



HAL
open science

Etude des formations volcaniques de la cuvette de Murat et de la Vallée de la Chevade et Etude pétrographique et pétrochimique des basaltes Miocènes et Pliocènes de la planèze de Saint-Flour (Cantal)

Christiane Maurizot Blanc

► **To cite this version:**

Christiane Maurizot Blanc. Etude des formations volcaniques de la cuvette de Murat et de la Vallée de la Chevade et Etude pétrographique et pétrochimique des basaltes Miocènes et Pliocènes de la planèze de Saint-Flour (Cantal). Volcanologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1974. Français. NNT: . tel-00759942

HAL Id: tel-00759942

<https://theses.hal.science/tel-00759942>

Submitted on 3 Dec 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Doctorat de 3^e cycle
N° d'ordre

205142
1974
201

DOUBLE
205-142
1974
201

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

Pour obtenir le grade de Docteur de 3^e cycle
SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE

par

Christiane MAURIZOT-BLANC



Première partie : Etude des formations volcaniques de la cuvette de Murat
et de la vallée de la Chevade

Deuxième partie : Etude pétrographique et pétrochimique des basaltes
miocènes et pliocènes de la plaine de Saint-Flour
(Cantal)

Soutenue le Décembre 1974 devant la commission d'examen

Mr. R. MICHEL

Président

Mme. N. VATIN-PERIGNON

Rapporteur

MM. P. GIRAUD

A. de GOER

Examineurs

L. GUILLOUX

double

Doctorat de 3^e cycle
N° d'ordre

205142
1974
201

THESE
présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^e CYCLE

SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR



0520060912

CHRISTIANE MAURIZOT-BLANC



PREMIERE PARTIE : ETUDE DES FORMATIONS VOLCANIQUES DE LA CUVETTE DE MURAT
ET DE LA VALLEE DE LA CHEVADE.

DEUXIEME PARTIE : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE DES BASALTES
MIOCENES ET PLIOCENES DE LA PLANEZE DE SAINT-FOUR.

(CANTAL)

T.75/1991

SOUTENUE LE DECEMBRE 1974 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

Mr. R. MICHEL

Président

Mme. N. VATIN-PERIGNON

Rapporteur

MM. P. GIRAUD

A. de GOER

Examineurs

L. GUILLOUX

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

M. Michel SOUTIF Président
M. Gabriel CAU Vice Président

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

MM.	ANGLES D'AURIAC Paul	Mécanique des fluides
	ARNAUD Georges	Clinique des maladies infectieuses
	ARNAUD Paul	Chimie
	AUBERT Guy	Physique
	AYANT Yves	Physique approfondie
Mme	BARBIER Marie-Jeanne	Electrochimie
MM.	BARBIER Jean-Claude	Physique expérimentale
	BARBIER Reynold	Géologie appliquée
	BARJON Robert	Physique nucléaire
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose
	BARRA Jean-René	Statistiques
	BARRIE Joseph	Clinique chirurgicale
	BEAUDOING André	Pédiatrie
	BERNARD Alain	Mathématiques Pures
Mme	BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM.	BEZES Henri	Chirurgie générale
	BLAMBERT Maurice	Mathématiques Pures
	BOLLIET Louis	Informatique (IUT B)
	BONNET Georges	Electrotechnique
	BONNET Jean-Louis	Clinique ophtalmologique
	BONNET-EYMARD Joseph	Pathologie médicale
	BOUCHERLE André	Chimie et Toxicologie
	BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire
	BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques Appliquées
	BRAVARD Yves	Géographie
	CABANEL Guy	Clinique rhumatologique et hydrologie
	CALAS François	Anatomie
	CARRAZ Gilbert	Biologie animale et pharmacodynamie
	CAU Gabriel	Médecine légale et Toxicologie
	CAUQUIS Georges	Chimie organique
	CHABAUTY Claude	Mathématiques Pures
	CHARACHON Robert	Oto-Rhino-Laryngologie
	CHATEAU Robert	Thérapeutique
	CHIBON Pierre	Biologie animale
	COEUR André	Pharmacie chimique et chimie analytique
	CONTAMIN Robert	Clinique gynécologique
	COUDERC Pierre	Anatomie Pathologique
	CRAYA Antoine	Mécanique
Mme	DEBELMAS Anne-Marie	Matière médicale
MM.	DEBELMAS Jacques	Géologie générale
	DEGRANGE Charles	Zoologie
	DEPORTES Charles	Chimie minérale
	DESRE Pierre	Métallurgie
	DESSAUX Georges	Physiologie animale
	DODU Jacques	Mécanique appliquée
	DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	DUCROS Pierre	Cristallographie
	DUGOIS Pierre	Clinique de Dermatologie et Syphiligraphie
	FAU René	Clinique neuro-psychiatrique

MM.	GAGNAIRE Didier	Chimie physique
	GALLISSOT François	Mathématiques Pures
	GALVANI Octave	Mathématiques Pures
	GASTINEL Noël	Analyse numérique
	GAVEND Michel	Pharmacologie
	GEINDRE Michel	Electroradiologie
	GERBER Robert	Mathématiques Pures
	GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
	GIRAUD Pierre	Géologie
	KAHANE André	Physique générale
	KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
	KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
	KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
	KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
	LACAZE Albert	Thermodynamique
	LACHARME Jean	Biologie végétale
	LAJZEROWICZ Joseph	Physique
	LATREILLE René	Chirurgie générale
	LATURAZE Jean	Biochimie pharmaceutique
	LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
	LEDRU Jean	Clinique médicale B
	LLIBOUTRY Louis	Géophysique
	LONGEQUEUE Jean-Pierre	Physique nucléaire
	LOUP Jean	Géographie
Mlle	LUTZ Elisabeth	Mathématiques Pures
	MALGRANGE Bernard	Mathématiques Pures
	MALINAS Yves	Clinique obstétricale
	MARTIN-NOEL Pierre	Seméiologie médicale
	MAZARE Yves	Clinique médicale A
	MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
	MOURIQUAND Claude	Histologie
	MOUSSA André	Chimie nucléaire
	NEEL Louis	Physique du Solide
	OZENDA Paul	Botanique
	PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
	PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
	RASSAT André	Chimie systématique
	RENARD Michel	Thermodynamique
	REULOS René	Physique industrielle
	RINALDI Renaud	Physique
	ROGET Jean	Clinique de pédiatrie et de puériculture
	DE ROUGEMONT Jacques	Neuro-chirurgie
	SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
	SENGEL Philippe	Zoologie
	SOUTIF Michel	Physique générale
	TANCHE Maurice	Physiologie
	TRAYNARD Philippe	Chimie générale
	VAILLANT François	Zoologie
	VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire
	VAUQUOIS Bernard	Calcul électronique
Mme	VERAIN Alice	Pharmacie galénique
M.	VERAIN André	Physique
MM.	VEYRET Paul	Géographie
	VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale
	YOCOZ Jean	Physique nucléaire théorique

PROFESSEURS ASSOCIES

MM.	ASCARELLI Gianni	Physique
	CHEEKE John	Thermodynamique
	GILLESPIE John	I.S.N.
	ROCKAFELLAR Ralph	Mathématiques appliquées
	WOHLFARTH Erich	Physique du solide

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mlle	AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
	ALARY Josette	Chimie analytique
MM.	BELORIZKY Elie	Physique
	BENZAKEN Claude	Mathématiques appliquées
	BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques appliquées
	BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
Mme	BONNIER Jane	Chimie générale
MM.	BRUGEL Lucien	Energétique
	CARLIER Georges	Biologie végétale
	CONTE René	Physique
	DÉPASSEL Roger	Mécanique des Fluides
	GAUTHIER Yves	Sciences biologiques
	GAUTRON René	Chimie
	GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
	GLENAT René	Chimie organique
	HACQUES Gérard	Calcul numérique
	HOLLARD Daniel	Hématologie
	HUGONOT Robert	Hygiène et Méd. Préventive
	IDELMAN Simon	Physiologie animale
	JANIN Bernard	Géographie
	JOLY Jean-René	Mathématiques pures
	JULLIEN Pierre	Mathématiques appliquées
Mme	KAHANE Josette	Physique
MM.	KUHN Gérard	Physique
	LUU-DUC-Cuong	Chimie Organique
	MAYNARD Roger	Physique du solide
	MULLER Jean-Michel	Thérapeutique
	PERRIAUX Jean-Jacques	Géologie et minéralogie
	PFISTER Jean-Claude	Physique du solide
Mlle	PIERY Yvette	Physiologie animale
MM.	REBECQ Jacques	Biologie (CUS)
	REVOL Michel	Urologie
	REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
	ROBERT André	Chimie papetière
	SARRAZIN Roger	Anatomie et chirurgie
	SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
	SIBILLE Robert	Construction Mécanique
	SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme	SOUTIF Jeanne	Physique générale
MM.	VIALON Pierre	Géologie
	VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques appliquées

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

MM.	AMBLARD Pierre	Dermatologie
	AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie
	ARMAND Yves	Chimie
	BEGUIN Claude	Chimie organique
Mme	BERIEL Héliène	Pharmacodynamique
M.	BILLET Jean	Géographie
	BOUCHARLAT Jacques	Psychiatrie adultes
Mme	BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM.	BOUCHET Yves	Anatomie
	BRODEAU François	Mathématiques (IUT B)
	BUISSON Roger	Physique
	BUTEL Jean	Orthopédie
	CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
	CHAMPETIER Jean	Anatomie et organogénèse
	CHERADAME Hervé	Chimie papetière
	CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (EFP)

VI

MM.	COHEN-ADDAD Jean-Pierre	Spectrométrie physique
	COLOMB Maurice	Biochimie médicale
	COULOMB Max	Radiologie
	CROUZET Guy	Radiologie
	CYROT Michel	Physique du solide
	DELOBEL Claude	M.I.A.G.
	DUSSAUD René	Mathématiques (CUS)
Mme	ETERRADOSSI Jacqueline	Physiologie
MM.	FAURE Jacques	Médecine légale
	FONTAINE Jean-Marc	Mathématiques Pures
	GENSAC Pierre	Botanique
	GIDON Maurice	Géologie
	GRIFFITHS Michaël	Mathématiques Appliquées
	GROS Yves	Physique (stag.)
	GROULADE Joseph	Biochimie médicale
	GUITTON Jacques	Chimie
	IVANES Marcel	Electricité
	JALBERT Pierre	Histologie
	KRAKOWIAK Sacha	Mathématiques appliquées
Mme	LAJZEROWICZ Jeannine	Physique
MM.	LEROY Philippe	Mathématiques
	LOISEAUX Jean-Marie	Physique Nucléaire
	MACHE Régis	Physiologie végétale
	MAGNIN Robert	Hygiène et Médecine préventive
	MARECHAL Jean	Mécanique
	MARTIN-BOUYER Michel	Chimie (CUS)
	MICHOULIER Jean	Physique (I.U.T. "A")
Mme	MINIER Colette	Physique
MM.	MICOUD Max	Maladies infectieuses
	NEGRE Robert	Mécanique
	PARAMELLE Bernard	Pneumologie
	PECCOUD François	Analyse (IUT B)
	PEFFEN René	Métallurgie
	PELMONT Jean	Physiologie animale
	PERRET Jean	Neurologie
	PHELIP Xavier	Rhumatologie
	RACHAIL Michel	Médecine interne
	RACINET Claude	Gynécologie et obstétrique
	RAYNAUD Hervé	M.I.A.G.
	RENAUD Maurice	Chimie
Mme	RENAUDET Jacqueline	Bactériologie
M.	RICHARD Lucien	Botanique
Mme	RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM.	ROMIER Guy	Mathématiques (IUT B)
	SHOM Jean Claude	Chimie Générale
	STIEGLITZ Paul	Anesthésiologie
	STOEBNER Pierre	Anatomie pathologique
	VROUSOS Constantin	Radiologie

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM.	CRABBEE Pierre	C.E.R.M.O.
	CABOT	Mathématiques appliquées
	CURRIE Jan	Mathématiques appliquées

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFERENCES

MM.	BARGE Michel	Neuro-chirurgie
	CONTAMIN Charles	Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
	CORDONNIER Daniel	Néphrologie
	DENIS Beraard	Cardiologie
	KOLODIE Lucien	Hématologie
	RAMBAUD Pierre	Pédiatrie
	ROCHAT Jacques	Hygiène et hydrologie

Fait à Saint Martin d'Hères, JANVIER 1974.

à Pierre

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail je tiens à remercier tous ceux qui m'ont aidée:

- M^{me} N. VATIN-PERIGNON qui a bien voulu m'accepter dans son équipe, et A. de GOER de HERVE qui, tant par ses critiques que par son apport personnel, est à la base de ce travail.

- M^{rs} les professeurs R. MICHEL et P. GIRAUD qui me font l'honneur de présider et de participer au jury.

- M^r ROMIER de l'Institut des mathématiques et sciences sociales, pour le traitement des données par ordinateur.

- P. VINCENT qui m'a aidé au cours de sorties sur le terrain.

- L. GUILLOUX de l'Ecole nationale supérieure des mines de Paris (Fontainebleau), qui m'a spontanément apporté son aide matérielle et m'a fait profiter d'une documentation abondante.

- G. VIVIER et G. BUFFET qui n'ont jamais ménagé leur temps pour résoudre certains problèmes géochimiques.

- enfin tout le personnel scientifique et technique du Laboratoire de géologie de Clermont-Ferrand et de l'Institut Dolomieu de Grenoble, sans qui cette étude n'aurait pu être menée à bien.

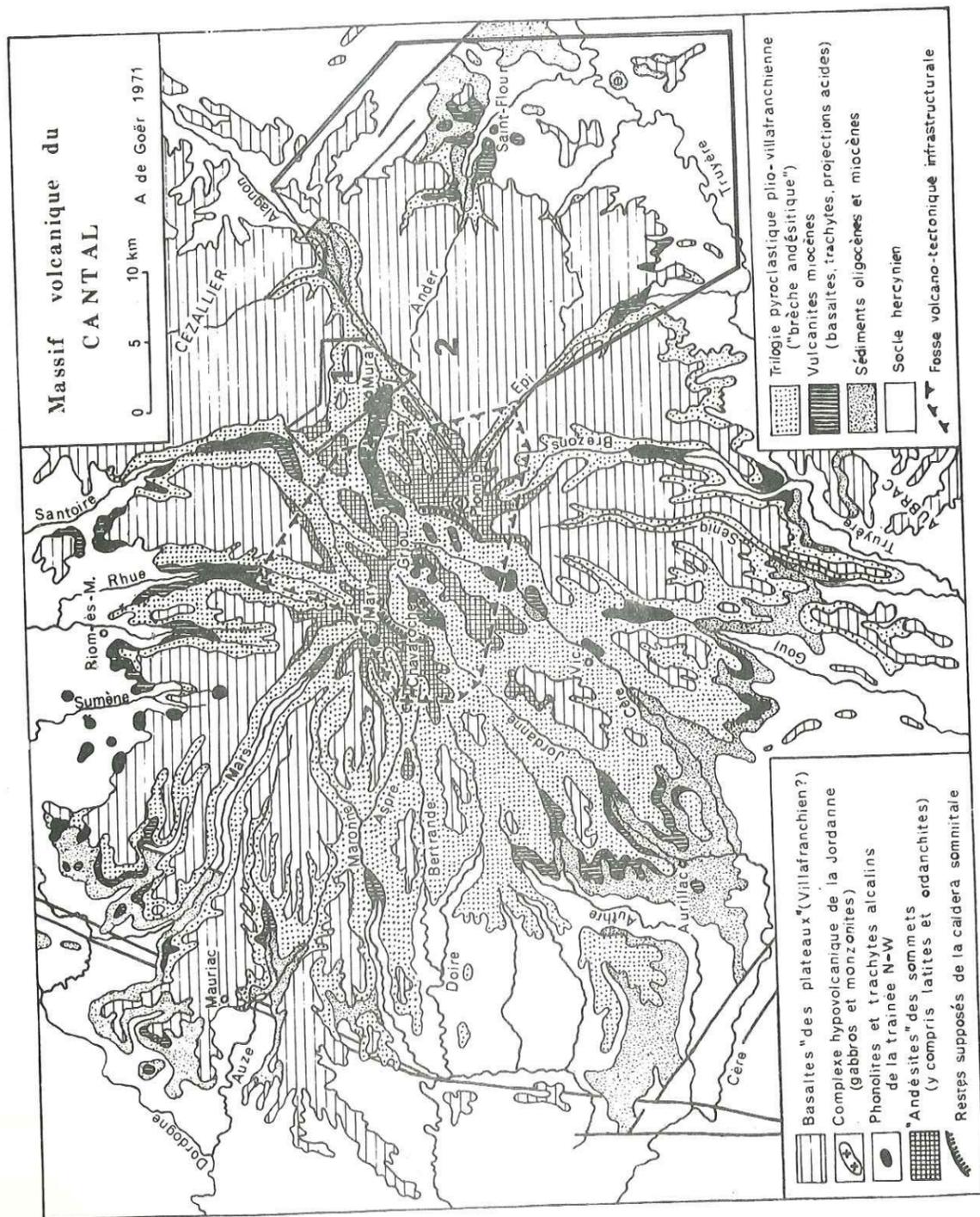
SOMMAIRE

61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

REMERCIEMENTS	p.
SOMMAIRE	
PRESENTATION	3
PREMIERE PARTIE : ETUDE GEOLOGIQUE DE LA CUVETTE DE MURAT ET DE LA VALLEE DE LA CHEVADE	7
INTRODUCTION	9
Chapitre I : LES BASALTES ET PROJECTIONS MIOCENES	11
1. Le bas de la vallée de la Chevade	11
2. Les projections de Bredons	13
3. La coulée de Murat et les projections de l'hôpital	15
4. Le volcan du Rougeat	17
5. La coulée de Pignoux	17
6. Conclusion	17
Chapitre II : LES PROJECTIONS PONCEUSES DE MASSEBEAU	19
Chapitre III : LES BRECHES INFERIEURES	21
1. La brèche rouge inférieure	21
2. La brèche monogénique andésitique	23
3. Le complexe bréchique de Muraille Haute	23
4. Le complexe bréchique de Bredons	25
5. Le complexe bréchique andésitique du Trou du Loup	26
6. Conclusion	26
Chapitre IV : LE COMPLEXE CONGLOMERATIQUE SUPERIEUR	29
1. Les ponces	29
1.1. Niveau inférieur	29
1.2. Niveau supérieur	31
1.3. Dynamisme	33
2. Les conglomérats	33
2.1. La brèche des jardins de Murat	35
2.2. Les conglomérats polygéniques	37
2.3. La coulée boueuse de Recouderc	38
2.4. Conclusion	38
3. Les coulées	38
3.1. L'ordanchite d'Entremont	38
3.2. Les labradorites	39
3.2.1. La labradorite de l'Héritier	39
3.2.2. La labradorite de la Bastirone	41

4.2.	Les orthopyroxènes	111
4.3.	Les clinopyroxènes	112
4.3.1.	Habitus	112
4.3.2.	Composition	114
4.3.3.	Altération	118
4.4.	Les amphiboles	119
4.4.1.	Habitus	119
4.4.2.	Composition	119
4.4.3.	Altération	119
4.5.	Les minéraux opaques	119
4.5.1.	Habitus	119
4.5.2.	Composition	121
4.5.3.	Altération	121
4.6.	Réactions entre ferromagnésiens	121
4.7.	Les biotites	121
4.8.	Les feldspaths	123
4.8.1.	Les plagioclases	123
4.8.2.	Les feldspaths potassiques	124
4.9.	Les feldspathoïdes	124
4.9.1.	La néphéline	124
4.9.2.	L'analcime	126
4.10.	L'apatite	126
4.11.	Le verre	126
4.12.	Les inclusions énallogènes	126
5.	Les trois types de basalte et leur succession minéralogique	127
5.1.	Les basanites, basanitoides et ankaramites	127
5.2.	Les basaltes à tendance hawaïtique	128
5.3.	Les basaltes à structure doléritique	128
6.	Interprétation des suites minéralogiques	129
6.1.	Cristallisation des plagioclases	129
6.2.	Cristallisation des minéraux opaques	130
6.3.	Signification de l'amphibole	133
Chapitre II : COMPOSITION CHIMIQUE		135
1.	Les données analytiques et leurs variations	135
1.1.	Les oxydes de fer	135
1.2.	Les éléments traces	135
1.3.	Variation au sein d'une même nappe	137
2.	Classification	137
2.1.	Diagramme de H. Kuno	137
2.2.	Le tétraèdre de H. S. Yoder et C. E. Tilley	141
2.3.	Diagramme de H. de la Roche	141
2.4.	Les normes	143
3.	Etude des éléments majeurs	144
3.1.	Histogrammes de fréquence	144
3.2.	Corrélations entre éléments	155
3.3.	Etude statistique multivariable des variations de composition chimique de l'ensemble	157
4.	Les éléments traces Rb et Sr	159
4.1.	Le Rubidium	159
4.2.	Le Stontium	159
4.3.	Signification de la teneur en Sr	162
4.4.	Signification du rapport K/Rb	162

4.5.	Le rapport Rb/Sr	162
Chapitre III : PROBLEMES DE BASALTOGENESE		165
1.	La différenciation	165
2.	La contamination	168
3.	Origines différentes	169
CONCLUSION		173
ANNEXE II		177
I :	Tableau de localisation des échantillons de la planèze de Saint-Flour	178
II :	Analyses chimiques, normes, teneurs en Rb et Sr et D.I.	181
III :	Chronologie relative des éruptions basaltiques	191
IV :	Carte géologique d'ensemble de la planèze occidentale	192
V :	Caractères des basaltes de haute-planèze	193
VI :	Carte géologique d'ensemble de la planèze méridionale	194
VII :	Caractères des basaltes de la planèze méridionale	195
VIII :	Carte géologique d'ensemble de la planèze septentrionale	196
IX :	Caractères des basaltes de basse planèze	197
BIBLIOGRAPHIE		199



- 1 : Secteur étudié dans la 1^o partie
 2 : Secteur concerné par la 2^o partie

Fig. 1 - CARTE GEOLOGIQUE D'ENSEMBLE DU STRATO-VOLCAN CANTALIEN.

(Les contours proposés pour la fosse volcano-tectonique - N. Vatin-Pérignon, 1966 - ne correspondent pas à des fractures observées, mais à la courbe hypsométrique + 500 du socle, déterminé par prospection électrique).

Le strato-volcan du Cantal est la plus grande parmi toutes les unités volcaniques mises en place sur le socle du Massif Central. Il se présente comme un tronç de cône mesurant 80 km à sa base, culminant actuellement à 1854 m d'altitude au Plomb du Cantal (Fig. 1).

Son histoire qui fait l'objet de recherches depuis plus d'un siècle peut se résumer ainsi (Fig. 2).

La convergence d'une série de fractures dans le socle cristallophyllo-lien a délimité une fosse volcano-tectonique (N. VATIN-PERIGNON, 1966) dont l'effondrement pourrait être synchrone de la formation des grabens oligocènes de Saint-Flour à l'Est, Aurillac au Sud-Ouest et des limagnes plus au Nord.

A partir de l'Helvétien jusqu'au Fikermien, les premières effusions basaltiques ont lieu. Leur extension est mal connue, mais il semble que dans certains cas elles se soient épanchées de manière centripète vers la fosse centrale. Au Samartien-Fikermien, des formations très acides (rhyolites et trachytes) forment de grands dômes endogènes, accompagnés de brèches et de cendres, se mettent en place dans la zone centrale, ébauchant ainsi le futur édifice.

Mais celui-ci ne s'individualisera vraiment qu'à la suite de l'émission de pyroclastites variées groupées sous le terme général de "brèche andésitique" au cours d'une phase paroxysmale reuvérierne-prétigienne. On désigne sous ce terme une succession de brèches hétérogènes présentant un éventail de composition assez large dans laquelle s'intercalent de nombreuses coulées toutes aussi variées. Son épaisseur diminue régulièrement depuis le centre du massif où elle atteint 800 m jusqu'à la périphérie où elle peut disparaître; parallèlement les niveaux de remaniement sont de plus en plus nombreux vers la partie externe du massif.

Sa stratigraphie fort complexe a fait l'objet de grandes subdivisions (R. BROUSSE et collaborateurs) que l'on peut résumer ainsi:

- la brèche monogénique inférieure à blocs trachyandésitiques et ciment plus acide qui serait une brèche de nuée ardente
- la série dite volcano-sédimentaire intercalaire, horizon discontinu dont la valeur, la position et l'âge sont très discutés
- le complexe conglomératique supérieur formé à la faveur d'explosions rythmiques, ayant projeté des blocs trachyandésitiques en majorité, et des matériaux plus fins et plus acides. On peut y individualiser une nappe de ponces ignimbritoïdes dont la position peut être basale.

