches volcaniques. 710 pp.
- 1930. — Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. — Livre Jubilaire S.G.F., vol. II, pp. 431—472.
- MIGUEL, J., 1902. — Le Pliocène dans la commune de Cessenon. — Henry Azais, Béziers.
- MILNER, H. B., 1952. — *Sedimentary Petrography*, London, 666 pp.
- ROUVILLE, P. de, 1869. — C.R. de la Session de la S.G.F. à Montpellier (Oct. 1868).
- 1894. — L'Hérault géologique.
- 1896. — Tableau des terrains qui composent le sol de l'Hérault. — B.S.G.F.
- 1897. — Atlas d'anatomie stratigraphique du territoire de l'Hérault, Montpellier.
- SERRES, M. de 1809. — Observations pour servir à l'histoire des volcans éteints de l'Hérault. — Bull. Soc. Sc. Montpellier, 122 pp.
- SERRES, M. de et P. CAZALIS DE FONDOUCE, 1860. — Des formations volcaniques de l'Ardèche et de l'Hérault, particulièrement des environs de Neffiès. Montpellier, 18 pp.
- 1861. — Des formations volcaniques du dépt. de l'Hérault dans les environs d'Agde et de Montpellier. — B.S.G.F., pp. 186—202.
- STRAATEN, L. M. J. V. van, 1953. — Megaripples in the Dutch Wadden Sea and in the basin of Arcachon. — *Geologie en Mijnbouw*, pp. 1—11.
- VATAN, A., 1949. — Etude pétrographique des matériaux sableux côtiers du Golfe du Lion entre le Cap Cerbère et l'embouchure du Rhône. — Congr. Séd. et Quat. La Rochelle, pp. 147—156.
- WENTWORTH, Ch. K. and H. WILLIAMS, 1932. — The classification and terminology of the pyroclastic rocks. — Bull. Nat. Research Council, Washington.