Les coulées intercalées, nombreuses dans la zone centrale ("andésites des sommets"), où elles ont d'ailleurs leur équivalent hypovolcanique (gabbros et monzonites de Mandailles), s'amenuisent vers la périphérie et sont principalement représentées par des andésites, mais aussi par des ankaramites, basaltes, labradorites et ordanchites.

Après cette période d'activité intense, auraient pu se former une ou plusieurs caldérans (A. de GOER et J. MERGOIL, 1971) sur les bords desquelles

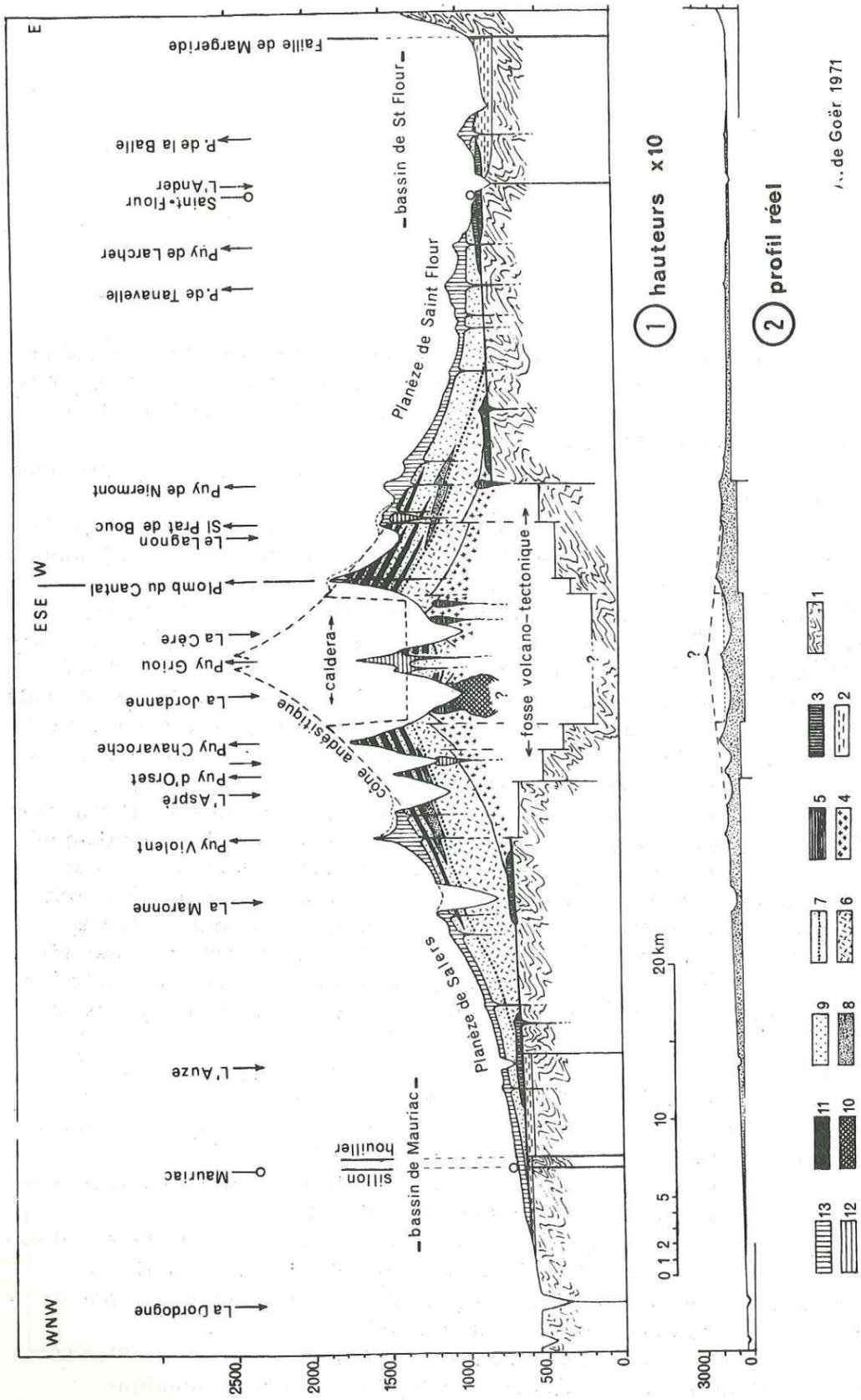


Fig.2 COUPE INTERPRETATIVE SYNTHETIQUE A TRAVERS LE CANTAL. 1 - Socle hercynien. 2 - Sédiments oligocènes (et miocènes). 3 - Basaltes miocènes. 4 - Projections acides miocènes. 5 - Protrusions trachytiques miocènes. 6 - Brèche monogénétique inférieure. 7 - Série volcano-sédimentaire intercalaire. 8 - Nappe de ponces ignimbritoïde. 9 - Complexe conglomératique supérieur. 10 - Gabbros et monzonites de la Jordanne. 11 - Andésites des sommets. 12 - Protrusions latitiques et phonolitiques des sommets. 13 - Basaltes "des plateaux" (planèzes).

se seraient mis en place des dômes endogènes extrusifs (Puy Mary, Peyre-Arse, Puy Griou).

Le stade final est représenté par une multitude d'émissions basaltiques latérales et excentriques, dont les produits effusifs coalescents ont formé une chappe continue, puissante de 50 à 300 m (A. de GOER, 1972). Enfin, l'érosion post-éruptive, glaciaire en particulier, a profondément disséqué la partie centrale du massif et compartimenté l'édifice par un réseau étoilé de vallées profondes où l'érosion a parfois atteint le socle. Ainsi sont délimitées des unités triangulaires dont la couverture basaltique inclinée, plus ou moins uniforme, constitue "les planèzes" et sur les flancs abrupts desquelles s'observent les successions de l'édifice pyroclastique.

Du point de vue magmatique, il a été décrit (N. VATIN-PERIGNON, 1966) dans le Cantal, la coexistence de deux séries; l'une saturée potassique faible se traduit par l'association:

ankaramite - basalte - andésite - trachyandésite - rhyolite

l'autre sous-saturée sodique forte correspondant à la suite:

basanite - basalte - labradorite - ordanchite - phonolite.

La première partie de ce travail est consacrée à l'étude régionale de l'ensemble des formations cantaliennes au niveau de la cuvette de Murat et de la vallée de la Chevade (Fig. 1).

La deuxième partie, entreprise à la suite des travaux d'A. de GOER sur la planèze de Saint-Flour (Fig. 1), consiste en une étude purement pétrologique des basaltes planéziens et miocènes de ce secteur.

L'étude générale de la région de Murat va nous permettre dans un premier temps de replacer dans leur cadre structural les principaux épisodes basaltiques de la planèze de Saint-Flour et de ses marges.

PREMIERE PARTIE

ETUDE DES FORMATIONS VOLCANIQUES

DE LA CUVETTE DE MURAT ET DE LA VALLEE DE LA CHEVADE

INTRODUCTION

INTRODUCTION

- Chapitre I : LES BASALTES ET PROJECTIONS MIOCENES
- Chapitre II : LES PROJECTIONS PONCEUSES DE MASSEBEAU
- Chapitre III : LES BRECHES INFERIEURES
- Chapitre IV : LE COMPLEXE CONGLOMERATIQUE SUPERIEUR
- Chapitre V : LES BASALTES SUPERIEURS ET FORMATIONS ASSOCIEES
- Chapitre VI : LES DIATOMITES DE SAINTE-REINE
- Chapitre VII : LE COMPLEXE DU TROU DU LOUP
- Chapitre VIII : PETROCHIMIE

CONCLUSION

Le terrain étudié (feuille 1/25.000, Murat 3-4; feuille 1/25.000, Saint-Flour 1-2; superficie, 34 km²) est limité au Nord et à l'Est par le rebord de la plaine de Chalinargues, à l'Ouest par le ruisseau de la Chevade-le Bournandel et au Sud par le cours de l'Alagnon et du Lagnon. La trilogie cantalienne y est bien représentée mais également les couvertures morainiques, ce qui pose certains problèmes cartographiques.

La ville de Murat se situe à un carrefour de grandes vallées; parmi celles-ci, la plus importante est l'Alagnon, présentant une forme en auge typique des grandes vallées glaciaires. Son entaille est marquée par un verrou, qui barre la vallée entre le village de Bredons et la ville de Murat, où affleurent des basaltes miocènes, puis plus en aval par le demi-verrou de la Chapelle d'Alagnon.

Les vallées du Benêt, du Lagnon et de la Chevade rejoignent la vallée principale par des gorges de raccordement plus ou moins profondes.

La vallée de la Chevade, qui sépare le plateau de Gelneuf du plateau de Chalinargues, montre sur sa rive gauche une série de petites buttes-témoins, isolées de la plaine avoisinante par l'érosion glaciaire et post-glaciaire, et le cours du ruisseau de la Gazelle. On distingue ainsi du Nord au Sud, les unités de la Veissière, Mamourié, Giou, la Bastirone et finalement le petit plateau de Virargues. Sa rive droite montre une morphologie plus simple faite d'une succession de gradins et de talus modelés par l'érosion glaciaire.

Nous examinerons d'abord chaque unité stratigraphique par ordre de mise en place, puis nous rassemblerons les données magmatiques et chimiques dans un chapitre final.

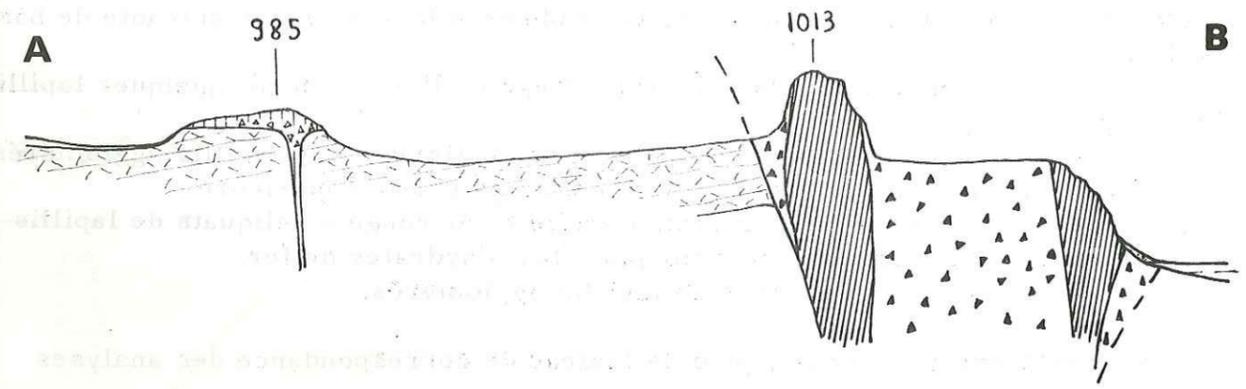
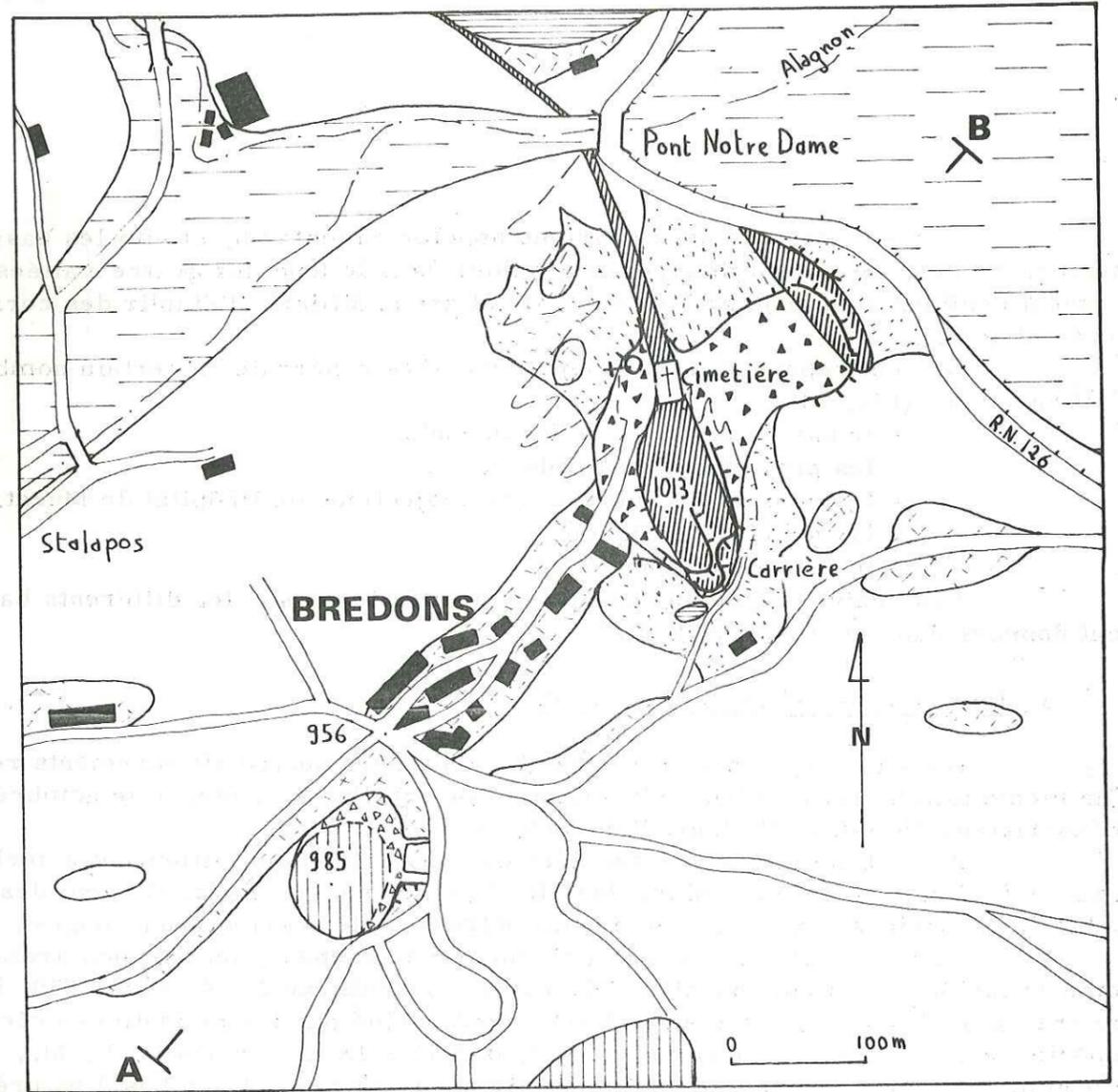
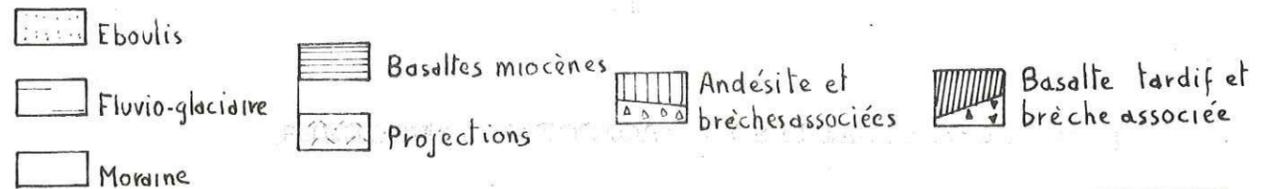


Fig. 4 - Carte du secteur de Bredons

Cette séquence correspond à un saupoudrage provenant d'un centre éruptif basaltique assez lointain (de l'ordre de 1 à 3 km). La présence de pisolites d'hydrates de fer et la couleur brun-rouge des niveaux argileux ne semblent pas devoir être imputées à une altération ferralitique.

- On passe ensuite, sans transition, à une série de bancs en relief, non altérés, sur une épaisseur de 2,50 m, formés d'une alternance de lits fins et grossiers à lapillis, cendres, scories, blocs scoriacés de dimension inférieure à 10 cm, avec quelques petits blocs de basalte tachylitique.

- Certains niveaux sont riches en éléments de substrat: calcaires blanc-verdâtre vraisemblablement oligocènes, migmatites à cordiérite. On observe également des figures d'antidune.

Cette dernière séquence correspond à une activité de type maar témoignant d'un centre éruptif proche, distant de moins d'1 km, et situé approximativement, d'après la dissymétrie des figures de déferlantes basales, au Nord-Est de l'affleurement.

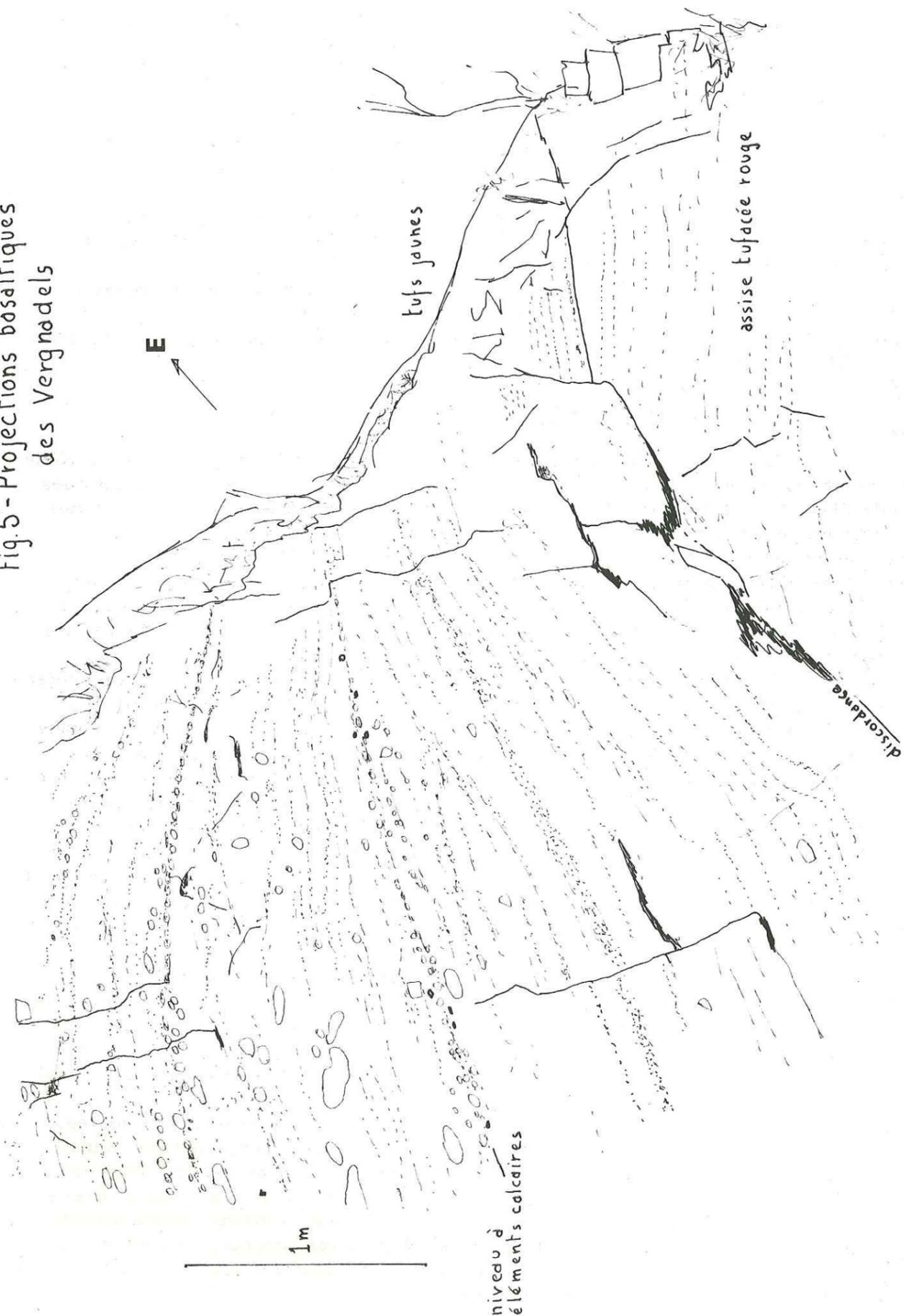
2. Les projections de Bredons

Le culot de Bredons a été longtemps considéré comme miocène. Nous avons été amenés, en fait, à y distinguer deux ensembles, tous deux basaltiques mais d'âge très différent (Fig. 4). Les formations qui constituent le substratum du village de Bredons, sont seules d'âge miocène, ou tout du moins, infrabréchiques comme on peut le voir plus à l'Ouest (butte 985). En revanche, le culot lui-même ainsi que sa gaine de brèches, sont nettement recoupants par rapport aux formations précédentes et doivent être contemporains, comme les necks de Bonnevie ou de Chastel-sur-Murat, des émissions basaltiques planéziennes. Ceci sera démontré plus loin (cf. ch. V).

En ce qui concerne les formations infrabréchiques, il s'agit de projections basaltiques en bancs assez régulièrement lités, métriques, très altérés, rouges lie-de-vin ou jaunes. Les lapillis et bombes isolées ou agglomérées dans une matrice cendreuse totalement argilisée, dépassent rarement 10 cm. Ces assises fortement indurées dans le village de Bredons où des caves ont pu y être aménagées, ont une extension assez grande. Ça et là, dans les chemins et les champs avoisinants, quelques petits arrachements rouges témoignent de leur présence. On les retrouve tout au long de la route qui descend à la R.N. 126. Au bord de cette même route, dans une ancienne carrière, on trouve un affleurement isolé de basalte, extrêmement altéré, en position inférieure, contenant quelques nodules de péridotite; il n'est pas possible de préciser les relations de ce basalte avec les projections.

Les couches litées de Bredons plongent assez régulièrement vers le Sud-Ouest d'une dizaine de degrés; ainsi, au pied de la butte 985, elles disparaissent en étant plus ou moins remaniées au niveau d'un point de sortie andésitique des formations bréchiques supérieures. Très localement, dans une carrière désaffectée, une formation apparemment redressée à proximité d'un filon andésitique, montre un facies très particulier.

Prises dans un ciment argilisé ocre-rouge, les projections noires, grises ou bleutées, analogues à celles précédemment décrites, sont ici, dans certains niveaux, très aplaties, étirées, allongées. La roche montre alors un pseudolitage millimétrique à centimétrique, fin et onduleux. Ces niveaux alternent avec les projections "normales" et ont visiblement la même nature basaltique. On trouve, en effet, tous les intermédiaires, depuis les projections ovoïdes et scoriacées, passant à des éléments fusiformes, en "goutte d'eau", jusqu'à de très minces lentilles considérablement allongées.

Fig 5 - Projections basaltiques
des Vergnadels

L'origine de ces niveaux est difficile à expliquer. On peut qualifier les faciès les moins aplatis, de projections pipernoïdes et les plus étirés de tufs basaltiques flammés; mais ces termes ne sont que descriptifs car rien ne prouve que ces projections aient les caractères génétiques correspondants. Nous n'avons jamais trouvé de description faisant état d'une telle fluidité dans des retombées basaltiques.

On pourrait par contre suggérer que la roche argilisée dans un premier temps, a été mécaniquement écrasée par la suite. On ne comprend pas alors pourquoi cet écrasement se serait fait suivant le litage, jamais obliquement et n'aurait affecté que quelques niveaux, en épargnant d'autres. Aucune relation n'est visible entre l'étiement, la granulométrie et le degré d'argilisation de la roche.

De toute façon, l'affleurement n'est pas assez clair pour se prononcer nettement entre un aplatissement primaire ou secondaire.

3. La coulée de Murat et les projections de l'hôpital

Au niveau de Murat, les basaltes miocènes ont formé un verrou glaciaire dans la vallée de l'Alagnon où ils ont été fortement rabotés et moutonnés par les glaciers. Les quelques affleurements que l'on peut trouver, soit dans la partie basse de la ville de Murat, soit dans la tranchée S. N. C. F. à la sortie Est de la gare, soit encore en dessous de l'hôpital de la ville, montrent un faciès relativement homogène: il s'agit d'un basalte mélanocrate, porphyrique à nombreux phénocristaux d'olivine atteignant deux millimètres, souvent altéré, se débitant parfois en prismes grossiers et appartenant vraisemblablement à une seule coulée.

Les petits affleurements de la Prade et du camping municipal, plus en amont, n'appartiennent pas à cette unité. Ils montrent, en effet, une structure micro doléritique et sont mésocrates, pauvres en olivine. L'aphyrisme de ce faciès, la faible teneur en anorthite des plagioclases (andésine-labrador) passant à leur périphérie à de l'oligoclase, la présence de microphénocristaux de magnétite, font de cette roche un basalte à tendance hawaïtique.

La coulée de Murat recouvre, au niveau du pont Notre Dame sur l'Alagnon, des projections basaltiques assez grossières, fuselées ou en "bouse de vache" atteignant jusqu'à trente centimètres de longueur, prises dans une matrice cendreuse rouge. Cette même coulée est recouverte à son tour, au niveau de l'hôpital de Murat par d'autres projections.

Vers l'Est, à la "promenade des Vergnadels", la niche d'arrachement d'un glissement de terrain montre la partie inférieure de ces projections, juste au-dessus du basalte (Fig. 5):

- une assise tuffacée fine, rouge, est recouverte en discordance par des tufs jaunes finement lités à la base, plus grossiers vers le sommet, pentés vers le Sud-Ouest d'une vingtaine de degrés. Les niveaux fins sont souvent riches en éléments calcaires blanc-verdâtres (oligocènes?); on trouve en outre quelques petits fragments de granite.

- A leur partie supérieure, ils passent en continuité à des accumulations de bombes de plus en plus grandes. Ces projections affleurent largement dans les jardins de l'hôpital et montrent des scories et des bombes en "bouse de vache", dont certaines dépassent cinquante centimètres de longueur.

- De minces coulées très scoriacées s'intercalent dans cette formation, mais les affleurements ne sont pas assez continus pour bien les individualiser.

On a là, selon une superposition normale: à la base, une activité de "débourrage" avec éléments finement pulvérisés et riche en fragments de substrat puis vers le haut, une activité de régime à cheminée ouverte, de plus en plus fluide,

Tableau 1 - Analyses modales des basaltes miocènes

Localité Réf. échantillon	Muraille H. CB. 139	verrou Alagnon CB. 70	tranchée S.N.C.F. CB. 72	camping CB. 212	Rougeat C. 759
Phénocristaux	12,5	16,4	13,8	6,3	2,4
feldspath	0,8	-	-	0,6	1,3
olivine	11,1	10,9	6,8	3,4	1,1
pyroxène	0,6	5,5	7,0	2,3	-
Pâte	87,5	83,6	86,2	91,7	97,6
feldspath	23,7	32,4	36,5	40,6	54,4
olivine	2,0	13,2	8,3	4,2	2,9
pyroxène	42,8	28,6	30,0	36,6	25,0
biotite	0,2	-	-	0,3	2,5
verre	5,8	-	-	-	-
analcime	0,6	0,3	-	-	-
apatite	0,1	-	-	1,3	1,6
calcite	0,3	-	-	-	-
altération opaque	12,0	10	2,0 9,4	-	1,4 9,8
COL. PER.	68,7 23,2	67,6 41,8	63,5 28,9	57,5 16,3	42,7 16

Tableau 2 - Analyses chimiques des basaltes miocènes

Localité Réf. échantillon	Rougeat C. 759	Rougeat C. 754	Muraille Haute CB. 139
SiO ₂	47,90	49,15	44,50
Al ₂ O ₃	12,55	13,85	13,50
Fe ₂ O ₃	6,90	8,55	8,55
FeO	6,25	4,80	4,00
MgO	8,05	6,20	2,25
CaO	8,70	7,20	9,20
Na ₂ O	3,85	3,95	3,00
K ₂ O	1,80	1,30	1,30
TiO ₂	2,60	3,00	2,30
P ₂ O ₅	0,85	0,80	0,85
MnO ₂	0,15	0,20	0,20
H ₂ O ⁺	0,50	0,70	2,35
H ₂ O ⁻	0,25	0,60	0,85
Total	100,35	100,25	99,95
Norme C.I.P.W.			
Q	-	1,62	-
Or	10,64	7,78	7,78
Ab	27,14	33,54	25,15
An	11,65	16,12	19,46
Ne	2,95	-	-
Di	21,80	11,45	16,42
Hd	1,67	-	-
En	-	10,20	3,00
Fs	-	-	-
Fo	6,97	-	10,64
Fa	0,67	-	-
Ma	10,00	10,39	6,73
He	-	-	3,84
Ilm	4,94	5,78	4,41
Ap	0,59	2,02	2,02
D.I.	40,73	42,94	32,93
R.	51,15	51,70	43,13

tendant vers un type fontaine de lave.

Tout comme aux H. L. M., l'absence de fragments de lave andésitique ou de ponces dans les niveaux riches en éléments de substrat confirme la position infrabréchique de ces formations.

Cet ensemble pend grossièrement vers le Sud-Ouest et pourrait représenter un des flancs externes d'un appareil éruptif, en admettant qu'aucun bouleversement tectonique postérieur n'ait eu lieu.

4. Le volcan du Rougeat

Situé en rive gauche, au niveau de la Chapelle-d'Alagnon, la colline du Rougeat est constituée en majorité par des projections rouges, agglomérées, formant des lits de 50 cm à 1 m à bombes fuselées et blocs de basalte scoriacé. Certains niveaux plus fins, plus jaunâtres sont constitués de lapillis et de cendres. Vers la base, au niveau de la R.N. 588, dans la tranchée S.N.C.F., affleure un basalte plus ou moins intrusif dans les scories précédentes.

La lave est aphyrique, sombre, subleucocrate à structure trachytique et se rapproche beaucoup de la composition des hawaïtes (56% de labrador-andésine) (cf. II partie).

L'unité suivante a été bien détaillée par A. de GOER (1972). Nous le citerons donc brièvement pour mémoire, tout en renvoyant à son étude pour de plus amples informations.

5. La coulée de Pignoux

"... une coulée basaltique infrabréchique est entaillée, au-dessus de Pignoux, par le cours inférieur du Lagnon au bas de sa gorge de raccordement avec l'auge de l'Alagnon... Le basalte, d'une teinte sombre verdâtre est d'un type mésocrate, à structure microdoléritique, très riche en phénocristaux périclétiques de 2-3 mm."

6. Conclusion

Les basaltes infrabréchiques, mais surtout leurs projections associées, sont donc bien représentés dans la cuvette de Murat. Remarquables par son abondance et la grosseur des éléments qui la compose, cette importante masse de téphra se poursuit vers l'amont à la base de l'Alagnon (Enteroches, le Martinet). Elle traduit, d'une part la proximité des centres d'émissions qui sont parfois bien conservés et visibles comme au Rougeat, d'autre part un type d'activité varié au sein d'un complexe éruptif miocène très étendu: strombolien (Muraille Haute, pont Notre Dame, Bredons), fontaine de lave (hôpital de Murat), voire franchement explosif (maar des H. L. M.).

Ainsi, ont dû se créer des appareils relativement importants qui ont été complètement abrasés par la suite puisque l'altitude du toit de ces formations, au contact des brèches susjacentes, ne varie que d'une cinquantaine de mètres pour l'ensemble de la cuvette de Murat. Il y a donc eu une érosion importante avant ou pendant le dépôt des formations suivantes.

La composition des basaltes varie entre un pôle subleucocrate à tendance hawaïte (Rougeat, camping municipal) et un pôle mélanocrate de type ankaramite. Il est malheureusement impossible de situer chronologiquement ces faciès les uns par rapport aux autres.

Chapitre II : LES PROJECTIONS PONCEUSES DE MASSEBEAU

Il s'agit d'un affleurement très réduit, situé à une altitude comparable à celle des basaltes infrabréchiques (Fig. 3). On le trouve dans le lit du Bournandel entre les cotes 930 et 940.

Très bien stratifiées, en petits bancs réguliers décimétriques, les couches qui plongent de toutes parts d'une dizaine de degrés dessinent un léger dôme. Elles sont constituées à 70% de ponces brun-clair, bien calibrées de un centimètre en moyenne, dont certaines montrent une vésiculation progressive du centre à la périphérie; le ciment toujours plus sombre, brun-foncé à brun-vert, renferme un grand nombre de concrétions oolithiques (goutte de pluie ou lapillis accrétionnés) et de nombreux cristaux libres d'augites et amphiboles. On trouve, en outre, une relative abondance de blocs cristallins anguleux (uniquement granite à grains fins à deux micas) atteignant parfois plus de vingt centimètres de longueur, et plus rarement des projections isolées, scoriacées, noires.

Cette opposition entre la granulométrie uniforme, le litage régulier du matériel ponceux et les blocs anguleux de substrat, traduit un dynamisme très explosif, rythmique, avec débouchage violent, départ des déflagrations à un niveau profond de la cheminée, étalement d'un panache et retombée en pluie.

Microscopiquement, on note des phénocristaux de hornblende brune non résorbée à lacune de cristallisation, d'augite et de rares baguettes de plagioclase, noyés dans une pâte vésiculée, sombre en lumière naturelle. La majorité des vésicules a été remplie secondairement par de la calcite. Il s'agit donc de projections assez acides trachytiques ou trachyandésitiques.

La présence de fragments d'olivine dans le ciment laisse supposer que ces formations sont postérieures aux basaltes miocènes. Elles pourraient correspondre à un des témoins les plus orientaux de l'ash-fall trachyandésitique de la haute vallée de l'Alagnon (J. P. MILESI, communication orale).

Remarque

Un affleurement isolé d'une vingtaine de mètres carrés, emballé dans la moraine, a été mis à jour par l'entaille du talus de la route, passant sous l'usine de la "société des silices de France" (butte 908), en rive gauche du Bournandel juste avant sa confluence avec l'Alagnon.

Il montre, dans un ciment blanc, cendreuse, abondant, des blocs dispersés d'andésite anguleux, parfois scoriacés, et une assez grande quantité de ponces.

Cet affleurement, malgré sa position altimétrique, n'est pas l'équivalent de celui de Massebeau. Il ne contient en effet aucun élément de socle. On peut par contre imaginer qu'il s'agit d'un bloc erratique, pris en amont aux formations bréchiques supérieures et convoyé jusqu'au niveau de Murat. Cependant aucun argument de terrain ne permet de trancher.

Chapitre III : LES BRECHES INFERIEURES

Ces formations sont représentées dans la cuvette de Murat, semble-t-il, par la superposition de deux brèches à caractères très différents. La première contient une majorité d'éléments de substratum, peu de magma frais et correspond sans doute à une phase initiale de débouchage. La deuxième, beaucoup plus monogénique, est essentiellement composée de blocs andésitiques. Sur le terrain, la première, de couleur généralement rouge, très tendre, n'apparaît qu'à la faveur d'abris sous roche ou de ravinements. Elle est cependant assez largement répartie. La seconde de couleur claire, très indurée, forme toujours des reliefs, des corniches.

En fait, les deux brèches ainsi que certaines coulées ou filons andésitiques sont étroitement liées. Nous les décrirons donc séparément dans un premier temps avant d'examiner plus précisément leurs rapports.

1. La brèche rouge inférieure

On la trouve:

- dans les gorges de Muraille Haute où elle affleure le plus largement,

- sous la butte 985 de Bredons,
- au-dessus de la coulée de Pignoux,

et de manière plus ponctuelle:

- au-dessous des coulées andésitiques du Trou du Loup,
- dans Murat (en dessous des lotissements, à l'altitude de 915 m)

Elle montre dans une matrice rouge-ocre, argileuse, des enclaves plus ou moins importantes dépassant parfois le mètre cube; on peut y distinguer:

- des blocs d'argile noire, blanche, rouge, verdâtre, dont le litage très fin a été tordu et dessine de multiples charnières et microplissements. Certains de ces faciès ne sont pas sans rappeler les niveaux de projections aplatis de Bredons. Cependant ils paraissent avoir ici une origine nettement sédimentaire. Ils contiennent néanmoins des fantômes de minéraux libres.

- des panneaux de plusieurs mètres d'"ash-fall".
- des éléments de calcaire blanc-verdâtre, non lité à grains de quartz (oligocène?).
- des ponces centimétriques blanches entourées parfois d'une auréole noire, généralement disséminées et non jointives dans le fond argileux, mais qui peuvent se concentrer.
- des blocs de cinérite blanche ou grise.
- des scories basaltiques argilisées rouge lie-de-vin.
- des éléments de socle (granite à biotite).
- de rares blocs d'andésite.
- des morceaux de basaltes inférieurs, parfois en boules.

Tableau 3 - Analyses modales des andésites de la brèche monogénique inférieure

Localité Réf. échantillon	Muraille Haute CB. 238	Bredons (985) CB. 240
Phénocristaux	31,0	28,2
labrador-andésine	21,2	16,6
augite	5,2	9,0
hornblende	4,6	0,1
magnétite	-	0,5
Pâte	69,3	71,8
andésine	39,1	38,1
augite	18,2	21,0
hornblende	0,4	-
opaque	9,6	17,2
feld. potassique	1,1	0,8
biotite	0,7	2,0
apatite	0,3	2,7
COL.	38,4	41,8

Tableau 4 - Analyses chimiques des andésites de la brèche monogénique inférieure

Localité Réf. échantillon	Muraille Haute CB. 238	Bredons (985) CB. 240
SiO ₂	51,50	51,35
Al ₂ O ₃	16,80	16,15
Fe ₂ O ₃	7,30	6,70
FeO	0,20	2,70
MgO	3,00	4,85
CaO	6,75	7,30
Na ₂ O	4,40	3,65
K ₂ O	4,15	3,00
TiO ₂	1,55	1,80
P ₂ O ₅	0,40	0,55
MnO	0,20	0,15
H ₂ O ⁺	3,35	0,90
H ₂ O ⁻	0,40	1,20
Total	100,00	100,30
Norme C.I.P.W.		
Q	-	0,20
Or	24,46	17,80
Ab	28,82	31,00
An	13,90	18,60
Ne	4,54	-
Di	13,39	11,00
Hd	-	-
En	-	7,10
Fs	-	-
Fo	0,98	-
Fa	-	-
Ma	-	3,70
He	7,36	4,10
Ilm	0,91	3,50
Ap	1,01	1,30
D.I.	57,82	49,00
R.	65,65	58,23

- de petits morceaux d'obsidienne.
- des traces charbonneuses.
- des minéraux libres altérés ou leurs fantômes, dans lesquels

les clivages ont été respectés par l'argilisation, parsément le tout.

Il est très difficile de donner une épaisseur à ces niveaux qui sont très inégalement répartis et n'ont pu être distingués cartographiquement à l'échelle du 1/25000.

2. La brèche monogénique andésitique

Ses deux caractéristiques principales sont:

- une grande homogénéité de composition entre les éléments et le ciment, au point qu'il est parfois délicat de les séparer.
- la grosseur des blocs qui la composent, atteint jusqu'à plusieurs mètres cubes.

Il s'agit dans tous les cas d'une accumulation de blocs anguleux parfois fracturés, fissurés, d'andésite dans laquelle la proportion de ciment est faible. Il y a dans certains cas passage latéral à des scories rouges sombres de même composition. On rencontre en outre de petites poches de cendre ou de ponces blanches.

3. Le complexe bréchique de Muraille Haute (Fig. 6)

Il convient, avant de discuter du mode de mise en place des deux brèches, de parler de leurs interrelations, mais aussi de leurs rapports avec certaines coulées ou filons andésitiques ou encore avec les terrains sous-jacents. Nous avons été amenés à distinguer un certain nombre de complexes bréchiques suivant la nature et le faciès de l'andésite qui les compose.

Parmi ceux-ci le plus important est celui de Muraille Haute dans le bas de la vallée de la Chevade. Nous le prendrons donc pour exemple.

Le matériel andésitique, qui constitue la plus grande partie de ce complexe, qu'il se présente en éléments dans la brèche, en coulée ou en filon, possède une remarquable homogénéité de faciès et de composition. La roche montre sur un fond gris clair à gris sombre de nombreux phénocristaux millimétriques de feldspaths et ferromagnésiens. Microscopiquement, la pâte présente une structure microlitique à fluidité souvent marquée autour des phénocristaux.

- Les plagioclases, formant des phénocristaux toujours zonés calciques au centre et plus sodiques vers la périphérie, ont une composition variable (labrador-andésine, oligoclase pour les parties les plus externes); ils sont fréquemment entourés d'un fin liseré de sanidine. Les microlites feldspathiques sont représentés par de l'andésine-oligoclase.

- Les augites, en phénocristaux automorphes brun-verdâtres, non pléochroïques, sont souvent poecilites par rapport à la biotite et à la magnétite.

- Les amphiboles sont représentées par des oxyhornblendes très pléochroïques, toujours gainées par un manchon d'oxydes opaques.

- La magnétite est seulement présente dans la mésostase en microcristaux automorphes.

- Enfin la biotite en quantité subordonnée, ne dépasse jamais 1% du volume de la roche.

Il s'agit donc d'une andésite porphyrique leucocrate, subplagioclasiq ue à amphibole. L'analyse chimique de cette lave, outre une oxydation presque complète du FeO en Fe₂O₃ montre une teneur en H₂O de 3,75%, nous la donnons donc à titre indicatif. La forte teneur en alcalin explique la formation de néphéline normative.

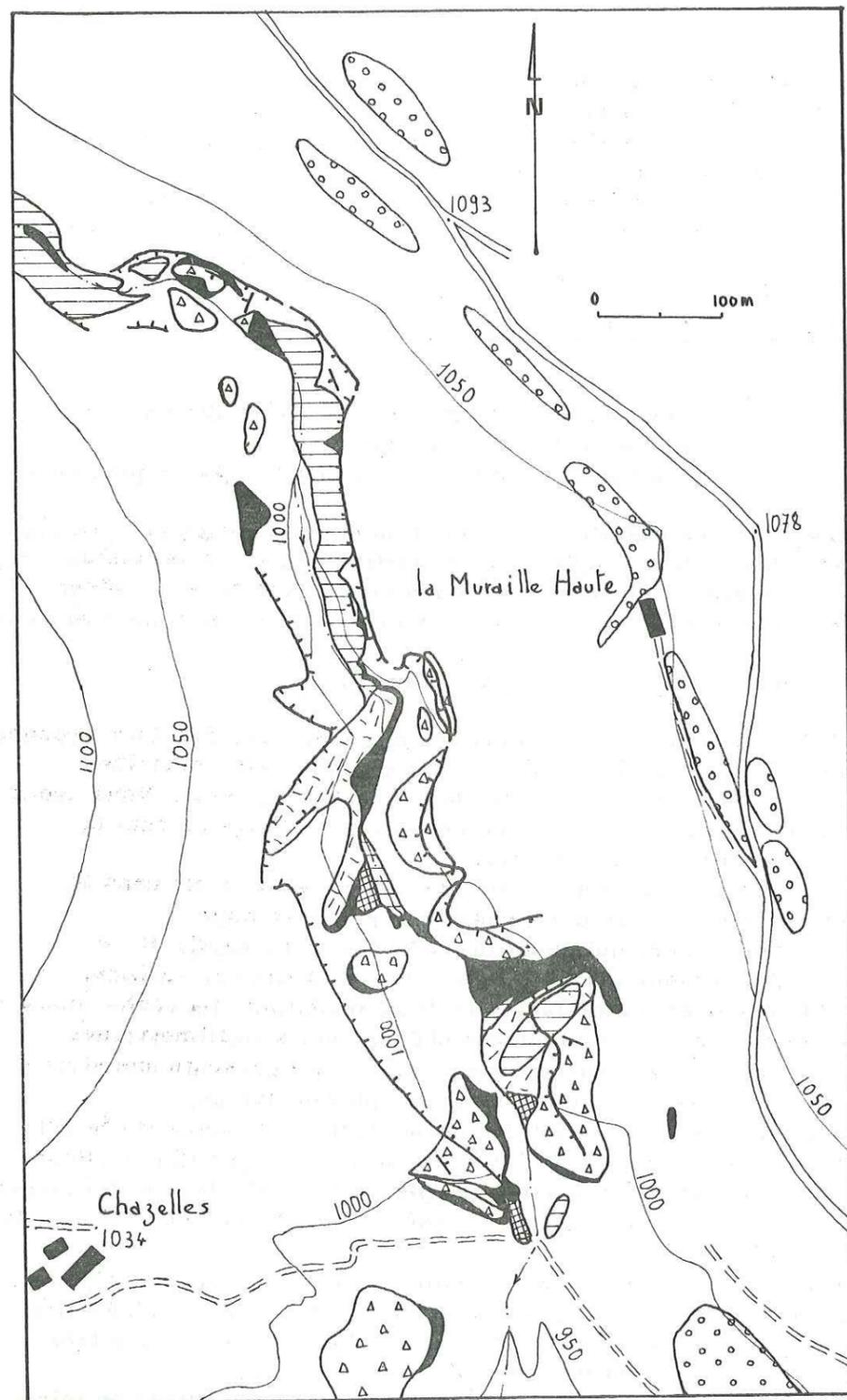


Fig. 6- Carte des gorges de Muraille Haute

Le complexe de Muraille Haute est situé dans la gorge de raccordement que le ruisseau du Bournandel, a entaillé pour rejoindre le niveau de base de l'Alagnon à Murat. On a ainsi une coupe naturelle d'un kilomètre environ dans les niveaux bréchiques. Les basaltes inférieurs ont été localement atteints. Remarquons que toutes ces formations sont limitées vers le haut par un épaulement, un replat qui marque le passage aux couches horizontales du complexe conglomératique.

On constate que:

- la brèche homogène andésitique est toujours en position supérieure par rapport à la brèche rouge. La surface de séparation de ces deux brèches n'est jamais horizontale mais au contraire fortement inclinée. La brèche rouge apparaît ainsi très souvent dans les abris sous roche, dégagés sous les niveaux andésitiques massifs. Elle peut remonter dans les fissures ouvertes de la brèche supérieure.

- Cette dernière brèche passe très souvent, latéralement et graduellement à une andésite massive, bien individualisée. L'andésite présente alors, dans les zones de passage, une couleur plus claire. La bréchification passe souvent inaperçue si la roche n'est pas altérée, tant la composition, la texture des blocs et du ciment sont similaires. Ce dernier est cependant plus friable, plus clair, parfois pulvérulent. Au microscope, il se présente comme une pâte sombre, flocculeuse, contrastant par rapport aux blocs dont la mésostase est microlitique. Puis le ciment devenant plus grossier, plus cendreuse, les blocs s'individualisent et montrent alors des vésicules. On passe ainsi à la brèche. Ce phénomène peut être interprété comme une autobrèchification.

- Les andésites massives bien individualisées se présentent en affleurements discontinus qu'il est difficile de raccorder entre eux. On peut affirmer qu'il s'agit de coulées à certains endroits. C'est le cas pour l'extrémité Nord de la gorge qui est entaillée sur plus de 25 m dans une andésite, dont la direction d'épanchement n'est pas déterminable.

Cette interprétation est plus discutable dans les autres cas. La même andésite s'y présente apparemment en filons aux épontes diffuses, recoupant l'encaissant, y compris dans certains cas les basaltes miocènes. Cela semble être le cas pour les affleurements situés en rive gauche à l'extrémité Sud de la gorge. Il semble bien qu'on soit là à l'emplacement d'un centre d'émission, ou de ce qu'il en reste, parcouru de filons. Soulignons, encore une fois, la remarquable homogénéité du matériel andésitique sous quelque forme qu'il soit.

4. Le complexe bréchique de Bredons (butte 985)(Fig. 4)

On retrouve, quoique à une plus petite échelle, les mêmes types de formations que précédemment avec les mêmes rapports.

- La brèche rouge argileuse est surtout formée aux dépens de projections miocènes, mais contient néanmoins une certaine quantité de ponces et de blocs cinéritiques.

- Le matériel andésitique, comme précédemment, se trouve soit en filon traversant la brèche rouge, soit en coulée ou en brèche. On peut penser qu'on est ici également sur un point de sortie.

Il s'agit d'une andésite de couleur gris-rosé, à phénocristaux millimétriques, très vésiculée et dont les vacuoles sont tapissées de concrétions jauneverdâtre. Microscopiquement, la roche assez altérée montre une structure holocristalline microlitique porphyrique. Elle diffère de l'andésite de Muraille Haute par une plus grande abondance d'augite au détriment de l'amphibole brune. On trouve en outre d'assez nombreux microphénocristaux de magnétite, généralement associés aux clinopyroxènes. C'est donc une andésite subplagioclasiq mésocrate, mais étant donné l'absence des périclites on ne peut la qualifier d'andésite basique.

Les mauvaises conditions d'affleurement dans cette zone n'ont pas permis de reconnaître l'extension de ces formations.

Remarque

La superposition, brèche homogène grossière andésitique sur brèche rouge, se retrouve également par place dans la forêt au-dessus de la coulée basaltique miocène de Pignoux.

5. Le complexe bréchique andésitique du Trou du Loup (Fig 24)

A 1,5 km en aval de Murat, en rive gauche de l'Alagnon, à l'altitude 950, au flanc du Puy d'Estables, un niveau andésitique se suit de manière discontinue. L'affleurement le plus à l'Est montre une lave massive individualisée entre deux niveaux bréchiques. La brèche inférieure est constituée de projections, scories rouges et blocs anguleux d'andésite. La lave massive montre un débit en gros prismes trapus. Son contact supérieur avec la brèche susjacente, formée essentiellement de blocs, dessine une proéminence.

Deux cent mètres plus à l'Ouest, deux niches d'arrachement montrent des affleurements réduits. La brèche scoriacée n'est plus visible, cependant la lave massive fissurée, repose sur un niveau de brèche rouge chaotique caractéristique, à blocs de cendre, ponces et argile rouge.

La lave, dans les zones scoriacées, vacuolaires, est hypocristalline à verre brun altéré; dans les faciès les mieux cristallisés, elle montre une structure microlitique porphyrique. Elle est assez riche en amphiboles brunes automorphes qui, dans les faciès les moins vitreux, se résorbent totalement en magnétite et parfois biotite. Il s'agit d'une andésite subplagioclasique, analogue à celle de Muraille Haute.

6. Conclusion

Dynamisme et mode de mise en place

La formation des différentes unités que nous venons de décrire est assez variable. Il est souvent difficile de préciser le dynamisme qui est à l'origine des formations observées. Seul le complexe de Muraille Haute montre des relations assez claires entre les différents éléments que l'on retrouve de manière constante, à savoir:

- brèche rouge inférieure,
- brèche andésitique - lave massive.

Y a-t-il un lien congénétique entre les deux brèches ou seulement rencontre fortuite, en raison des conditions particulières d'affleurement?

En fait l'association des deux brèches se retrouve dans d'autres localités parfois même très éloignées: au Martinet, en rive droite de l'Alagnon, en amont de Murat; à Dienne, dans la vallée de la Santoire (P. WATELET, communication orale); au Falgoux, dans la vallée du Mars (A. LAMBERT, 1969). Elles semblent donc effectivement liées, mais rien ne prouve qu'elles se soient déposées dans le même temps.

Nous interprétons la brèche rouge comme le résultat d'une phase préliminaire de débouchage au cours de laquelle tous les éléments du substratum (socle cristallin, calcaire oligocène, basaltes et projections miocènes, cendres et ponces "miocènes") ont été repris.

La présence de nombreuses enclaves d'argile fait penser qu'une phase d'altération postérieure à toutes ces formations aurait pu avoir lieu juste avant

l'épisode brèche rouge. Malheureusement, les produits de remaniement de cette phase ne s'observent jamais en place sur notre terrain.

Il nous a semblé bon pour approfondir ce problème, d'examiner la formation basale de la brèche andésitique de la moyenne vallée du Mars en amont du Falgoux (cascade de l'Espinouze). En effet, A. LAMBERT (1969) y a décrit des formations dont la similitude avec celles de notre terrain est frappante. Il distingue à la base de la brèche andésitique au sens large, un ensemble de deux brèches: une inférieure à ciment friable dont "la matrice est de teinte jaune-ocre à rouille" contient des enclaves de socle, d'argiles cuites rouges, vertes et blanches, "de grands lambeaux de falaises constituées de brèche plus indurée surmonte ces formations." Cette brèche supérieure est qualifiée d'homogénique de par sa composition uniformément trachyandésitique.

Nous avons pu constater sur le terrain que ces deux brèches étaient la réplique exacte (faciès et position stratigraphique) de celle de la région de Murat. Leur puissance est cependant plus importante et le complexe repose fréquemment sur le socle cristallophylien, les basaltes miocènes étant peu représentés par rapport au centre éruptif de Murat.

La brèche rouge contient de nombreuses enclaves de socle (granite à grain fin, gneiss oillé), mais aussi des produits de remaniement de socle: grès lités, grès psammitiques à muscovite. On a donc là le témoin du phénomène d'érosion ante brèche rouge. On est également tenté de voir dans les nombreuses enclaves argileuses de la brèche basale, les produits d'altération des formations basaltiques miocènes. On pourrait mettre ainsi en évidence et ceci dans de nombreuses régions, une coupure correspondant à une phase d'érosion généralisée.

La brèche monogénique andésitique, quant à elle, peut être interprétée de deux manières différentes. En ce qui concerne la partie amont des gorges de Muraille Haute, nous avons envisagé la solution de la simple autobréchification d'une coulée. Mais dans la partie aval, la présence de filons recoupants le substrat suggère un point de sortie. Les brèches observées correspondraient alors à des brèches de nuée à caractères assez particuliers.

Granulométriquement, elles s'apparentent aux brèches de nuée péleénne provenant de la pulvérisation par explosion latérale d'un cumulo-dôme en cours de croissance. Par contre, structuralement, elles se rapprochent des brèches de nuée katmaïenne qui proviennent de l'expulsion par une fissure ouverte dans le substrat d'une nuée débordante. Dans ce dernier cas, la bréchification s'effectue en profondeur par la suite de la détente des gaz dans la cheminée d'alimentation.

C'est ce type de bréchification ou autobréchification que l'on observe, se traduisant par la vésiculation progressive et l'individualisation de plus en plus nette d'un ciment cendreuse. Toutefois le stade de la soudure et du fluage de la lave après le dépôt n'a pas été observée, comme cela est le cas dans d'autres régions du Cantal. D'autre part, le matériel déposé par les nuées katmaïennes est beaucoup plus fin. Le terme de "nuées à blocs" pris dans un sens descriptif semble le mieux adapté.

Position dans le Cantal

Des formations analogues à celles que nous venons de décrire sont connues dans le Cantal, dans la même position stratigraphique, immédiatement au-dessus des basaltes miocènes et à la base de la série des brèches andésitiques au sens large. Le terme de brèche monogénique inférieure semble donc être tout à fait justifié dans notre cas.

Mais il reste à savoir si notre formation est réellement l'équivalent stratigraphique (toute proportion gardée) de la brèche monogénique inférieure, décrite dans l'Ouest du Cantal.

Quoiqu'il en soit si l'hypothèse d'une phase d'altération et d'érosion antérieure à la formation de la brèche rouge se vérifiait, on pourrait avoir là un fil directeur pour le dépouillement de la stratigraphie de cette partie du Cantal. Cette phase d'altération rouge est peut-être à mettre en relation avec celle qui a été observée au Puy Courny, au-dessus des basaltes miocènes. On pourrait alors envisager une coupure séparant un paléocantal miocène d'un néocantal pliocène.

Chapitre IV : LE COMPLEXE CONGLOMERATIQUE SUPERIEUR

Cette unité contraste avec les formations précédemment décrites par sa stratification régulière et sa disposition en niveaux subhorizontaux, qui se traduisent généralement dans la topographie, lorsque la couverture morainique est absente, par une succession de gradins dans laquelle les coulées importantes forment ressauts. C'est le profil que l'on peut voir dans la presque totalité de la vallée de la Chevade.

Son épaisseur est d'environ 100 m entre la brèche inférieure et les coulées basaltiques tardives. On peut y distinguer les trois types de formations suivantes, que nous allons étudier successivement:

- des niveaux de ponces,
- des conglomérats et brèches,
- des coulées, en majorité andésitiques.

Les conglomérats sont en fait le constituant majeur.

1. Les ponces

Deux niveaux ponceux s'individualisent dans notre secteur, aisément discernables par leur position au sein du complexe, leur faciès et leur couleur.

1. 1. Niveau inférieur

C'est le niveau le plus continu: on le suit sur toute la rive gauche de la Chevade, depuis la Denterie (1070 m) jusqu'à Murat (1020 m), on le retrouve au flanc du Puy d'Estable (990 m), puis au-dessus de la labradorite de la Bastirone (920 m). L'affleurement entaillé par la D. 339 en rive gauche du Lagnon, 1 km à l'est de l'Auzolles-Bas doit lui être vraisemblablement rattaché. Il forme donc un bon niveau repère.

Il occupe une position très inférieure dans la série du complexe conglomératique, étant parfois en contact direct avec les brèches sous-jacentes. Son épaisseur assez constante est d'une vingtaine de mètres.

La couleur d'ensemble est blanche, cependant cette formation peut être rubéfiée lorsqu'elle est directement surmontée par une coulée. Elle présente alors une couleur rouge sur 4 à 5 m d'épaisseur, due au termométamorphisme. C'est le cas à l'Héritier et en rive gauche du Lagnon.

Il s'agit d'une alternance centimétrique à demi-métrique de niveaux cendres gris clair à beige et de niveaux ponceux blancs en lattes allongées. On peut parfois observer un granoclassement: la séquence débute alors par des ponces agglomérées sans ciment, la proportion de ciment augmentant vers le haut. La séquence peut être également inverse, un banc cendres s'enrichissant progressivement vers le haut en ponces qui finissent par s'agglomérer.

Les ponces isolées ou agglomérées sont, la plupart du temps, aplaties, écrasées, effilochées même, souvent accolées, et montrent des couleurs rosées, verdâtres ou jaunes donnant un aspect bariolé. Les cendres, qu'elles forment un

Fig. 8- Niveau ponces supérieur.
Coupe de Recouderc.

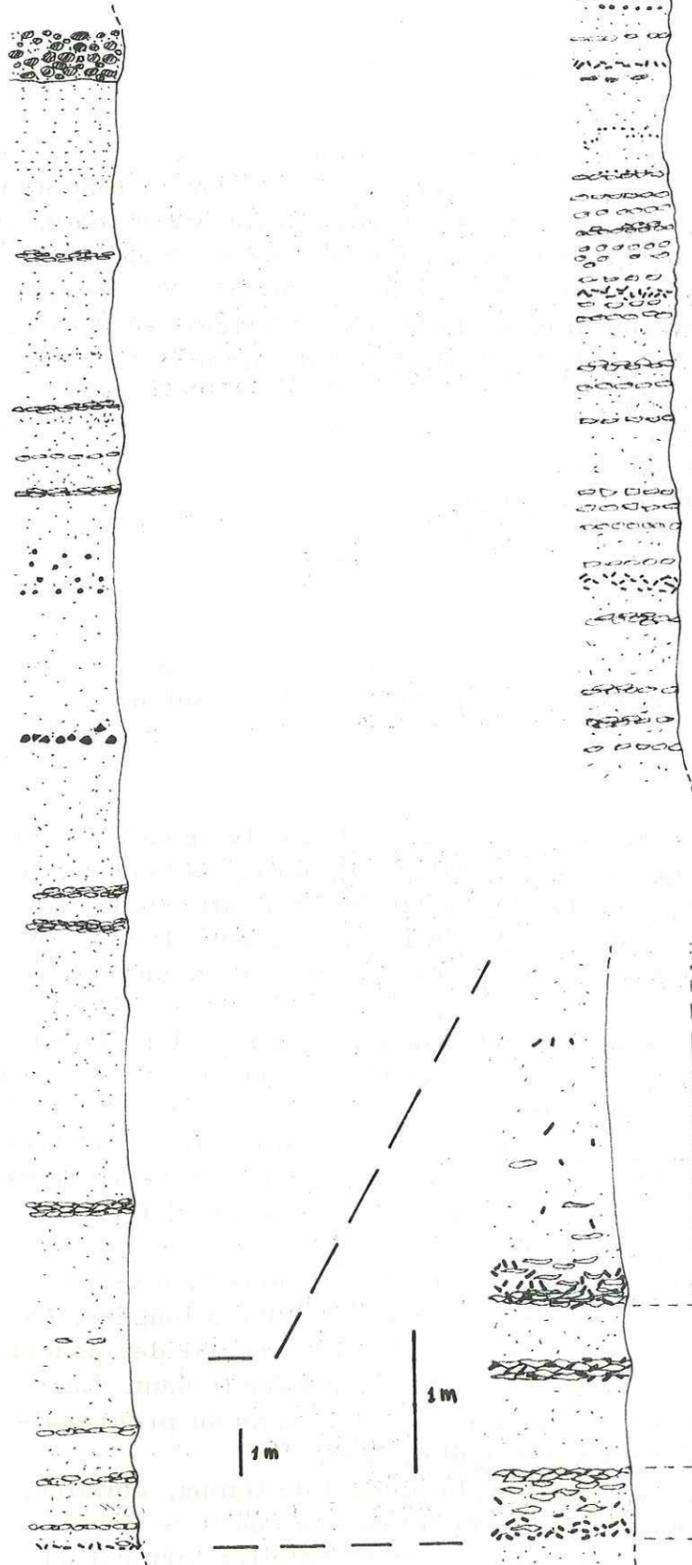
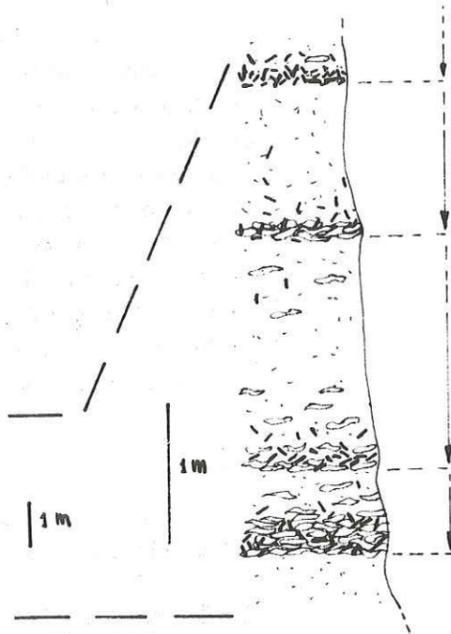


Fig. 7- Niveau ponces inférieur.
Coupe du Trou du loup.



séquence
granoclassée

- ⊙ 4% Brèches et conglomérat
- ⋯ Cendres
- ⋯⋯ Lapillis
- ⋯⋯⋯ Minéraux libres
- ⋯⋯⋯ ponces

ciment interstitiel ou des niveaux entiers, contiennent une assez forte proportion de minéraux libres. Certaines couches sont même entièrement formées d'un agglomérat de cristaux libres ("cristal-lapilli"). Notons enfin la présence constante de lapillis trachyandésitiques gris-noirâtre, souvent oxydés, formant des lits ou parsemant la roche.

La figure 7 montre le type de succession que l'on peut voir dans cette formation au niveau du Puy d'Estable. Notons que le passage aux bancs grossiers conglomératiques supérieurs se fait par un bref épisode cinéritique, dont le litage entrecroisé très fin, presque varvé, atteste un dépôt dans l'eau ou tout au moins un remaniement par l'eau.

La paragenèse exprimée est la suivante:

plagioclases zonés (An 42, détermination par la méthode des liqueurs d'indice), hornblendes brunes, augites brun-vert, cubes de magnétite. L'analyse aux rayons X dénote en outre la présence, à l'état de traces, de minéraux phylliteux tel que la biotite, chlorite et muscovite, cette dernière n'étant pas néogène mais enallogène. Le quartz n'a jamais été décelé.

Cette association reflète une composition andésitique à trachyandésitique. Les analyses chimiques des ponces sont données à titre indicatif, mais ne peuvent être prises en considération, la proportion d'eau dépassant 10% et le fer étant presque totalement oxydé (tableau 5).

Tableau 5 - Analyses chimiques dans les formations ponceuses

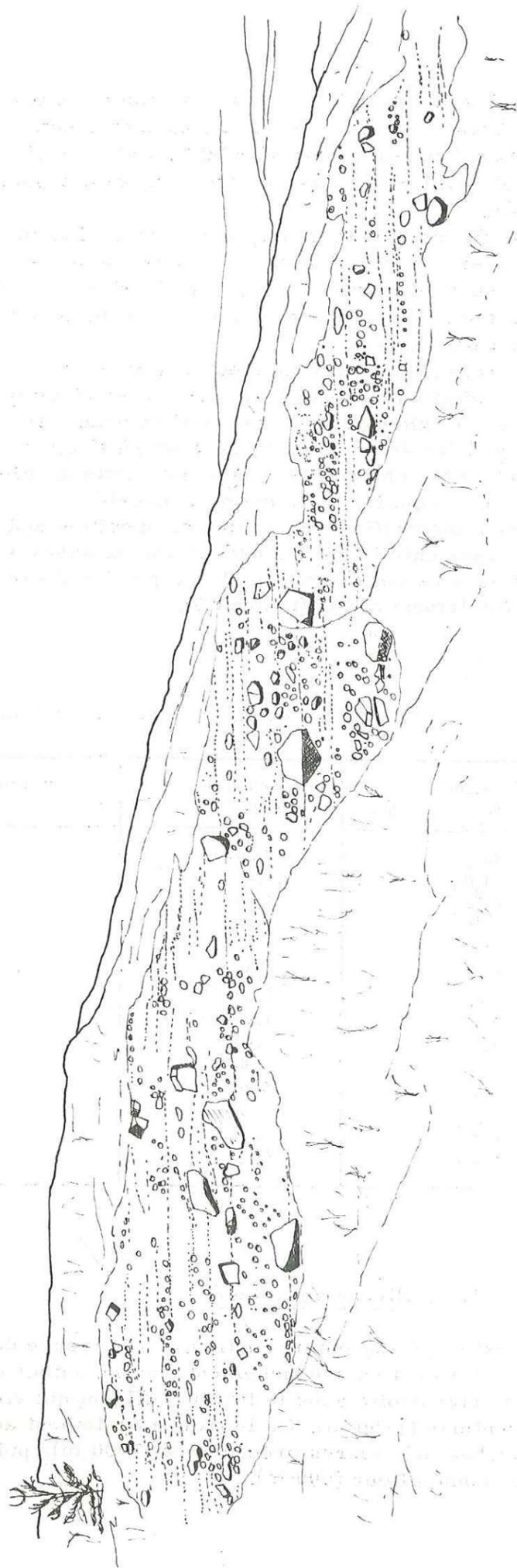
Localité Réf. échantillon	Puy d'Estable CB.98	Lotissements au Nord de Murat CB.175
SiO ₂	46,90	45,05
Al ₂ O ₃	21,40	22,70
Fe ₂ O ₃	7,40	6,80
FeO	0,50	0,95
MgO	2,80	2,40
CaO	2,90	4,75
Na ₂ O	2,20	2,95
K ₂ O	1,55	0,65
TiO ₂	1,60	1,65
P ₂ O ₅	0,35	0,50
MnO	0,30	0,25
H ₂ O ⁺	7,25	6,95
H ₂ O ⁻	4,45	3,90
Total	99,95	100,00

1. 2. Niveau supérieur

Il est beaucoup moins continu. On le trouve dans la vallée de la Chevade, en rive gauche, formant un soubassement continu autour de la butte de la Veissière (1210-1150), en rive droite dans le lit d'un affluent qui vient grossir la Chevade au niveau de la Denterie (1150 m). On le trouve également au flanc du Puy d'Estable, au-dessus des couches inférieures précédentes (1000 m), puis à Sillolet, en rive gauche du ruisseau de Foufouilloux (990m).

Fig. 9- Le complexe conglomératique en
rive gauche de la Chevade.

N -



NW -

La figure 8 montre le type de succession que l'on trouve dans cette formation au niveau de Recouderc. Sa position supérieure dans la série du complexe conglomératique le place souvent directement sous les basaltes terminaux. Il disparaît ainsi fréquemment sous les éboulis des corniches planésiennes. Son épaisseur estimée est d'une vingtaine de mètres. La couleur d'ensemble est beige-clair à brun-chocolat.

Comme dans le niveau inférieur, il s'agit d'une alternance de cendres, ponces aplaties et lapillis ne montrant pas de caractères particuliers. Seule, la composition minéralogique du matériel diffère.

On peut observer à l'oeil nu parmi les cristaux libres de nombreuses plages subhexagonales millimétriques de biotite et muscovite. Ces minéraux sont en fait détritiques et étrangers au magma néogène. Ils proviennent de la pulvérisation du socle lors des éruptions. On note en outre des hornblendes brunes et des augites, mais en beaucoup moins grande quantité que dans le niveau inférieur blanc précédent, des plagioclases abondants de type andésine (An 39, détermination par la méthode des liqueurs d'indice). L'analyse aux rayons X montre également la présence d'orthose (détritique ou néogène?) et de kaolinite.

Ce niveau a donc un chimisme analogue au précédent.

1. 3. Dynamisme

L'alternance stratifiée, parfois granoclassée, des séquences poncuses et cendreuses dans les deux niveaux, traduit un dépôt de type "ash-fall" ou pluie de cendres. La superposition des séquences est due aux jeux successifs d'explosions multiples, rythmiques (éruptions de type vulcanien ou ultravulcanien). Chaque niveau plus ou moins granoclassé est dû à la retombée, à partir d'un panache étalé en altitude. La surface ainsi recouverte est grande et les couches assez continues.

L'aplatissement des éléments poncux pose un problème; il est en effet difficilement concevable qu'à plusieurs kilomètres de leurs points d'émission, après un séjour dans l'atmosphère relativement prolongé, les ponces aient pu retomber assez chaudes et plastiques pour s'aplatir, alors que précisément, la poncification affecte des matériaux magmatiques visqueux.

Nous avons pu remarquer une certaine coïncidence, entre l'aplatissement des ponces et l'argilisation secondaire des niveaux, qui pourrait expliquer ce phénomène. Il s'agirait alors d'un simple compactage lors de la diagenèse, mais ces observations demandent à être confirmées de façon systématique.

2. Les conglomérats (Fig. 9)

Ils se présentent en grosses lentilles plutôt qu'en bancs vrais, la stratification étant très irrégulière, avec des ravinements fréquents, et des variations rapides d'épaisseur. Le matériel bréchique à conglomératique a une granulométrie très hétérogène qui, elle aussi, varie beaucoup sur de courtes distances. Ces niveaux admettent des intercalations poncuses ou cendreuses. L'ensemble est généralement très induré.

Les éléments qui les composent, sont, à la différence des brèches inférieures, polygéniques et émoussés pour la plupart; mais des niveaux monogéniques à blocs anguleux s'individualisent dans la série.

On rencontre:

- une majorité de blocs d'andésites diverses, sombres ou claires, parfois rosées, souvent vésiculées, plus ou moins riches en phénocristaux de taille variable.

- des éléments trachyandésitiques.

- des blocs isolés, très anguleux, de trachyte rosé à biotite,

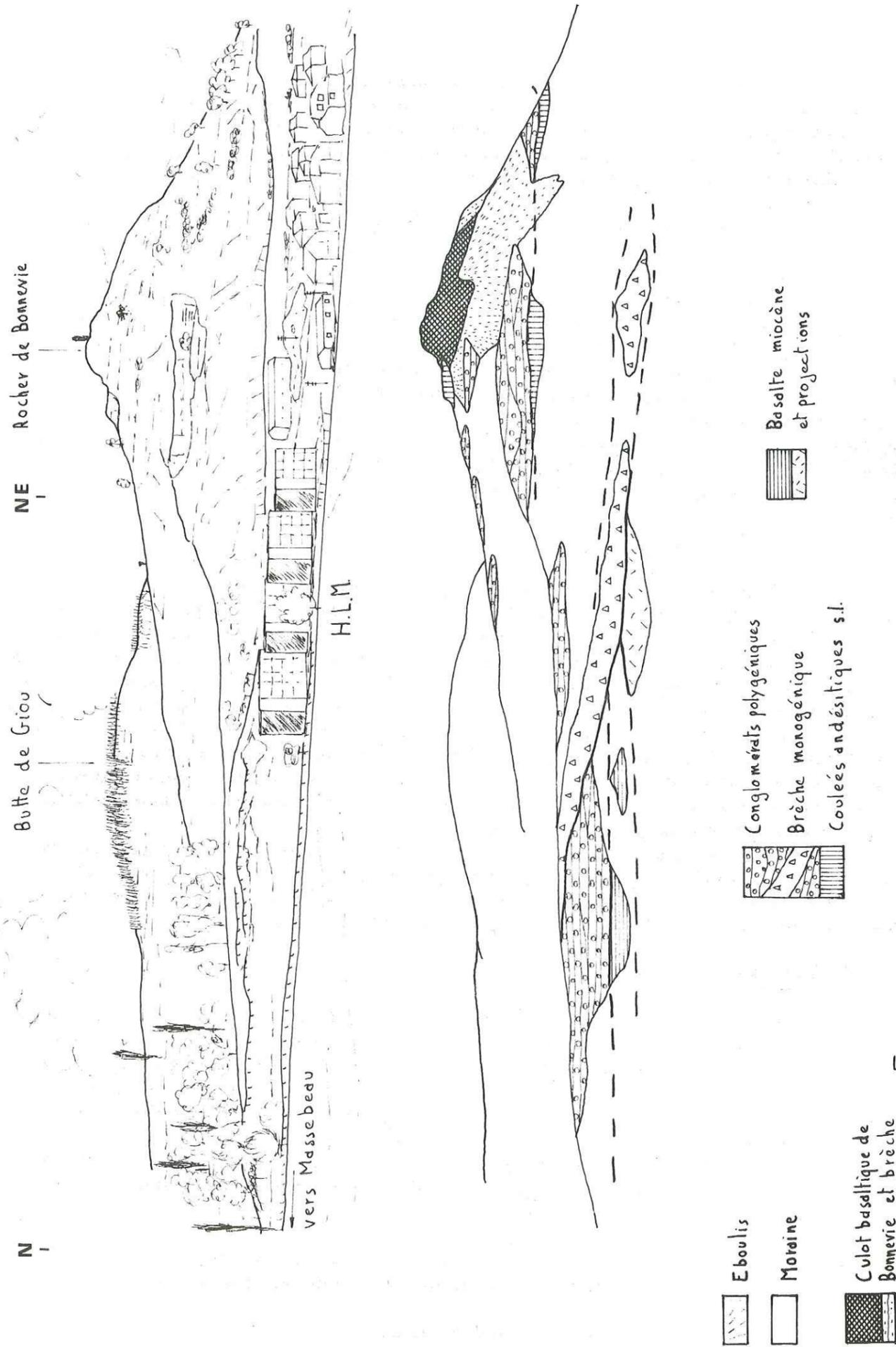


Fig. 10 - Flanc Sud-Ouest du rocher de Bonnevie

- de gros blocs isolés, très anguleux, de trachyte rosé à biotite, à structure fluidale.
- des blocs basaltiques (rares).
- des labradorites.
- rarement, des éléments d'ordanchite.

Certains éléments peuvent atteindre plusieurs mètres cubes.
 Dans l'ensemble de cette série monotone, où les corrélations entre affleurements sont difficiles, un seul niveau, d'une puissance inhabituelle, a pu être distingué.

2. 1. La brèche des jardins de Murat

Elle se place vers la base de la série, en dessous du niveau ponceux inférieur.

Dans les jardins de Murat, cette brèche forme une falaise d'une dizaine de mètres de haut, entre les cotes 970-990. Elle est comprise entre les mêmes altitudes en dessous du château de l'Héritier, puis se retrouve à 950 m, ensuite à 940 m au bord de la petite route de Massebeu; elle descend enfin à la cote 930 derrière les H. L. M. On observe donc là une paléopente, dont le pendage apparent est de 4 à 5 degrés. Comme on peut le voir sur la figure 10, la brèche recoupe et repose sur différents niveaux du complexe conglomératique et des formations basaltiques miocènes.

A la hauteur du château, elle repose sur une série de bancs réguliers de 1 à 2 m, à blocs andésitiques polygéniques, émoussés. La base de la brèche est pentée à sa partie inférieure N: 160 - S. W. 30.

Elle forme une falaise de 6 à 7 m, sans stratification, où les blocs atteignent plusieurs mètres cubes. La formation est monogénique, un seul type d'andésite étant représenté. Le ciment généralement peu abondant, est clair, pulvérulent. Il s'y individualise parfois de petites poches ou lentilles de ponces.

Dans les jardins, au Nord de Murat, la brèche, dont le contact inférieur n'est pas visible, montre une accumulation désordonnée de blocs andésitiques de toutes dimensions (jusqu'à plusieurs mètres cubes), anguleux à subarrondis, dont certains sont fissurés. La formation n'est pas en fait aussi continue qu'on pourrait le supposer. En effet, elle montre des intercalations de niveaux très fins, parfois même varvés, qui ne dépassent cependant jamais 5 cm, et sont sans doute le résultat de brefs épisodes de sédimentation dans l'eau. Cette brèche s'est donc mise en place en plusieurs temps.

Au niveau de la route de Massebeu, elle ravine une série de bancs à faciès conglomératique typique; bancs décimétriques ou demi-métriques de lapillis andésitiques, graviers, ponces, cendres et blocs arrondis, régulièrement stratifiés. Les blocs anguleux d'andésite, composant la brèche, atteignent également ici plusieurs mètres cubes. Il s'y mêle une certaine proportion d'éléments polygéniques. Le ciment, plus abondant qu'au château de l'Héritier, est cendreux, fin, et contient quelques ponces.

Immédiatement au Sud, cette formation chaotique, épaisse de 4 à 5 m, repose directement sur les tufs basaltiques miocènes des H. L. M. Le contact n'est plus visible au-delà.

La lave qui forme l'essentiel de cette brèche est une andésite subplagioclasique à pyroxène et amphibole, sans caractère particulier.

Dynamisme

On observe une évolution nette de l'amont à l'aval, à mesure que la formation dévale la pente, se traduisant par une réduction progressive d'épaisseur, une importance plus grande de la proportion de ciment, un enrichissement en éléments...

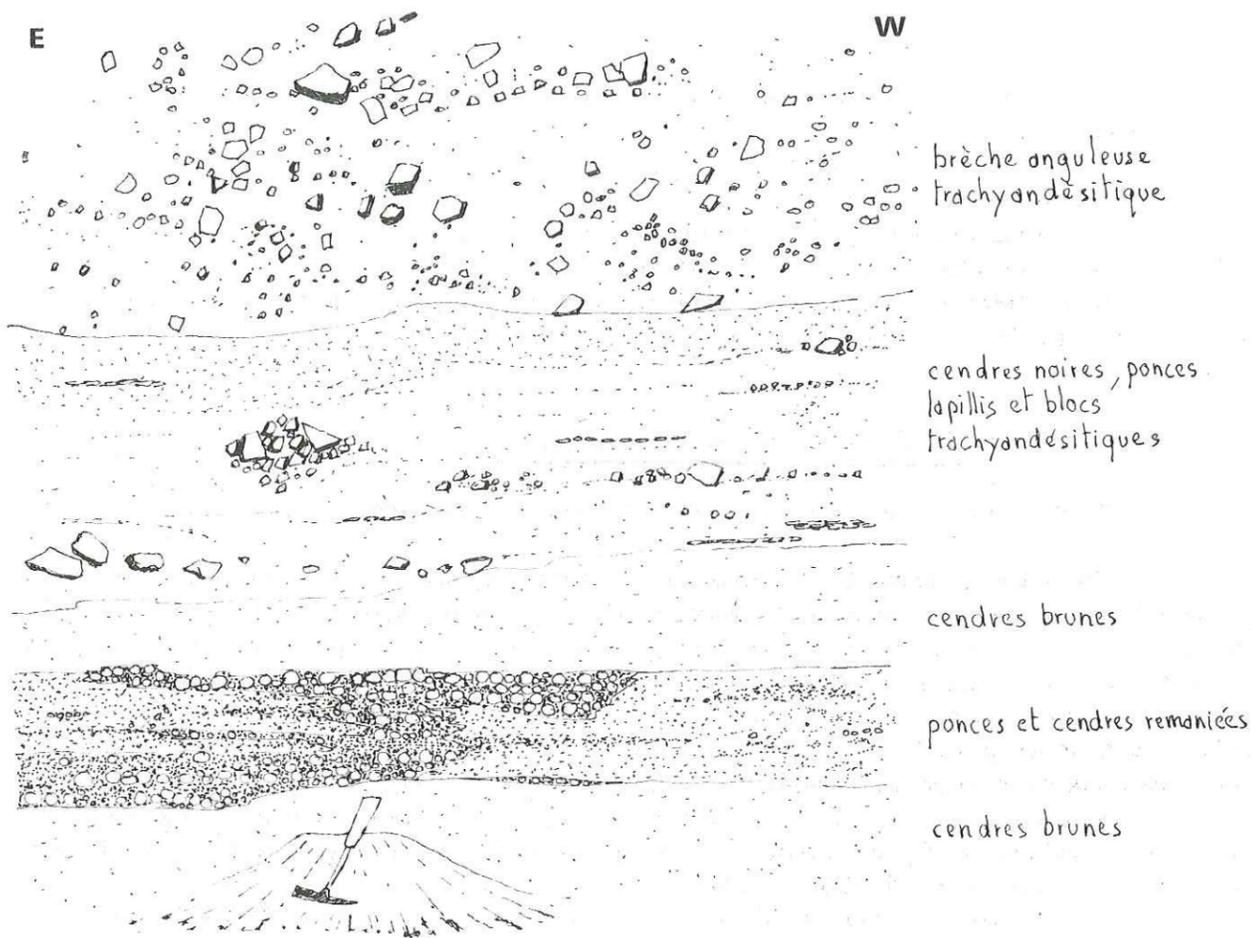


Fig. 11-

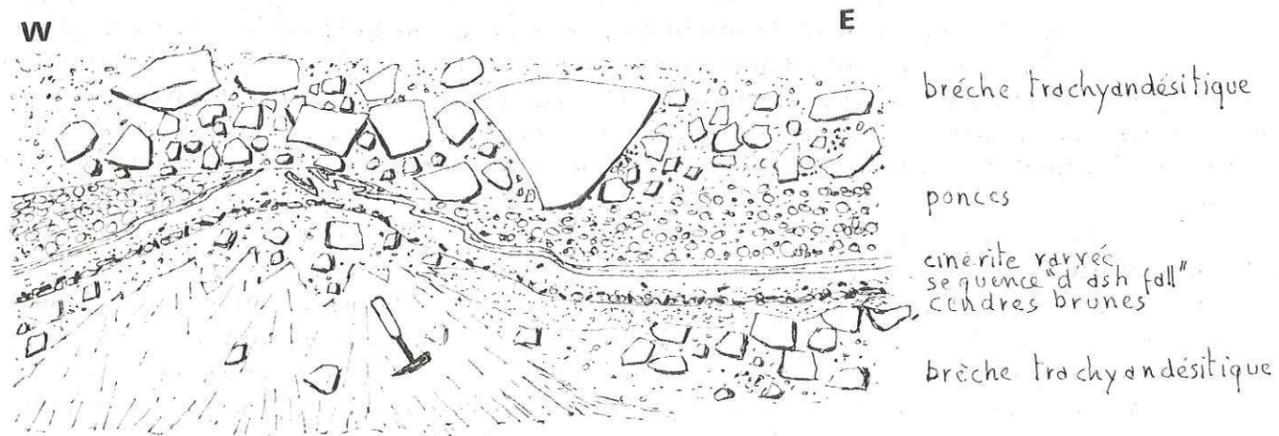


Fig. 12-

Exemples de successions dans le complexe conglomératique supérieur

polygéniques. On a là un dépôt de type "nuée à blocs", assez analogue à la brèche inférieure située dans la partie aval du complexe de Muraille Haute. Toutefois, le rattachement, avec ces dernières formations, n'est guère possible; la brèche rouge basale, entre autre, étant absente.

Les produits d'éruption semblent provenir d'un secteur Nord à Nord-Ouest

2.2. Les conglomérats polygéniques

Nous avons déjà mentionné que faciès bréchique, conglomératique et ponceux sont parfois intimement liés. L'étude de deux exemples va nous permettre de comprendre le mode de mise en place de ces formations.

Sur la figure 11, on a reproduit une séquence visible en rive droite de la Chevade, à hauteur de la Denterie.

- La séquence débute par un lit de cendres brun-chocolat, sableux et micacé, caractéristique des retombées de cendres du niveau ponceux supérieur.

- vient ensuite une vingtaine de centimètres de cendres noires, contenant quelques lapillis trachyandesitiques, dans lesquelles s'interstratifient des lits de ponces. Celles-ci sont bien calibrées, très rondes et toujours séparées les unes des autres par un liseré noir cendreux. On trouve également dans ce niveau des débris végétaux épigénisés ou leurs empreintes. Cette couche semble donc remaniée, en particulier, les ponces sont flottées.

- Il est surmonté par un nouveau lit de cendres brunes, qui représente probablement une retombée directe.

- On passe au-dessus à un banc d'1 m, cendreuse noir, dans lequel la stratification est soulignée par de petits niveaux de ponces aplaties ou des cordons de lapillis. On y observe également des poches bréchiques à blocs anguleux trachyandesitiques.

Ainsi, alors que l'activité explosive rythmique, donnant les dépôts de ponces et cendres, se poursuit, un nouveau centre éruptif semble entrer en activité, projetant des blocs beaucoup plus grossiers. Ses émissions deviennent par la suite prépondérantes.

- En effet, la coupe se termine par un banc massif de brèches à blocs anguleux trachyandesitiques, analogues aux précédents, non stratifié et qui ne trouble pas les couches inférieures.

Ce phénomène est assez courant dans le complexe conglomératique. On peut souvent voir des blocs, parfois imposants, reposer au sein des formations sans perturber, ni interrompre les couches inférieures (Fig. 9). Il faut donc penser que ces éléments ne se sont pas mis en place par retombée verticale "en grêle", ce qui devrait se traduire à leur base par des traces d'impact ou "bomb sag", mais par dépôt de nuée rasante.

Sur la figure 12, qui a été reproduite dans le même secteur, on peut voir de bas en haut:

- un niveau de brèche grossière à blocs anguleux trachyandesitiques,
- un niveau de cendres brun-chocolat, d'une dizaine de centimètres.

On a donc là une alternance de deux activités à dynamismes différents.

- Une séquence typique "d'ash-fall" débutant par un lit de ponces agglomérées, jaunâtre à nombreux minéraux libres, passant progressivement vers le haut à des cendres fines se terminant par

- un lit d'1 cm environ très fin, argileux, varvé, à débris carbonneux. Il représente un très bref épisode de remaniement par les eaux superficielles. Il s'agit donc d'une cinérite sensus-stricto. Ce dernier niveau a été plissé, cassé, par conséquent déformé alors qu'il n'était pas encore induré.

- Vient ensuite, une couche discontinue de ponces agglomérées,
- puis un banc bréchique trachyandesitique. Celui-ci a manifestement

dérangé le substratum lors de son arrivée, en particulier, la petite proéminence visible à gauche de la coupe a été 'décoiffée' et le niveau de cinérites, plissé, cassé, et partiellement entraîné. Ce matériel bréchique était donc animé d'un mouvement à composante horizontale et devait se déplacer approximativement vers l'Est. On a donc ici un dépôt de nuée rasante.

2. 3. La coulée boueuse de Recouderc

Elle forme un chenal de direction non déterminable, ravinant le niveau de ponces supérieur. La proportion de ciment argileux et tendre, est beaucoup plus importante que dans les autres niveaux du complexe conglomératique. Les éléments remaniés sont représentés par des blocs de plusieurs mètres cubes d'andésite, des plaquettes anguleuses d'ordanchite, des ponces. On ne trouve ni galets phonolitiques (cf. ch. V), ni basaltes.

De par sa position et sa composition, cet épisode de remaniement est très bien calé stratigraphiquement: post-ordanchite - ante-basalte.

2. 4. Conclusion

On peut finalement se représenter la formation du complexe conglomératique supérieur comme une succession de dépôts et retombées provenant de centres éruptifs plus ou moins proches, et de granulométrie très variable, obéissant à des dynamismes différents, toujours explosifs, avec tantôt des nuées rasantes (débordantes ou descendantes), tantôt des nuées vulcaniennes ascendantes. Les produits émis sont de nature très différente mais en majorité intermédiaire à acide, parfois brièvement remaniés par les eaux superficielles, ou occasionnellement, repris sous forme de coulées boueuses; mais ce dernier phénomène ne semble pas prépondérant dans cette partie du massif.

3. Les coulées

Il s'agit d'un cortège à dominante andésitique, qui s'intercale à tous les niveaux du complexe. Une grande partie des coulées ont fait l'objet d'études antérieures (N. VATIN-PERIGNON, A. de GOER, 1965-1966-1968). Nous reprendrons donc brièvement ces résultats le cas échéant.

Les analyses modales et chimiques correspondant aux coulées principales ont été reportées dans les tableaux 6 et 7. On relève successivement (du Nord au Sud):

- l'ordanchite d'Entremont
- les labradorites de l'Héritier et de la Bastirone
- l'andésite du Chaumeil-Recouderc
 - de la Denterie
 - du Roch
 - du rocher de Bonnevie
 - du Nord de Murat (point coté 999)

3. 1. L'ordanchite d'Entremont

Equivalent et prolongation possible d'un horizon qui occupe en partie le plateau de Gelneuf, en rive droite de la Chevade, elle affleure largement en rive gauche où elle est exploitée, notamment à la carrière dite "la Ballastière". On la retrouve également dans les buttes immédiatement au Nord du petit village d'Entremont. Plus au Sud-Est, subsiste un petit témoin au flanc du culot basaltique 1261. Enfin, elle affleure dans de très mauvaises conditions au Nord de la colline de Ma-

mourié, en face de Brujaleine.

Il s'agit d'une lave sombre compacte, assez peu vésiculée, qui par écoulement laminaire se débite en dalles généralement horizontales, servant de lauzes pour la couverture des toits. Un écoulement perturbé, turbulent, est à l'origine de certains débits en écailles d'oignon visibles à "la Ballastière".

Dans cette même carrière, on peut observer une lame recoupante, subverticale, de trois mètres de large environ, aux épontes bréchiques, injectées sans doute au cours de la progression de la coulée. On trouve par place des niveaux scoriacés, contenant des enclaves rubéfiées de l'andésite sous-jacente (andésite du Chaumeil).

Le faciès de cette lave est assez variable (A. de GOER et N. VATIN-PERIGNON, 1966) au sein de la coulée, allant d'un aspect d'andésite claire, à phénocristaux de plagioclases jusqu'à une roche sombre piquetée par les points bleus millimétriques de la haÿne (Entremont). On observe, parfois à l'oeil nu, une structure laminaire où alternent des passées millimétriques sombres et claires.

Microscopiquement, la structure est trachytique, la pâte microlitique fluidale étant nettement orientée autour des phénocristaux (Fig. 13). Ceux-ci sont représentés plus ou moins suivant les faciès (jusqu'à 20%):

- Le feldspath en grands cristaux bien maclés (andésine).
- L'augite poecilitique par rapport à la magnétite et l'apatite, en cristaux automorphes ou arrondis, parfois regroupés en agrégat ou entourant la hornblende. Ils sont souvent riches en fines inclusions de minéraux opaques à leur périphérie.
- La hornblende brune pléochroïque, indemne de résorption.
- La haÿne, en cristaux caractéristiques, bleutés au centre, rosés à la périphérie, de forme globuleuse ou subarrondie.

La pâte est constituée par:

- du plagioclase (oligoclase) en microlites fins et allongés
- quelques plages d'analcime,
- une quantité relativement importante de feldspath potassique,
- de l'augite,
- des minéraux opaques.

Sa composition chimique nous montre qu'il s'agit d'une roche sous-saturée alcaline sodique, leucocrate (col. :/25 à 28)

3. 2. Les labradorites

Dans l'acception pétrographique française du terme, une labradorite est un leucobasalte dont le labrador constitue la phase minérale essentielle. N. VATIN-PERIGNON (1966) les définit comme des roches se distinguant des ordanchites par l'absence de la haÿne et des andésites par la présence d'analcime. Cette dernière définition remplace ce type de lave dans la lignée d'évolution des roches sous-saturées, entre les téphrites et les basanites et lui donne une signification génétique. Le plagioclase représenté n'est cependant pas toujours du labrador en majorité. On est ainsi conduit à englober sous ce vocable des andésites à phénocristaux de labrador (ce qui est courant) présentant un pourcentage (arbitraire) d'analcime. Nous conserverons malgré tout ce terme.

3. 2. 1. La labradorite de l'Héritier

Elle affleure sur 2,5 km, en rive gauche de la Chevade, au-dessus de la R. N. 680. Elle repose de façon continue sur le niveau ponceux inférieur. Ceci est visible en particulier au-dessus du hameau de l'Héritier, où la nappe est thermométamorphisée, et dans les excavations creusées par la construction des lotissements, au-dessus de Murat (D. 39), où l'on n'aperçoit plus que la semelle scoriacée de la



Fig. 14 - Labradorite de l'Héritier x20

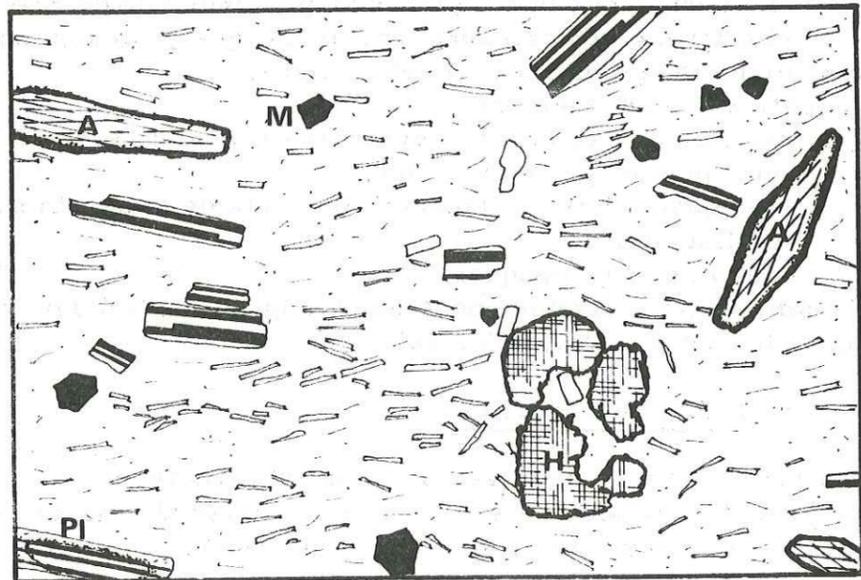


Fig. 13 - Ordanchite du Chaumeil x20

PI : Plagioclase

A : Hornblende brune

M : Magnétite

P : Pyroxène

H : Häüyne

coulée, en dessous de la moraine, la nappe n'étant par ailleurs, ici, pas rubéfiée. On en trouve également un petit témoin perché sur le flanc Nord-Est du culot de Bonnevie.

La lave qui se découpe en gros prismes trapus, se débitant en dalles, montre des faciès assez variables, gris aphyriques à sombres porphyriques, plus ou moins vésiculés.

Au microscope, la structure peut être trachytique (microlitique fluidale) à doléritique intersétale (Fig. 14). Les phénocristaux (à peu près 20%) sont représentés par:

- les feldspaths (An_{55-60} = labrador) en lattes associées entre elles, très fréquemment zonées, à macles albite et péricline.

Suivant un schéma que l'on retrouve dans presque toutes les roches de la famille andésite-labradorite, les phénoplagioclases montrent, du centre à la périphérie, la zonation suivante:

- coeur basique à zonation progressive ou récurrente
- zone de fines inclusions (magnétite, verre, inclusions gazeuses, pyroxène) proches de la périphérie

- auréole externe plus acide (oligoclase à andésine)
- liseré plus ou moins développé, parfois absent de feldspath potassique, se distinguant par la disparition des macles polysynthétiques et un relief moindre.

- l'augite abondante souvent en très gros cristaux (1 cm) poecilitiques par rapport à des microphénocristaux de magnétite et de grosses apatites "fumées".

- l'oxyhornblende, toujours opacifiée à sa périphérie, mais aussi résorbée en un tissu dense de petites magnétites, rhönites et augites en plages xénomorphes néoformées. Cette transformation lorsqu'elle est complète, aboutit à la pseudomorphose complète du minéral en oxydes opaques.

- le péridot, assez rare, en petits granules partiellement ou complètement iddingsitisés, ou transformés à partir de la périphérie en oxydes opaques.

La pâte montre:

- de nombreux plagioclases (andésine)
- des grains de magnétite et d'augite
- des plages de biotite en lattes assez grosses aux extrémités déchiquetées, parfois criblées d'inclusions gazeuses. Elles s'isolent dans des zones à coupholites avec l'analcime.

- des plages xénomorphes d'analcime et sanidine

Il s'agit d'une andésite faiblement sous-saturée, leucocrate et subplagioclasique qui peut donc être classée parmi les labradorites (N. VATIN-PERIGNON, 1966).

3. 2. 2. La labradorite de la Bastirone

Elle affleure en rive gauche de l'Alagnon, au flanc de la Bastirone, entre les cotes 960 et 980, et se retrouve en dessous de Sillolet puis dans le champ des Charniers à la cote 930. Elle se débite en gros prismes ayant une altération ferrugineuse brun-rouille et une cassure gris sombre. Elle se distingue de la précédente par une plus grande proportion de phénocristaux (28% environ).

Au microscope, la structure est doléritique, montrant de grandes lattes de labrador (3 mm) poecilitiques par rapport à l'apatite et la magnétite, des augites également poecilitiques altérées en chlorite et calcite, de petites olivines entièrement iddingsitisées; notons la présence de biotite à l'état de phénocristaux. On remarque l'absence d'amphibole par rapport au faciès précédent. La pâte est microlitique, riche en andésine, et contient parfois des plages xénomorphes de biotite et analcime.

Il s'agit également d'une andésite basique légèrement sous-saturée, leucocrate.

3. 3. Les andésites

3. 3. 1. L'andésite du Chaumeil-Recouderc

On la trouve subaffleurante en soubassement de l'ordanchite de "la Ballastière", à laquelle elle peut être parfois mêlée. On retrouve ce faciès sur le flanc de la petite cuesta qui joint la ferme d'Entremont au culot basaltique 1261. Ordanchite et andésite porphyrique y sont mélangées dans les éboulis, les coulées elles-mêmes n'affleurent pas. Néanmoins, cette corniche représente sans doute le reste de ces deux niveaux envoyés sous la couverture glaciaire. Il est également probable que l'andésite, affleurant au-dessus de Recouderc et dans les environs de la ferme "la Montagnonne", présentant toujours le même faciès, en est l'équivalent.

Cette andésite coiffe le niveau de ponces supérieur sur la butte immédiatement à l'Est de la ferme de Recouderc. On en trouve également de petits affleurements plus au Nord, en bordure du chemin qui conduit au Lapsou en passant au Nord-Ouest de la butte basaltique de la Veissière. Le contact inférieur, avec les formations ponceuses, se fait par l'intermédiaire d'un conglomérat andésitique contenant des éléments (20 cm) de la lave susjacente sous forme de blocs arrondis.

Il s'agit d'un faciès gris clair à grands vésicules, très porphyrique à nombreux phénocristaux feldspathiques atteignant couramment 1/2 cm.

Microscopiquement, la structure est fluidale microlitique. Elle diffère des faciès précédents par un enrichissement en plagioclase (andésine) au détriment des ferromagnésiens, la hornblende seule étant représentée par des phénocristaux, alors qu'augite et minéraux opaques se trouvent dans le deuxième temps de cristallisation. L'analcime n'a pas été décelée; de fait ce faciès contient le plus de quartz normatif dans l'ensemble étudié. On peut la qualifier d'andésite subplagioclasique.

Une phase d'altération assez importante affecte l'ensemble de la roche, avec formation de calcite, chlorite, serpentine, hématite; enfin les vacuoles sont remplies secondairement par des zéolites.

3. 3. 2. L'andésite de la Denterie

C'est une épaisse coulée (environ 30 m) formant un gradin très brutal au niveau du village de la Denterie dans le lit de la Chevade, avec comblement alluvial à l'amont (verrou gradin).

Il s'agit d'une lave à cassure rosée à gris clair, se débitant en gros prismes, montrant d'abondants phénocristaux millimétriques de feldspaths.

Les phénocristaux sont représentés par:

- de longues lattes de labrador zonées,
- l'augite et la hornblende brune partiellement ou entièrement résorbées, en quantité notable,
- le périclase totalement iddingsitisé est présent, contrairement au faciès précédent.

La pâte plus pauvre en plagioclase est enrichie en barylites par rapport au faciès de Recouderc; elle montre en outre des plages intersticielles de biotite, analcime en très faible quantité et feldspath potassique.

Hormis la quasi-absence de feldspathoïde (analcime = 0,1%), cette roche appartient à la famille des labradorites. Elle a en effet un indice de coloration élevé (col = 45), plus grand même que celui des labradorites de l'Héritier et de la Bastirone. De plus, le plagioclase représenté montre des teneurs en anorthite plus élevées que dans les faciès andésitiques clairs de type Recouderc. Cette roche a été définie (A. de GOER et N. VATIN-PERIGNON, 1966) comme une andésite basique à olivine.

Tableau 6 - Analyses modales des coulées du complexe conglomératique

Localité Réf. échantillon Nature	Ordanchites					Labradorites					Andésites				
	la-Ballastière 5930	Entremonts 5929	Collanges	Brujaleine 5942	l'Héritier 5931	l'Héritier 5934	la Bastirone C. 758	Recouderc CB. 155	la Denterie 5941	la Denterie 5935	Murat (999) CB. 201				
Phénocristaux	8,1	21,76	6,6	2,2	19,3	21,6	27,7	17,1	26,9	27,2	20,4				
labrador	-	-	-	-	14,8	18,4	22,9	-	18,8	-	-				
andésine	5,2	11,6	4,9	0,47	-	-	-	14	-	18,8	16,1				
augite	2,2	4,7	0,3	0,2	1,0	1,3	4,0	-	1,4	1,2	2,8				
hornblende	0,1	3,0	0,5	0,1	1,8	0,3	-	3,1	0,7	0,7	1,5				
hauyne	-	0,3	0,5	0,9	-	-	-	-	0,5	0,3	-				
apatite	0,4	0,3	0,1	0,5	0,4	0,5	-	-	2,1	2,1	-				
opaque	0,2	1,7	0,4	0,2	0,8	0,8	-	-	-	-	-				
biotite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
olivine	-	-	-	-	0,4	0,2	0,8	-	3,4	3,3	-				
Pâte	91,9	78,2	93,4	97,7	80,7	78,4	72,5	80,9	73,1	72,8	79,6				
oligoclase	48,7	36,4	39,6	51,5	-	-	-	-	-	-	-				
andésine	-	-	-	-	44,8	41,8	42,9	51,0	26,1	22,7	38,0				
feld. potassique	19,4	16,8	19,4	18,6	5,4	9,3	2,1	3,0	8,1	13,4	3,1				
analcime	1,9	4,4	6,9	3,8	2,8	2,3	1,5	-	0,1	0,2	-				
augite	13,6	11,5	10,8	14,1	15,1	14,0	8,4	9,9	24,2	24,6	27,6				
opaque	8,3	9,1	16,6	9,7	9,9	7,3	8,5	11,2	9,7	9,9	12,4				
olivine	-	-	-	-	2,8	3,6	2,9	2,7	3,9	2,9	-				
biotite	-	-	-	-	-	-	5,2	0,2	0,8	0,9	0,2				
apatite	-	-	-	-	-	-	1,0	0,2	0,2	-	0,2				
COL.	25,3	26,2	28,1	25,4	32,1	38,0	30,5	27,1	46,1	45,0	42,6				
PER.	-	-	-	-	15,0	20,1	22,0	17,2	22,3	19,3	-				

Tableau 7 - Analyses chimiques des coulées du complexe conglomératique

Localité Réf. échantillon	la Ballastière 5930	Collanges -	Brujaleine 5942	L'Héritier 5931	la Bastirone C.758	Recouderc CB.155	la Denterie 5935	Bonnevie CB.141	Murat(999) CB.201
Nature	Ordanchites			Labradorites		Andésites			
SiO ₂	55,30	53,70	55,35	53,50	48,55	53,55	50,80	53,00	51,55
Al ₂ O ₃	18,80	19,75	19,90	19,45	14,50	19,90	15,60	16,80	17,35
Fe ₂ O ₃	5,20	4,15	4,65	3,75	8,80	6,65	6,25	6,40	7,85
FeO	2,40	2,00	1,45	4,05	3,95	0,60	5,20	2,15	2,05
MgO	1,80	1,50	1,70	2,80	5,80	2,15	4,50	4,20	3,20
CaO	5,35	5,45	4,85	7,15	7,80	5,75	8,55	6,15	8,00
Na ₂ O	5,40	5,20	4,60	4,45	3,20	4,70	3,90	3,90	4,10
K ₂ O	3,90	3,10	3,30	2,30	1,80	2,60	1,80	3,35	2,70
TiO ₂	0,55	1,65	0,60	1,40	2,75	1,35	1,90	1,90	1,80
P ₂ O ₅	0,40	0,30	0,30	0,50	0,70	0,55	0,40	0,60	0,55
MnO	0,15	0,20	0,20	0,10	0,15	0,15	0,10	0,15	0,20
H ₂ O ⁺	0,60	1,20	1,65	0,40	1,25	1,40	0,30	0,45	0,45
H ₂ O ⁻	0,40	1,15	1,20	0,45	1,05	0,50	0,30	0,90	0,45
Total	100,25	99,35	99,75	100,30	100,30	100,85	99,60	99,95	100,25
Norme C.I.P.W.									
Q	-	-	3,54	1,08	2,60	1,98	1,02	1,50	0,18
Or	20,57	18,34	19,46	13,34	10,60	15,57	10,56	20,00	16,12
Ab	41,87	44,02	38,78	37,73	27,20	39,82	33,01	33,00	34,58
An	15,57	21,41	22,52	26,40	19,70	25,30	19,74	18,30	20,85
Ne	1,99	-	-	-	-	-	-	-	-
Le	0,87	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	66,70	3,02	-	3,68	11,40	-	14,47	5,8	12,10
Hd	-	-	-	0,99	-	-	1,49	-	-
Wo	-	-	0,58	-	-	-	-	-	-
Hy	-	-	4,30	5,30	9,20	5,40	4,60	7,80	2,40
En	-	-	-	1,72	-	-	0,53	-	-
Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ol	0,84	1,68	-	-	-	-	-	-	-
Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ma	6,50	2,09	3,48	5,34	5,10	-	9,05	1,90	1,86
He	0,80	2,72	2,24	-	5,30	6,72	-	5,70	6,56
Ilm	1,06	3,19	1,22	2,74	5,20	2,58	3,65	3,60	0,61
Ap	1,01	0,67	0,67	1,34	1,70	1,34	1,01	1,30	1,34
D.I.	65,35	62,36	61,78	52,15	40,40	57,37	44,59	54,50	50,88
R.	72,93	70,62	71,64	60,14	50,42	66,86	51,83	64,42	57,06

3. 3. 3. L'andésite du Rocher de Bonnevie

Elle s'intercale à la cote 960, dans les faciès du complexe conglomératique, au-dessus des H. L. M. de la sortie Est de Murat. Elle forme un niveau de 3 m d'épaisseur environ.

Il s'agit d'un faciès assez semblable à celui de Recouderc quoique moins leucocrate et légèrement plus riche en ferromagnésiens.

3. 3. 4. L'andésite du Nord de Murat: point 999

On peut voir dans les jardins au Nord de Murat, un filon andésitique recoupant et thermométamorphisant à son contact les formations bréchiques et conglomératiques. Il a donné lieu à une mince coulée qui se suit sur une centaine de mètres en dessous des lotissements (point 999). Ce niveau est souligné par une formation tuffacée de projections andésitiques scoriacées rouges qui apparaît sporadiquement sous la couverture morainique. Ces quelques témoins affleurant dans de mauvaises conditions représentent les restes du seul point de sortie andésitique lié au complexe conglomératique dans notre secteur.

La roche est gris sombre, porphyrique. Avec un indice de coloration de 42,6, elle se rapproche de la composition modale de l'andésite basique de la Chevade; comme cette dernière, elle ne montre pas de feldspathoïde en quantité discernable, mais elle s'en distingue cependant par l'absence de péridot.

3. 3. 5. L'andésite du Roch

Elle se trouve au pied du neck de Chastel-sur-Murat. Il s'agit d'une roche gris-rosé à grands phénocristaux d'andésine, sans caractère particulier.

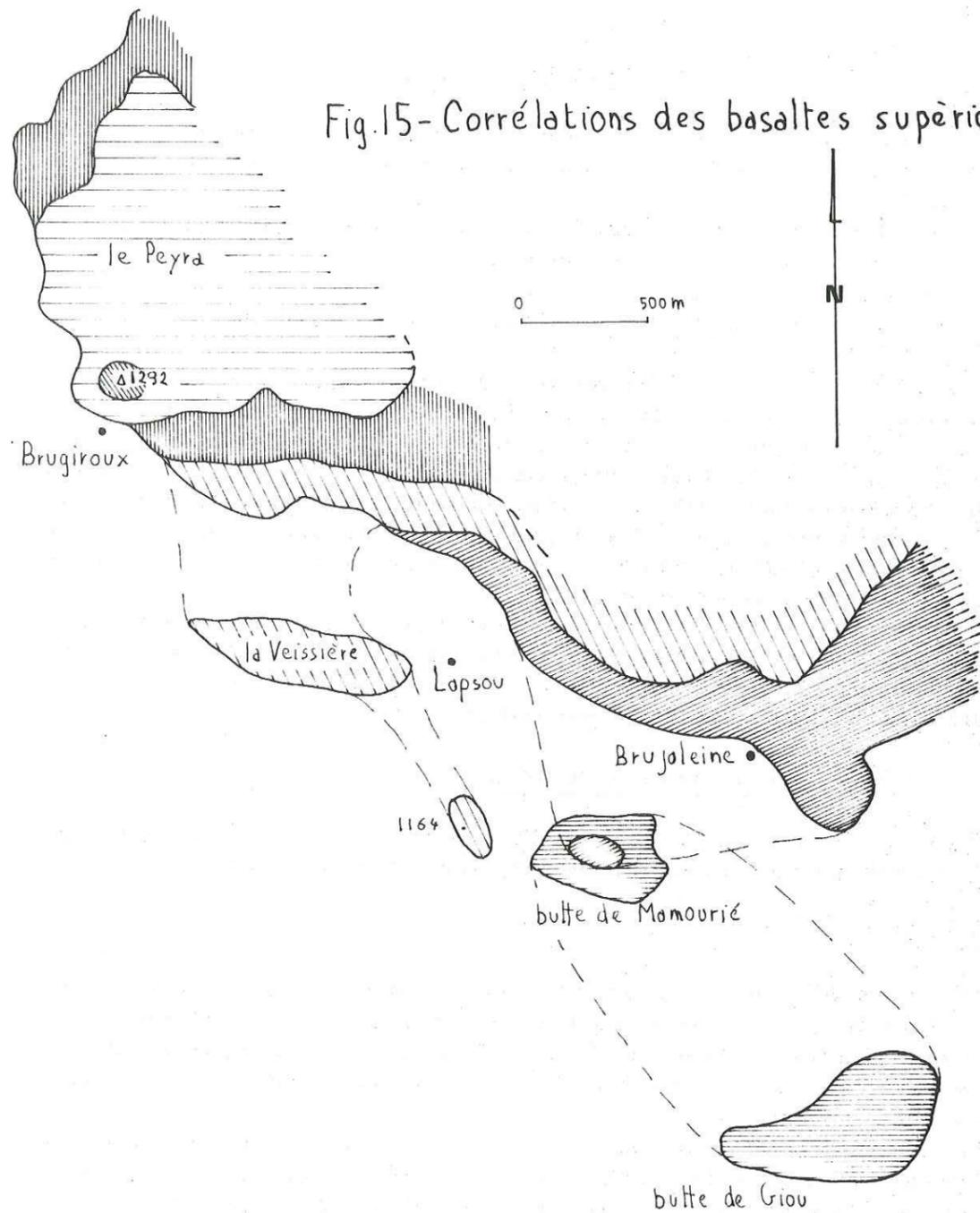
4. Conclusion

Nous avons déjà vu que la formation du complexe conglomératique supérieur était due à une activité explosive dont les produits de natures différentes et de provenance plus ou moins lointaine, étaient parfois remaniés après leur retombée. Entre ces épisodes explosifs viennent s'intercaler les épisodes effusifs qui ont donné le cortège des coulées andésitiques.

Les corrélations stratigraphiques avec le complexe conglomératique défini dans les autres parties du massif sont difficiles. Tantôt le faciès "conglomérat polygénique" débute au sommet des basaltes miocènes (H. L. M.), tantôt il repose sur ce que nous avons défini comme brèche monogénique inférieure (Muraille Haute). Dans ce dernier cas, nous n'avons jamais trouvé d'horizon volcano-sédimentaire intercalaire, bien que ce type de formation affleure naturellement mal.

Dans cet ensemble le niveau ponces inférieur semble être le seul horizon repère continu. Si une corrélation est possible, il pourrait être rattaché à la nappe de ponces ignimbrétique du Cantal occidental (La Peyrè del Cros).

Fig.15- Corrélations des basaltes supérieurs.



 Supérieure
 principale | coulée de Brugiroux
 Inférieure

 coulée de la Veissière

 coulée de Brujaleine

 coulée de Giou

Ils ne couvrent pas une grande surface dans notre secteur. Nous avons étudié principalement:

- le rebord de la plaine de Chalinargues
- la série de buttes basaltiques, en rive gauche de la Chevade
- le plateau de Virargues
- les culots basaltiques.

Les résultats d'analyses chimiques et d'analyses modales, relatives à tous ces basaltes, sont donnés dans les tableaux 8-9-10-11.

Il convient tout d'abord de poser le problème de l'interprétation des buttes basaltiques de la rive gauche de la Chevade. S'agit-il de culots ou de lambeaux de coulées isolés par l'érosion? En ce qui concerne Laveissière et Mamourié, les bonnes conditions d'affleurements pour l'un, la superposition suivant une surface subhorizontale de deux niveaux de laves différentes pour l'autre, permettent d'affirmer qu'il s'agit effectivement de "buttes-témoins" qui peuvent être corrélées avec la proche plaine de Chalinargues. Par contre, la butte de Giou, ceinturée d'éboulis et couverte de forêt en grande partie, est plus difficilement interprétable. Cependant, l'étagement sur une dénivellation de 70 m d'affleurements sporadiques d'un même basalte pourrait faire penser à un culot; mais nous n'excluons pas malgré tout la possibilité d'un horizon intercoulée, caché sous les éboulis, entre deux niveaux de composition identique.

1. Les coulées

Nous étudions d'abord la région Nord-Ouest du secteur où les corrélations sont possibles (Fig. 15).

1. 1. Secteur nord

1. 1. 1. Coulée de Giou

Le seul affleurement observable au Nord se situe au pied de la butte de Mamourié, au-dessus du cimetière de Chastel-sur-Murat où l'on voit des prismes, altérés sonnenbrenner. La butte de Giou, entièrement formée du même basalte, pourrait être, compte tenu des réserves précédentes, un point de sortie possible pour ce lambeau de coulée, bien que nous n'ayons aucun indice pour l'affirmer.

La roche gris clair à gris sombre, aphyrique, montre cependant quelques gros et rares cristaux mielleux d'olivine. Il s'agit d'une ankaramite mésopéridotique, sous-saturée.

1. 1. 2. Coulée de Brujaleine

Elle affleure en rive gauche du ruisseau de Brujaleine où elle forme un petit escarpement qui se suit depuis la cote 1160 en face du Lapsou jusqu'au village

Tableau 8 - Analyses modales des basaltes supérieurs : les coulées

Phénocristaux olivine augite plagioclase opaque	Coulée de Giou										Coulée de Brujaleine				Coulée de la Veissière				Coulées de Brugiroux		Localité et réf. échantillon													
	4,8	10,2	7,2	5,7	17,6	8,1	3,9	13,8	3,1	0,2	9,7	7,1	12,8	2,1	9,4	9,6	95,2	89,8	92,8	94,3		82,4	91,9	96,1	86,3	96,9	99,8	80,3	92,9	87,2	97,9	90,6	90,4	
olivine	4,8	5,8	6,8	3,6	14	3,1	3,9	8,8	0,6	3,7	5,2	10,4	1,3	4,6	8,0	13,5	3,3	11,2	34,4	32,4	35,5	35,0	44,4	41,0	46,9	40,7	12,0	11,5	37,8	39,2	19,1			
augite	-	4,4	0,4	2,1	2,9	5,0	-	3,5	0,2	6,0	1,1	2,4	0,8	3,4	1,6	9,8	5,2	8,9	2,0	-	7,5	13,1	8,7	14,0	16,5	11,0	6,5	3,3	3,0	3,5	2,5			
plagioclase	-	-	-	-	-	-	-	1,2	2,3	-	-	-	-	-	-	60,4	61,3	63,4	47,4	37,0	32,4	41,7	22,5	26,8	17,7	28,0	63,5	59,5	46,7	31,0	57,1			
opaque	-	-	-	-	0,7	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	1,3	10,2	9,3	9,7	7,3	3,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2		
Pâte	95,2	89,8	92,8	94,3	82,4	91,9	96,1	86,3	96,9	99,8	80,3	92,9	87,2	97,9	90,6	90,4	9,5	9,3	9,3	0,8	0,8	12,6	5,4	9,4	12,3	14,0	8,9	10,3	10,1	8,2	10,9			
plagioclase	13,5	3,3	11,2	34,4	32,4	35,5	35,0	44,4	41,0	46,9	40,7	12,0	11,5	37,8	39,2	19,1	0,2	0,5	-	0,2	0,9	3,2	0,4	0,8	2,2	3,7	1,0	0,3	1,4	0,3				
olivine	9,8	5,2	8,9	2,0	-	7,5	13,1	8,7	14,0	16,5	11,0	6,5	3,3	3,0	3,5	2,5	0,2	0,5	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3		
augite	60,4	61,3	63,4	47,4	37,0	32,4	41,7	22,5	26,8	17,7	28,0	63,5	59,5	46,7	31,0	57,1	0,2	0,5	-	0,2	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3		
verre	1,3	10,2	9,3	9,7	7,3	3,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
opaque	9,5	9,3	9,3	0,8	0,8	3,2	0,4	0,3	0,6	0,5	0,5	0,4	2,0	0,3	0,3	0,3	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
apatite	0,2	0,5	-	0,8	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
biotite	-	-	-	0,2	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
calcite	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
chlorite	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
anaïcime et nepheline	0,5	-	-	-	0,5	0,6	0,7	-	-	0,5	0,5	0,4	2,0	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
COL.	84,5	86,0	88,8	64,8	62,8	60,3	64,1	54,9	54,5	48,4	57,8	86,7	86,2	60,5	52,0	80,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PER.	17,1	14,2	19,7	10,2	25,9	22,8	28,9	40,0	35,0	42,5	30,0	18,1	18,1	8,3	10,8	15,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

même de Brujaleine, où on l'observe sur 30 m d'épaisseur. La roche se débite en prismes qui se découpent en minces plaquettes, et montre des poches scoriacées.

Elle forme également le sommet de la butte de Mamourié où elle repose sur la coulée décrite dans le paragraphe précédent. Aucun argument ne peut être avancé pour dire que cette butte est le point d'émission de cette nappe.

Macroscopiquement, il s'agit d'un basalte clair, montrant souvent une structure laminaire due à l'alignement de feldspaths millimétriques mis en relief par l'altération. Parfois aphyrique avec de rares olivines, il est microscopiquement, dans ces faciès les mieux cristallisés, riche en petites baguettes de labrador qui lui confèrent une structure trachytique.

1. 1. 3. Coulée de la Veissière

C'est une coulée bien individualisée qui forme au rebord de la planèze de Chalinargues, un escarpement très net à la cote 1200, depuis Brujaleine au Sud-Est (au-dessus de la coulée précédente) jusqu'à la montagne de Roufet.

Faciès et composition sont les mêmes dans la butte isolée de la Veissière ("le Lapsou" in thèse N. VATIN-PERIGNON, 1966). Elle se rattache vraisemblablement à cette dernière qui, allongée entre le Lapsou et Recouderc, montre une base mal prismée, qui se débite en pavés, surmontée par une colonnade de prismes trapus dont la régularité est parfois troublée par des niveaux scoriacés.

On en trouve enfin un tout petit affleurement à la butte 1164 à l'Ouest de Mamourié, disloqué, écroulé sur lui-même. Il s'agit d'une butte drumlinisée, démentelée sur son socle tendre de formation ponceuse.

Ce faciès est le plus clair de l'ensemble étudié. Tantôt aphyrique, tantôt porphyrique, il montre toujours une certaine proportion de phéno et microphéno-cristaux de labrador dans le coeur desquels une fine poussière d'inclusions dessine un réseau géométrique.

La mésostase, formée d'un feutrage régulier de microlites de plagioclase et de grains de magnétite est également riche en plages déchiquetées de biotite.

Localement, on peut voir des agrégats alignés de spinelles losangiques ou globulaires, incolores, rose à lie de vin, vert sombre à opaque, sur un fond dépourvu de minéraux ferromagnésiens. Nous avons pu voir (cf. II partie-minéralogie) que cette association correspond à des inclusions énallogènes de silicates d'alumine déstabilisés dans le magma.

Ce basalte par sa composition chimique et sa minéralogie, ressemble beaucoup à certains faciès de la série claire intermédiaire de la planèze de Saint-Flour, et notamment à la nappe de Valette (NM₁) bien qu'il soit plus riche en biotite. Le calcul de la norme y fait apparaître de l'hypersthène.

1. 1. 4. Coulée inférieure de Brugiroux

On la trouve au village même de Brugiroux. C'est un basalte noir sombre, porphyrique, mélanocrate.

Ce faciès, par ailleurs banal, présente la particularité de montrer microscopiquement des "fiammes", des trainées à contours nets où se rassemblent les minéraux de fin de cristallisation: analcime et biotite (cf. II partie-étude minéralogique).

1. 1. 5. Coulée principale de Brugiroux

Elle forme une petite falaise au-dessus de Brugiroux et constitue pour

l'essentiel le plateau du Peyra. On la retrouve à la cote 1258, à 700 m au Nord du Lap-sou.

Il s'agit d'un basalte gris sombre à phénocristaux bien exprimés de pyroxène et périclase, mésocrate. Microscopiquement, il présente une structure microli-tique, riche en baguettes de labrador. On note la présence de fantômes de phénocris-taux, résorbés en magnétite. Ça et là, la présence de plages d'analcime isolées tra-duit la légère sous-saturation de la roche.

1. 1. 6. Coulée supérieure de Brugiroux

Elle est représentée par quelques petits témoins, surmontant la coulée pré-cédente (point coté 1292), d'un basalte mélanocrate assez semblable à celui de la cou-lée inférieure de Brugiroux.

En conclusion, on observe dans cette partie Nord-Est du secteur étudié un empilement de coulées dont on remarque que l'extension progresse vers l'Est avec le temps (Fig. 15). Leur composition relativement diverse a permis de faire des cor-rélations à distance. Celles-ci deviennent beaucoup plus difficiles dans la partie est du terrain où les faciès sont uniformément mélanocrates. Nous ne décrivons donc pour ce secteur que les zones d'affleurements où l'on peut recouper plusieurs coulées.

1. 2. Affleurements des environs de Farges

La coulée la plus inférieure que l'on peut observer est visible en bordure de la D. 39, 500 m à l'Est de Farges (1050 m) et se suit à travers plusieurs petits af-fleurements jusqu'au fond du talweg de Farges (1000 m). Les tufs infrabasaltiques de cette coulée montrent un phénomène curieux au niveau de la route D. 39 (Fig. 16).

Il s'agit de tufs lités constitués d'une alternance plus ou moins régulière de niveaux de lapillis et de lits cendreux basaltiques argilisés, ocre-jaune. Comme on peut le voir sur la figure 16, on peut distinguer un niveau basal, non lité d'1 à 2 m de puissance, horizontal, servant d'assise à une série d'écailles emboîtées les unes dans les autres, et constituées par une seule et même séquence que l'on retrouve lit à lit, millimètre à millimètre d'une écaille à l'autre.

Le niveau non lité basal est constitué par des lapillis de saupoudrage cor-respondant à une activité strombolienne "de régime", à une certaine distance du pied du cône (de l'ordre de 0,5 à 2 km); l'absence de litage est lié à la fois à la continuité de la retombée en pluie et à l'homogénéité granulométrique due au tri horizontal des matériaux lorsqu'on s'éloigne de la cheminée. Les niveaux susjacent, lités et grano-classés verticalement, correspondent à une activité explosive rythmique qui peut ma-nifester soit un changement de régime du même appareil, soit l'entrée en action d'un autre appareil éventuellement plus lointain.

Le décollement basal de la partie litée s'est opéré suivant un niveau cen-dreux argilisé rouge. Les chevauchements successifs au nombre de 11 se font vers l'Est par une série de petites failles inverses qui n'affectent pas l'assise basale. Il s'agit donc effectivement d'un décollement suivant un niveau de faiblesse, c'est à dire d'un "collapse" qui n'est pas directement d'origine tectonique. Dès lors, il ne reste plus qu'à invoquer la seule gravité (mais le niveau est apparemment horizontal) ou une poussée par la coulée supérieure. Cette dernière hypothèse est peu vraisemblable car une coulée progresse "comme une chenille" et la seule contrainte qu'elle im-pose au substratum est celle de son poids, certes non négligeable. D'autre part, la coulée ne semble pas contenir ou englober d'éléments tuffacés.

Remarquons quand même que les bancs tordus ne sont pas fissurés per-pendiculairement à leur plissement. Ils étaient donc très souples et le carambolage de la couche ici observé n'a pu se produire que très précocement, alors que les pro-

Fig. 16 - Tufs de Farges

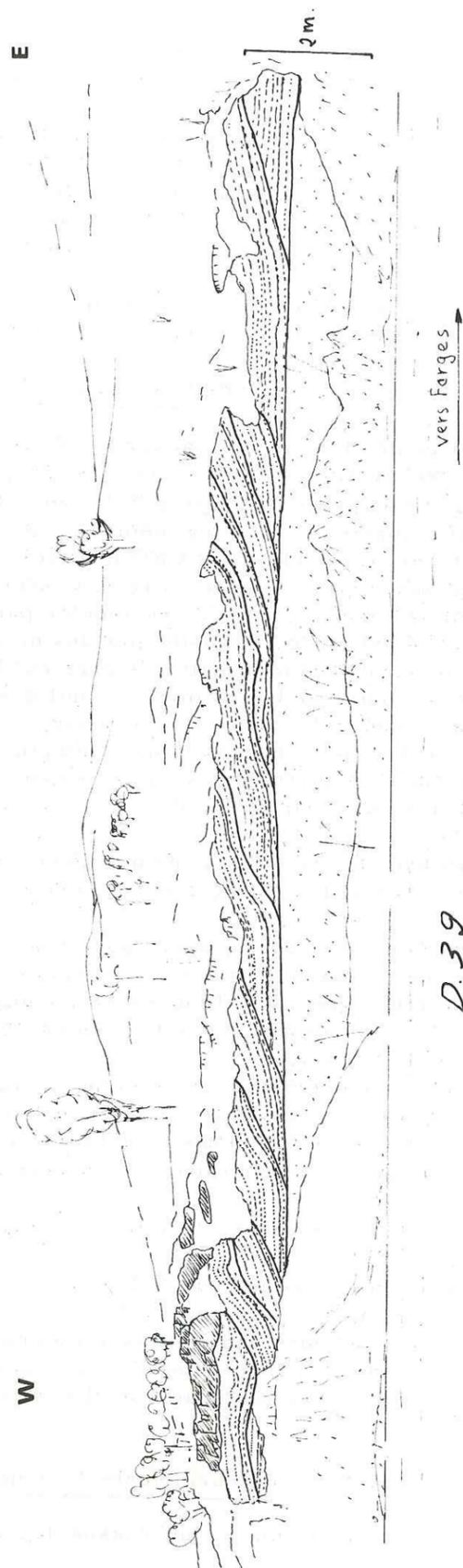


Tableau 8 - Analyses modales des basaltes supérieurs : les coulées

Phéno cristaux	9,1	6,9	3,0	1,8	7,4	7,3	5,8	16,0	6,3	55,1	6,5	6,6	1,4
olivine	7,7	6,9	2,6	1,2	7,4	3,4	5,8	15,1	5,3	2,9	5,3	6,6	1,4
augite	1,4	-	0,4	0,6	-	3,9	-	0,8	1,0	2,2	1,2	-	-
plagioclase opaque	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-
Pate	90,9	93,1	97,0	98,2	92,6	92,7	94,2	84,0	93,7	94,9	93,5	93,4	98,6
plagioclase	12,7	24,9	13,0	27,7	33,8	39,1	28,9	29,0	8,3	9,8	7,7	21,2	14,4
olivine	11,5	8,1	16,4	8,8	7,1	3,1	12,8	5,9	12,9	10,3	8,4	13,9	18,8
augite	55,2	51,9	58,1	53,5	40,5	41,0	40,1	38,6	60,3	60,5	67,4	50,4	56,7
verre	3,6	-	-	-	-	-	5,0	-	1,3	4,4	-	-	-
apatite	1,0	0,5	-	-	-	0,6	0,3	0,4	-	0,4	0,5	0,1	0,2
biotite	0,5	-	0,1	-	-	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	-	-
analcime et nepheline opaque	-	-	0,7	-	0,1	0,1	0,2	-	0,3	0,5	0,6	0,2	0,3
COL.	82,7	74,6	86,3	72,3	66,1	60,2	65,1	70,5	90,1	89,3	91,2	78,4	85,5
PER.	25,3	28,9	24,5	15,6	26,3	12,6	31,6	34,8	22,8	17,2	16,6	28,9	26,2
Localité et réf. échantillon	D. 39 Est de Farges CB. 223	talweg sous Farges CB. 222	Cotes de Marsillac inf. CB. 241	Cotes de Marsillac sup. CB. 242	cimetière de Virargues inf. CB. 186	cimetière de Virargues sup. CB. 184	cimetière de Virargues sup. CB. 193	cimetière de Virargues sup. CB. 111	puy de Mons CB. 183	Sagnoques CB. 106	Sagnoques CB. 109	sommet de la Bastirone CB. 101	Ouest de la Bastirone CB. 114

Tableau 9 - Analyses chimiques des basaltes supérieur : les coulées

Localité Réf. échantillon	Mamourié inf. CB. 21	la Veissière 4342	Marsillac CB. 241	Puy de Mons CB. 183	les Sagnoques CB. 110
SiO ₂	41,15	47,00	41,50	42,50	42,00
Al ₂ O ₃	14,00	15,20	13,25	12,75	13,50
Fe ₂ O ₃	9,55	4,7	7,20	6,35	6,25
FeO	4,30	6,60	5,40	6,45	6,80
MgO	9,50	9,05	11,35	10,80	10,90
CaO	12,00	9,40	11,40	11,30	10,70
Na ₂ O	3,00	2,60	3,90	3,70	4,05
K ₂ O	0,50	0,75	0,60	0,70	0,65
TiO ₂	2,00	1,61	2,65	2,75	2,60
P ₂ O ₅	1,00	1,05	0,90	0,40	0,90
MnO	0,20	0,06	0,20	0,25	0,25
H ₂ O ⁺	1,55	0,60	0,75	1,00	0,95
H ₂ O ⁻	1,05	0,60	0,35	0,35	0,35
Total	99,80	99,22	99,35	99,30	99,90
Norme C.I.P.W.					
Or	2,78	4,45	1,10	3,89	3,89
Ab	14,15	22,01	11,00	11,00	11,53
An	23,35	27,52	18,55	16,12	16,78
Ne	5,96	-	11,93	11,08	12,21
Le	-	-	1,74	-	-
Di	23,54	8,34	25,92	27,22	22,25
Hd	-	2,23	-	2,23	2,48
Hy	-	12,2	-	-	-
En	-	3,56	-	-	-
Fs	-	3,56	-	-	-
Ol	9,41	4,48	11,48	10,08	11,90
Fo	-	1,63	-	1,02	1,63
Fa	-	1,63	-	9,28	9,05
Ma	8,82	6,73	10,44	-	-
He	3,52	-	-	-	-
Ilm	3,80	3,04	5,02	5,17	5,02
Ap	2,35	2,35	2,02	1,01	2,02
D.I.	22,89	26,46	25,77	25,97	27,63
R.	33,42	37,32	40,53	39,98	43,09

jections venaient de se déposer et n'avaient pas encore eu le temps de subir le moindre phénomène de tassement, compaction et induration. Il aurait suffi de la somme, cendres très fines plus eau, pour favoriser le glissement. Un niveau plus penté à l'amont et une érosion à l'aval créant une poussée à vide, ou encore une secousse sismique aurait pu provoquer le départ des couches litées.

La coulée est constituée par un basalte gris clair, riche en petites olivines, à altération sonnenbrenner, montrant parfois des cristaux de pyroxène, atteignant 5 cm. Il s'agit d'un basalte mélanocrate à tendance ankaramitique.

La suite de la coupe se situe à l'Est de Farges, dans les côtes de Marsillac. Là en effet, le départ d'un panneau de corniche planézienne d'une longueur de 300 m environ, qui est venu s'arrêter dans le talweg de la Gazelle 150 m plus bas, a laissé une zone où la couverture morainique et les éboulis sont moins importants. On observe ainsi en position supérieure par rapport à la coulée précédente:

- deux petites coulées, de même nature, séparées par un mince horizon tuffacé, à la cote 1020; Il s'agit d'un basalte noir compact à grosses olivines atteignant 2 à 3 mm, mélanocrate, contenant une quantité appréciable de néphéline et analcime. Son caractère très sous-saturé est souligné par la formation de leucite normative.

- un horizon tuffacé, fin, lité, rouge-ocre, contenant par passées des bombes et blocs décimétriques.

- une coulée supérieure qui constitue le rebord de la planèze à cet endroit. Elle est constituée d'un basalte bleu-noir, aphyrique, pauvre en olivine, mélanocrate.

1. 3. Le plateau de Virargues

On pourrait le qualifier de "microplanèze". Il s'individualise entre le ruisseau de Foufouilloux et celui de la Gazelle. Il est couvert uniformément par une moraine à blocs polygéniques, qui est probablement équivalente de la moraine de débordement marginal tardiwurmiennne de la planèze de Saint-Flour, sur l'autre rive de l'Alagnon (A. de GOER, 1972).

Les flancs très boisés sont tapissés d'éboulis épais, eux-mêmes repris en glissements particulièrement sur le versant nord. Il est donc très difficile de trouver de bons affleurements; en particulier, on ne peut pas affirmer que la butte 1081 à Mons représente un centre d'émission, ce qui est probable vu la morphologie. Un puits creusé pour l'alimentation en eau d'une ferme près de Mons, a traversé 6 m de moraine avant d'atteindre le basalte. Celui-ci, visible dans les déblais de ce puits, présente une altération sonnenbrenner; il est gris sombre à petites olivines, fortement mélanocrate. L'analyse chimique confirme son caractère sous-saturé avec 11% de néphéline normative. Il s'agit donc d'une ankaramite basanitique.

Un premier groupe d'affleurements est visible à l'extrémité est du plateau, au niveau du cimetière de Virargues. On relève de bas en haut:

- le sommet d'une coulée vésiculée à 1000 m d'altitude, grise, riche en olivines et augites, mélanocrate. Elle est surmontée par un tuf ocre, fin, lité centimétriquement.

- une coulée située immédiatement sous le cimetière et que l'on retrouve au bord de la route D. 139, constituée d'un basalte gris sombre, riche en olivines, mélanocrate à tendance ankaramitique, montrant parfois des cumulats péridotiques. Elle est surmontée par un tuf rouge sombre, contenant de petites scories roulées, formant des boules de 1 mm à 3 cm, lisses mais scoriacées à l'intérieur, qui représentent peut-être un niveau de remaniement par l'eau.

En contrebas du lieu-dit "les Sagnogues", on peut faire la coupe suivante de bas en haut:

- niveau d'1 m de tuf rouge, argileux, montrant à sa base un cordon de galets très émoussés, d'une dizaine de centimètres, polygéniques andésitiques et basaltiques.

- tuf gris clair, fin, à litage entrecroisé, contenant des débris végétaux épigénisés; il passe à sa partie supérieure à un tuf graveleux beige surmonté par un niveau de projections consolidées, grossières, très scoriacées, qui le ravine.

- le passage à la lave supérieure se fait par un niveau bréchifié vacuolaire.

- vient ensuite la colonnade, découpée en gros prismes se débitant en dalles et qui forme la corniche sommitale du plateau. L'épaisseur visible de la coulée est de 35 m environ.

Il s'agit d'un basalte noir-bleuté en cassure, exceptionnellement riche en ferromagnésiens, mélanocrate à holomélanocrate. La mésostase est constituée d'un assemblage serré et très dense de micropyroxènes jointifs, parfois concentrés en nuages. Les minéraux leucocrates, comme dans la coulée inférieure de Brugiroux, sont rassemblés dans des zones en forme de "flammes"; de gouttes allongées ou de globules. Ainsi, l'hétérogénéité microscopique de cette structure, la ségrégation entre les coupholites et les barylites donnent l'impression d'une émulsion de minéraux légers dans les minéraux lourds (cf. II partie, minéralogie).

Le caractère sous-saturé de ce faciès se traduit par la formation de 12% de néphéline normative. Il s'agit à nouveau d'une ankaramite basanitique.

1. 4. La Bastirone

Il s'agit d'un petit plateau dépendant de celui de Virargues dont il est séparé au Nord par l'entaille du ruisseau de Foufouilloux. Il est limité à l'Ouest par la proéminence du Puy d'Estable qui est un point de sortie possible pour la coulée visible au rebord sud du plateau et qui se retrouve au sommet 1053 de la Bastirone.

C'est un basalte gris-sombre, mélanocrate, ankaramitique, riche en augites et olivines formant parfois des cumulats, dont la sous-saturation est marquée par la présence d'analcime.

En résumé, cette partie sud-est de notre secteur se caractérise par une succession monotone de coulées toutes mélanocrates sous-saturées sans exception, entre lesquelles il est difficile de faire des corrélations.

2. Les necks et brèches associées

2. 1. L'alignement de la Chevade

Un alignement très net de culots basaltiques, de composition à peu près analogue (tableau 10 et 11), peut se suivre le long de la vallée de la Chevade et dans son prolongement.

Il comprend notamment les culots très connus de Bredons, Bonnevie et Chastel-sur-Murat, mais il se complète vers le Nord par un filon basaltique allongé parallèlement à la vallée, à proximité de Recouderc, et par les trois petits pointements isolés à 500 m au Sud de Brugiroux (point coté 1261). Il se poursuit, également, au Nord par le rocher de Laqueille, au Sud par le culot de Cheylanes, mis en place sur la marge planézienne de Saint-Flour et de là se relie à la "bande volcanisée du Haut Ander" défini par A. de GOER (1972) (Fig. 17).

Tableau 10 - Analyses modales des basaltes supérieurs : les necks

Localité Réf. échantillon	Bredons 5294	Dyke de Bredons 5295	Bonnevie 4347	Chastel/Murat CB.36	Suc 1261 CB.14	Puy d'Estable CB.100	Pré de l'âne CB.176
Phénocristaux	17,0	19,7	18,1	14,5	7,5	3,9	4,6
olivine	10,6	12,6	11,4	6,6	4,9	3,9	4,6
augite	6,4	7,1	6,2	7,9	2,6	-	-
plagioclase	-	-	0,4	-	-	-	-
Pâte	83,0	80,3	82,0	85,5	92,5	96,1	95,4
plagioclase	0,6	-	5,4	8,2	31,6	7,7	1,8
olivine	-	-	-	5,9	1,1	11,6	11,7
augite	52,5	51,2	55,3	56,2	46,8	54,4	56,0
verre	16,0	17,7	12,0	5,1	0,2	12,5	19,0
analcime et nepheline	3,9	1,0	0,7	1,0	0,1	0,3	0,6
opaque	9,6	10,1	7,6	8,1	10,2	7,7	5,3
apatite	0,4	0,3	0,4	1,0	2,1	1,9	0,4
biotite	-	-	0,6	-	0,4	-	-
calcite	-	-	-	-	-	-	0,1
chlorite	-	-	-	-	-	-	0,5
COL.	79,1	81,0	81,5	84,7	66,0	77,6	78,2
PER.	15,2	17,7	15,0	16,3	10,8	22,2	22,5

2. 1. 1. Butte 1261, au Sud de Brugiroux

Elle s'allonge grossièrement parallèlement à l'orientation de la vallée de la Chevade (30 m x 5 m). Cette direction est d'ailleurs accusée par le découpage, en diaclases très serrées du culot basaltique, dont les joints espacés décimétriquement, sont responsables d'un débit en dalles verticales. Ces fissures sont orientées N.140.

Sur la tranche de ces plaquettes, l'altération met en valeur une structure laminaire dans laquelle de fines vacuoles se rassemblent en niveaux clairs. La roche est gris-clair à la patine, sombre en cassure, montrant quelques petites olivines, mais en général aphyrique. Il s'agit d'un basalte mélanocrate, relativement riche en baguettes de labrador.

Les deux autres buttes de moindre importance, situées immédiatement à l'Est et au Sud-Est, ne montrent pas de caractères différents. Leurs relations avec l'encaissant ne sont pas visibles.

2. 1. 2. Filon de Recouderc

Intrusif dans le complexe conglomératique, il est orienté N.150 et présente une altération sonnenbrenner.

2. 1. 3. Culot de Chastel-sur-Murat

C'est le plus imposant (250 m x 120 m) des trois necks visibles et connus de Murat, montrant de faux prismes fasciculés, associés en gerbes, en tout sens, s'évasant vers le haut.

Comme dans le cas de la butte 1261, le basalte a une structure laminaire mise en évidence par l'altération. La roche est gris-clair, sombre en cassure, montrant de nombreuses petites olivines mielleuses et de grosses augites subautomorphes atteignant couramment 2 à 3 cm.

Au microscope, les phénocristaux d'augite montrent dans leur partie centrale des inclusions d'olivine, suivant un réseau fin, vermiculé, de canalicules anastomosés. La mésostase est constituée de micropyxènes jointifs, baignant dans un verre brun où s'isolent des plages claires d'analcime et des lattes feldspathiques.

On peut donc définir cette roche comme une ankaramite basanitique limburgitique. Soulignons qu'il s'agit d'une ankaramite vraie, au sens de Lacroix, étant donné son porphyrisme. Aucun terme effusif, sur les planèzes environnantes, correspondant à un tel faciès, n'est connu.

2. 1. 4. Rocher de Bonnevie

Il domine Murat par une falaise très raide constituée par une colonnade où les prismes élancés sont remarquablement rectilignes. De chaque côté, au Nord-Est, au-dessus de la N.680, et au Sud-Ouest, au-dessus des H.L.M. (Fig. 10), s'observe une brèche grossièrement litée, très redressée, s'appuyant sur le basalte. Cette brèche est faite de projections, bombes en chou-fleur agglomérées, s'enrichissant en blocs d'andésite vers l'extérieur. Il s'agit donc d'une brèche d'explosion remaniant le substratum (complexe conglomératique) dont la pente de plus de trente degrés révèle un rejeu dû à l'intrusion basaltique.

Ici aussi, le basalte présente une structure laminaire, mise en valeur par l'altération. La roche noire en cassure, très compacte, montre d'abondants phénocristaux d'olivine, de pyroxène, et plus rarement de labrador. Microscopiquement, la mésostase est faite d'un assemblage dense de micropyxène et titanomagnétite, baignant dans un verre incolore à brun léger, où s'individualise des cristaux de labrador

Tableau 11 - Analyses chimiques des basaltes supérieurs : les necks

Localité Réf. échantillon	Cheylannes C. 612	Bredons 5294	Bonnevie 4347	Chastel/Murat CB. 36	Suc 1261 CB. 14	Laqueille N. V. P.	Puy d'Estable CB. 100	Pré de l'âne CB. 176
SiO ₂	40,20	42,90	42,75	43,20	46,75	44,55	42,05	41,35
Al ₂ O ₃	11,65	14,20	13,25	12,50	14,40	12,85	12,90	12,10
Fe ₂ O ₃	8,90	5,35	5,25	6,25	6,10	4,10	7,60	6,00
FeO	5,45	7,35	7,00	6,40	5,30	7,15	5,25	6,55
MgO	13,00	4,85	11,00	10,90	7,65	11,70	11,70	11,75
CaO	12,55	13,15	11,90	10,55	7,60	10,50	11,25	12,00
Na ₂ O	4,00	3,70	3,50	3,45	3,80	2,85	2,80	3,40
K ₂ O	1,70	1,85	1,20	2,25	3,30	1,50	1,15	1,65
TiO ₂	2,45	2,70	2,65	2,40	2,85	2,40	2,80	2,30
P ₂ O ₅	1,20	1,25	0,85	1,05	0,95	0,75	0,90	0,95
MnO	0,15	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,25
H ₂ O ⁺	0,00	0,40	0,35	0,05	0,20	1,35	1,15	0,80
H ₂ O ⁻	0,60	0,60	0,25	0,15	0,25	0,35	0,65	0,35
Total	100,95	99,10	100,15	99,35	99,35	100,25	100,40	99,45
Norme C. I. P. W.								
Or	-	10,56	7,23	13,30	19,50	8,80	6,67	9,17
Ab	--	5,24	5,76	5,80	20,20	12,05	11,00	-
An	8,81	16,40	16,96	12,00	12,80	12,51	19,18	12,79
Ne	18,34	14,20	12,78	12,80	6,40	6,25	6,82	15,62
Le	7,88	0,44	-	-	-	-	-	0,65
ortho Ca	0,23	-	-	-	-	-	-	-
Di	Di	34,92	26,13	23,11	24,84	14,80	23,11	24,62
	Hd	-	9,42	6,69	2,22	-	5,21	-
Ol	Fo	11,35	-	11,76	9,66	8,70	13,16	12,60
	Fa	-	-	0,81	3,30	0,10	3,47	-
Ma	10,95	7,66	7,66	9,02	8,90	6,03	9,51	8,82
He	1,35	-	-	-	-	-	1,12	-
Ilm	4,65	5,17	5,02	4,60	5,50	4,56	5,32	4,41
Ap	2,83	3,02	2,02	2,40	2,40	1,68	2,02	2,35
D. I.	26,45	30,44	25,77	31,90	46,10	27,10	24,49	25,44
R.	42,46	39,28	39,47	45,82	58,70	39,70	36,39	40,34

et d'analcime. Comme précédemment, la roche est donc une ankaramite basanitique limburgitique.

2. 1. 5. Culot des lotissements de Murat

Il fait face au rocher de Bonnevie, et a été dégagé par l'élargissement du talus de la D. 39, 250 m à l'Ouest de son croisement avec la N. 680, au-dessus de Murat. Il est intrusif à ce niveau, dans la nappe de ponces inférieure et montre des éponges bréchifiées ou scoriacées; la partie centrale se débite en prismes mal individualisés ou en pavés polyédriques.

La roche est sombre en cassure avec d'assez nombreuses olivines millimétriques. Il s'agit d'un basalte tout à fait semblable à celui de Bonnevie.

2. 1. 6. Culot de Bredons

Il ne s'agit pas en fait d'une structure simple mais double. Cette unité qui était auparavant classée dans les basaltes miocènes est en fait à relier aux basaltes supérieurs, ceci pour deux raisons:

- d'une part, elle est effectivement intrusive dans des projections basaltiques miocènes qui ne lui sont pas congénères (Fig. 4), le contact avec ces dernières étant net et recoupant.

- d'autre part, elle montre une gaine de brèches contenant par place des galets phonolitiques, bien roulés, caractéristiques nous le verrons de l'épisode basaltique supérieur.

Structure (Fig. 4)

L'ensemble peut se subdiviser en deux lames intrusives orientées parallèlement N. 150.

- La première s'individualise en rive gauche de l'Alagnon contre les basaltes miocènes formant le verrou de Murat et tout en s'infléchissant et s'épaississant, se suit en saillie sur tout le flanc Nord du rocher de Bredons. Elle montre là une prismation perpendiculaire aux éponges subverticales. Elle se raccorde ensuite en s'évasant, en passant sous le cimetière du village, au sommet principal du neck (point 1013), et mesure dans sa plus grande épaisseur une centaine de mètres.

Depuis l'ancienne carrière, située au Nord, on peut observer le contact entre la brèche encaissante et le basalte qui forme là de magnifiques alignements de faux prismes, accolés en épi torsadé. La masse basaltique est en fait constituée par l'accolement de plusieurs lames N. 150 s'évasant vers le haut (Fig. 18). La prismation, étant grossièrement perpendiculaire à ces lames, dessine, elle, un évasement vers le bas, d'où les associations en épi.

- La deuxième lame située 150 m plus à l'Est, domine la route de Saint-Flour (N. P. 126). De moindre dimension, elle est envoyée sous ses propres éboulis.

Ces deux lames sont prises dans une brèche, qui tranche sur l'encaissant tuffacé miocène, par sa couleur sombre et sa fraîcheur. Cette brèche est grossièrement litée, le litage n'étant pas de direction homogène, tantôt très redressé, tantôt subhorizontal, parfois lenticulaire. Le matériel est en vrac avec quelques passées fines. Il montre une majorité d'éléments basaltiques sombres, bombes en fuseau s'accumulant suivant des horizons, blocs anguleux, scories soudées, agglomérées, bombes en croûte de pain.

Dans l'abri sous roche visible depuis le village de Bredons, ces brèches montrent l'interstratification d'un mince filon-couche de 20 cm d'épaisseur, relativement continu. Dans la partie comprise entre ces deux lames, formant un replat,

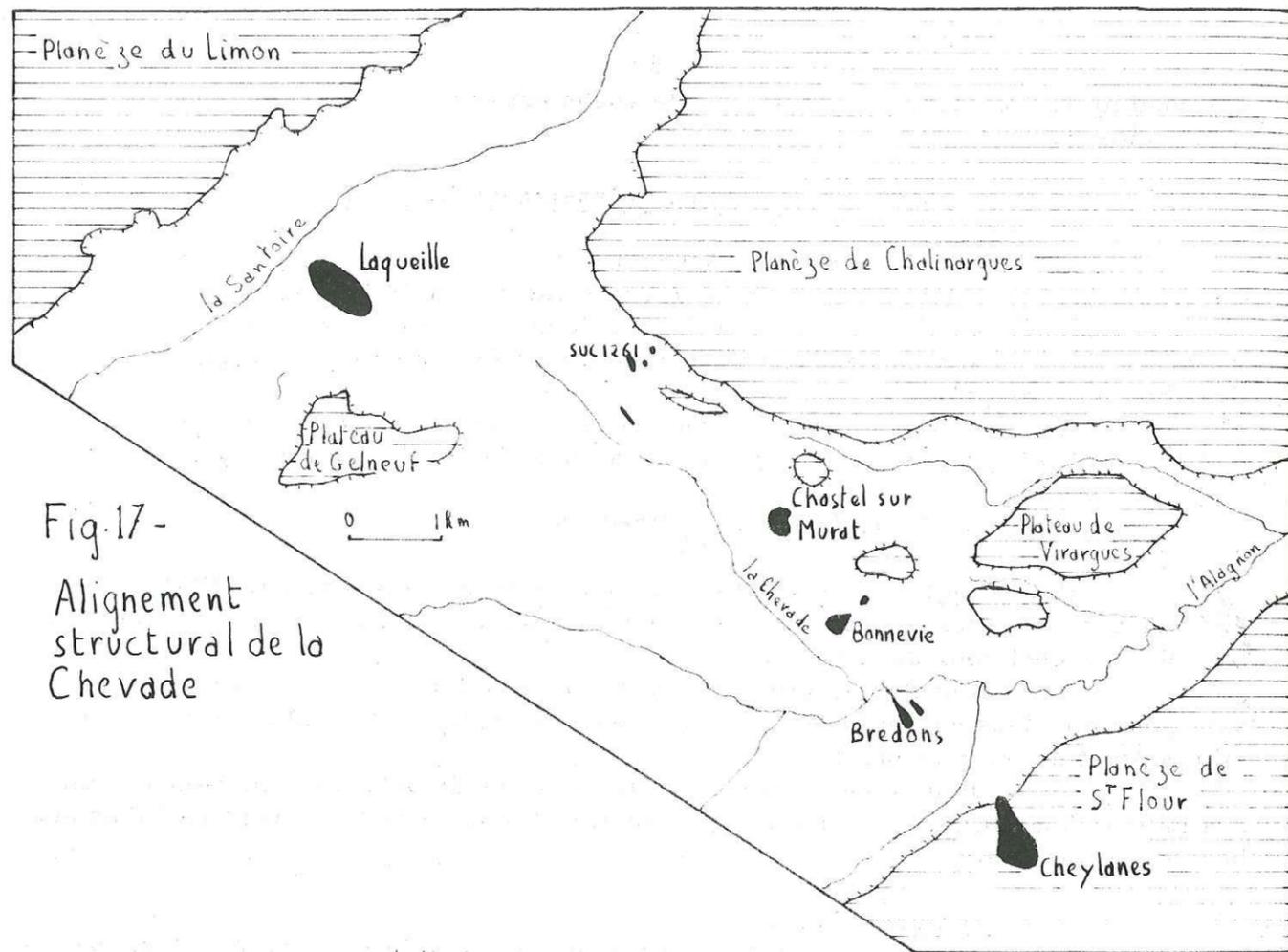
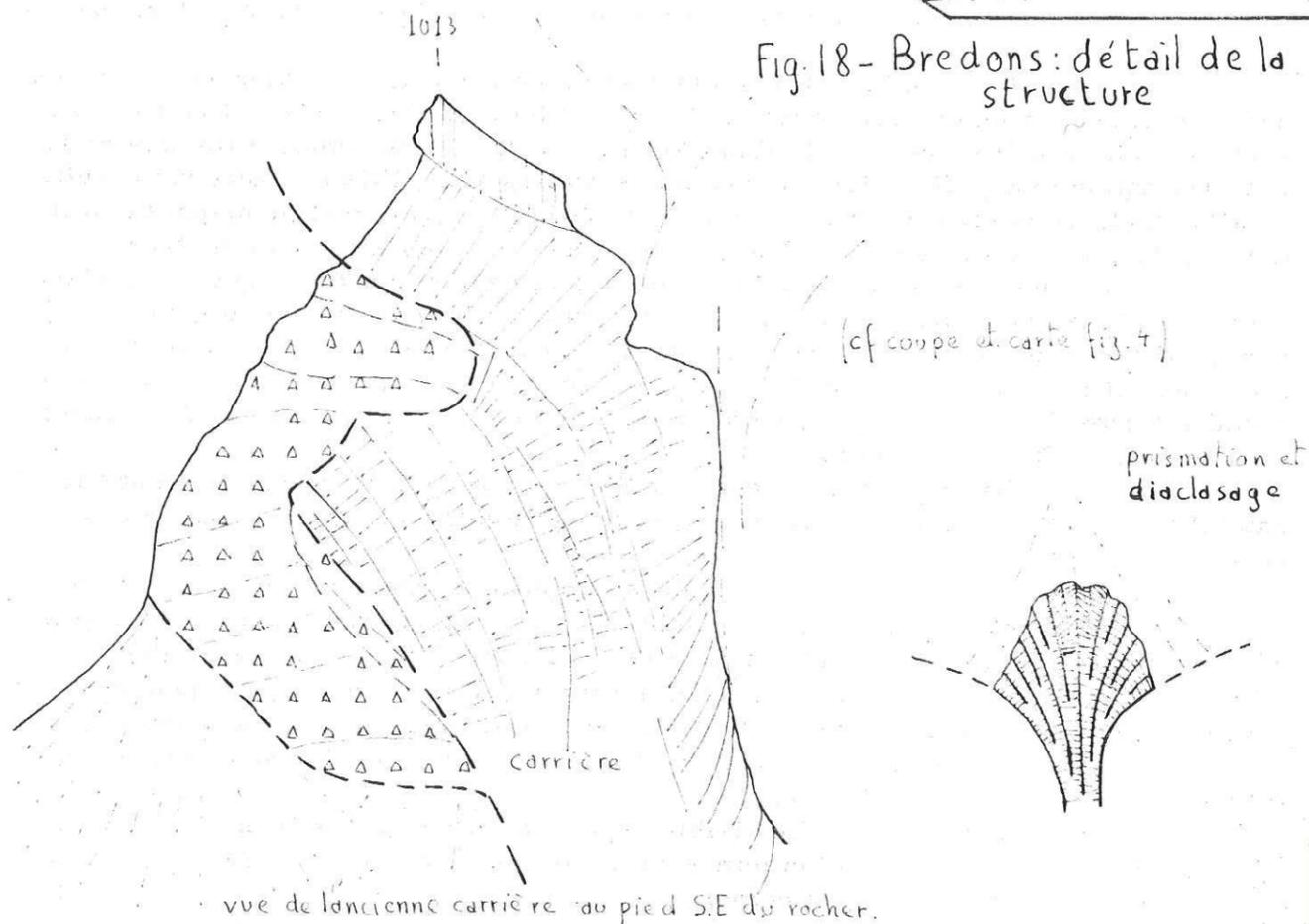


Fig. 17 -
Alignement
structural de la
Chevade

Fig. 18 - Bredons: détail de la
structure



61
à l'altitude de 950 m, on peut voir des poches contenant des ponces mais également quelques rares galets isolés et bien roulés de composition andésitique, trachyandésitique, basaltique et phonolitique. Mais dans l'ensemble, on note peu d'éléments pris à l'encaissant miocène.

Dynamisme

Ce que nous observons actuellement de la structure de Bredons ne correspond pas à un appareil aérien. L'ensemble, lave et gaine bréchique, recoupant le substrat à l'emporte-pièce, s'est mis en place en profondeur, au niveau des anciennes formations miocènes. Les quelques éléments du substrat, qui sont repris dans la brèche tel que les galets fluviatiles, appartenant à des horizons supérieurs de la succession pyroclastique, se sont en quelque sorte effondrés. Nous interprétons donc cet appareil comme un "pipe" à remplissage lavique dominant. Un édifice superficiel lui a peut-être correspondu en surface, comme l'atteste certaines projections aériennes remaniées.

Composition

Le basalte de Bredons a un faciès tout à fait comparable aux basaltes des autres culots de la Chevade tel que Bonnevie et Chastel-sur-Murat. Il présente comme eux une structure limburgitique à verre brun, mais est exceptionnellement riche en feldspathoïde (3,9 %). La néphéline forme de petites plages hexagonales très reconnaissables; l'analcime se présente en cristaux xénomorphes.

L'analyse chimique de cette ankaramite basanitique donne une teneur en MgO trop faible pour un pourcentage modal d'olivine normal dans ce faciès.

2. 1. 7. Conclusion à l'étude de l'alignement des necks de la Chevade

A. de GOER a déjà remarqué (in thèse, 1972) la coïncidence entre les alignements de culots et de cônes, nord-ouest - sud-est, sur la planèze de Saint-Flour, et la direction hercynienne majeure du socle prévolcanique cantalien (faille de la Margeride, également Nord-Ouest - Sud-Est). Le cas de la vallée de la Chevade semble donc rentrer dans ce schéma.

Il y a là une unité, une homogénéité incontestable:

- Unité de temps car il est maintenant acquis que tous ces basaltes sont contemporains de l'épisode planézien.
- Unité de composition, car hormis le culot 1261 de Brugiroux, tous ont une composition d'ankaramite basanitique à feldspathoïdes exprimés et à tendance limburgitique. Remarquons d'ailleurs une évolution très nette, progressive du Sud-Est au Nord-Est. En effet le culot de Cheylanes est une basanite à tendance téphritique alors que les culots de Laqueille et du suc 1261 sont des basanitoïdes beaucoup moins sous-saturés.

	Feldspathoïdes	Virtuels	Modaux
Sud	Cheylanes	26,45	6,5
	Bredons	14,64	3,9
	Bonnevie	12,78	0,7
	Chastel/Murat	12,8	1,0
Nord	Laqueille	6,25	-

Tableau 12 - Comparaison des basaltes de la Chevade

- Unité structurale car l'alignement est souvent souligné par l'allongement des intrusions (Cheylandes, Laqueille, suc 1261) qui présente parfois comme à Bredons, une apophyse linéaire ou dyke radiaire (structure courante dans les pipes).

- Enfin unité dynamique peut-être, car la plupart sont entourés d'une gaine holobasaltique (Cheylandes, Bredons, Bonnevie, Laqueille) et ont dû répondre à un dynamisme du type "pipe" à remplissage lavique prédominant, qui n'a peut-être pas toujours abouti à la surface.

Ainsi la vallée de la Chevade, au tracé relativement rectiligne, aberrant dans le réseau hydrographique cantalien, est elle une vallée structurale.

2. 2. Les autres culots

2. 2. 1. Le Puy d'Estable

Il domine la vallée de l'Alagnon sur sa rive gauche. Il est constitué par un basalte mal prismé, se débitant en petits polyèdres d'arêtes décimétriques. L'appareil est souligné sur son flanc sud, à son contact avec l'encaissant, par un niveau stratifié de brèche scoriacée de couleur rouille, dont le niveau le plus bas est à l'aplomb du sommet du Puy, et dont les bords s'élèvent lentement avec un pendage d'une dizaine de degrés de part et d'autre (Fig. 24). Outre des bombes et des blocs, ce niveau, épais de 2 à 3 m, contient des galets fluviatiles bien roulés, polygéniques d'andésite, basalte et phonolite.

Le basalte, constituant le neck est noir en cassure, montrant parfois de petites olivines rouilles, mais est également aphyrique. Microscopiquement, le verre brunâtre contient un peu d'analcime, de nombreuses petites augites, quelques grains d'olivine et microlites de plagioclase. Il se range donc lui aussi dans le groupe des basanites ankaramitiques.

2. 2. 2. Le neck du Pré de l'âne

Situé en rive gauche du ruisseau de la Gazelle, en dessous de la D. 39, le culot basaltique du "Pré de l'âne" est flanqué, côté sud, par des formations tuffacées. Celles-ci, pentées à 45° côté sud-est, passent à l'horizontale pour enfin plonger vers le Sud-Ouest d'une trentaine de degrés. On recoupe successivement:

- une partie inférieure de 2 à 3 m d'un ensemble vaguement lité, sableux, à ciment jaunâtre, fait de lapillis basaltiques, contenant occasionnellement de gros blocs anguleux de basalte, de lambeaux d'argile cuite,

- une partie supérieure, beaucoup mieux litée, faite de projections agglomérées, bombes et blocs anguleux atteignant 1/2 m³, pris dans un ciment cendrex gris-brun.

Ces projections témoignent d'un type d'activité faiblement explosive.

Dans les deux niveaux, on trouve, parsemés, des galets fluviatiles très bien roulés, lisses, polygéniques de basalte, andésite, trachyte et phonolite, ces derniers pouvant atteindre jusqu'à 20 cm.

Une coulée basaltique d'1 m d'épaisseur couronne l'assise tuffacée supérieure. Cette coulée se raccorde au reste du culot déchaussé par l'érosion et montre une composition analogue. C'est un basalte sombre à cassure noire, aphyrique montrant de rares petites olivines. Son caractère fortement sous-saturé se traduit par la formation de 15,6% de néphéline normative et même de leucite. Il s'agit à nouveau d'une ankaramite basanitique limburgitique.

3. Conclusion à l'étude des basaltes supérieurs

Dans leur ensemble, les basaltes supérieurs, les necks en particulier, montrent une composition assez homogène, de mésocrate riche en olivine, à holomélanocrate pauvre en olivine, fortement sous-saturés, à feldspathoïdes bien exprimés.

Nous n'avons pas trouvé dans notre secteur de basaltes clairs à structure doléritique, tel qu'ils sont connus sur la planèze de Saint-Flour. Seules les coulées mésocrates de Brugiroux et de la Veissière pourrait correspondre à un horizon clair intermédiaire, mais elles ne montrent pas la structure typique des dolérites, et d'autre part leur position stratigraphique dans l'ensemble de la planèze de Chalinargues ne peut pas être précisée à l'échelle de cette étude.

Un point mérite d'être retenu et souligné: c'est la présence dans de nombreuses projections, de galets bien roulés, donc d'origine fluviatile, dont une certaine proportion est phonolitique; ces phonolites ont un faciès macroscopique assez caractéristique, à cassure vert profond et pâte très cristalline.

Ces éléments sembleraient se trouver à la base des premières coulées basaltiques (les Sagnogues) ou repris dans les brèches et projections liées aux basaltes (pré de l'âne, Bredons, Puy d'Estable). On les retrouve aussi, comme nous le verrons plus loin, dans les diatomites de Sainte-Reine et dans la couverture morainique qui recouvre le gisement de la carrière de Foufouilloux. Ils sont connus plus en aval dans la vallée de l'Alagnon, sous la planèze, ou interstratifiés entre les niveaux des basaltes planéziens.

Or on ne connaît aucune phonolite en gisement autochtone sur ce versant oriental du Cantal; les seules qui aient été citées, sont des blocs projetés dans les scories du volcan basaltique du Limon. (A. de GOER, N. VATIN-PERIGNON, 1966).

Il est donc certain que l'on a quelque part un épisode phonolitique qui s'intercale entre la période andésitique et la période basaltique. Il est d'ailleurs logique d'un point de vue magmatogénétique, que des intrusions phonolitiques, termes extrêmes du cycle différencié sous-saturé cantalien, aient eu lieu avant la reprise d'activité basaltique primaire des effusions planéziennes.

Où se situe leur gisement? A. de GOER (1972) a émis l'hypothèse d'une origine à partir du Cézallier pour les phonolites trouvées sur les deux versants de l'Alagnon à l'aval de Neussargues. Cette origine reste possible pour partie, mais nous devons admettre qu'il doit exister quelque part sous les planèzes du Nord (le Limon, Chalinargues) des gisements phonolitiques complètement enfouis sous les basaltes.

Chapitre VI : LES DIATOMITES DE SAINTE-REINE

1. Situation

Connues aussi sous les noms de diatomites d'Auxillac, de Foufouilloux ou de Murat, on les trouve dans une dépression comprise entre la bordure sud de la plaine de Chalinargues, la limite ouest du plateau de Virargues, le complexe du Trou du Loup et les collines basaltiques de Giou et Mamourié. Elles font l'objet d'exploitation, par la Société des Silices de France, dans les différentes carrières qui sont par ordre chronologique de mise en chantier: Fajeol, Sainte-Reine (2 exploitations) et Foufouilloux. Seul aujourd'hui, cette dernière carrière est activement exploitée et relativement accessible; les trois premiers sites sont abandonnés à l'heure actuelle et envahis par les eaux. Pour la description complète des gisements, nous nous référons donc aux nombreux travaux antérieurs que nous allons brièvement évoquer.

2. Historique

Découvert en 1893 par M. BOULE et J. PAGES ALLARY, le gisement fut daté par analogie avec celui de Joursac, du "Pontien" (= Pikermien). Plus tard, J. HERIBAUD, reprenant l'étude de la flore, fixe un âge villafranchien (Pléistocène inférieur). Après d'autres travaux dont ceux de Lauby (1910) en particulier, l'incertitude persiste. En 1963, S. DURAND et R. REY, se basant sur des études polliniques, datent ces sédiments du Reuvérien (Pliocène terminal) -Prétiglien. Plus récemment, F. FOURNIER (1965) s'est attachée plus particulièrement, dans une étude exhaustive et très précieuse, à reconstituer les conditions de vie et de dépôts, dans le lac originel; elle aboutit à un âge similaire. Enfin en 1969, R. BROUSSE (et collaborateurs) placent les diatomites dans la "série volcano-sédimentaire" intercalaire (Prétiglien - Tiglien).

La position stratigraphique du gisement est donc très discutée, car difficile à déterminer en raison de la couverture glaciaire et de l'absence de relation visible avec l'encaissant. N'ayant pu, dans le cadre de ce travail, entreprendre une étude chronologique, nous nous baserons sur les travaux précédents et nous essayerons plus particulièrement de situer les formations diatomifères relativement à leur cadre géologique et téphrochronologique.

3. Description lithologique (Fig. 22)3. 1. Le substratum

L'ensemble des études faites à ce jour s'accorde pour dire que le substratum du gisement est constitué par la "brèche andésitique" sensus lato. On peut supposer, d'après la nature des éléments atteints par forage ou observés à la faveur de remontées, qu'il s'agit du complexe conglomératique. Celui-ci affleure d'ailleurs dans le lit du ruisseau de la Gazelle, à 700 m à l'Ouest de la carrière de Foufouilloux, à l'altitude 1060, soit 30 m au-dessus de l'exploitation.

3. 2. La masse diatomifère

On peut distinguer de bas en haut trois ensembles: bleu, vert et blanc, ce dernier étant plus ou moins bien représenté. A Fajeol, on trouve ces niveaux sans ordre précis.

Ce sont les diatomites bleues et vertes qui possèdent le plus beau litage, montrant parfois une alternance de niveaux demi-millimétriques, clairs et sombres, varvés.

Dans la carrière de Foufouilloux, que nous avons pu étudier plus spécialement, la diatomite blanche exploitée, passe à sa partie terminale à des niveaux de schistes-carton diatomifères, gris, faits d'une alternance de lits sombres et clairs. REY, qui a signalé ces niveaux, mentionne également une mince passée ligniteuse de 30 cm à la partie supérieure de ces formations.

L'ensemble, dans son épaisseur maximale, peut atteindre 25 m.

3. 3. Les projections interstratifiées

F. FOURNIER a signalé, à l'extrême nord de la carrière de Foufouilloux (en 1965), à la partie supérieure de la masse diatomifère, des niveaux de projections scoriacées, rougeâtres, cimentées dans une argile ocre. Les minéraux isolés dans ces projections, pyroxènes, feldspaths, olivines, caractérisent des projections basaltiques.

Nous avons pu dans cette même carrière, à plusieurs niveaux dans la diatomite, trouver quelques passées de projections, toutefois jamais aussi caractérisées, que celles décrites ci-dessus, et en particulier toujours fines. La diatomite prend alors une coloration bleue et montre de petits lapillis oxydés dans un fond cendreau diffus; une analyse aux rayons X a décelé les minéraux suivants: plagioclase, amphibole, biotite, chlorite, caractérisant une paragenèse andésitique.

F. FOURNIER signale également des projections trachytiques essentiellement formées de feldspaths à Sainte-Reine.

Ces projections doivent-elles être regardées comme des saupoudrages de retombée directe, ou peuvent-elles représenter des éléments alluviaux? Car, si elles sont remaniées, leur paragenèse n'a aucune valeur, alors que dans le cas contraire elles peuvent fournir une précieuse indication sur la nature des éruptions contemporaines du dépôt.

Les projections basaltiques décrites par F. FOURNIER semblent bien être des produits d'éruption directement retombés et provenant d'un centre d'émission proche, puisque qu'ils étaient encore à une température assez élevée pour transformer la diatomite (formation de cristobalite et argile rouge). Par contre, on ne peut être aussi catégorique pour les niveaux à paragenèse andésitique, fins et cendreaux. En toute rigueur, ils pourraient provenir d'un appareil, qui tout en appartenant à la période basaltique, aurait arrosé la région avec les produits de pulvérisation de toutes les formations antérieures. Quant aux projections trachytiques holofeldspathiques, elles viennent compliquer un schéma déjà fort embrouillé par le fait qu'on ne connaît pas les positions respectives de ces interstratifications dans la série diatomifère. C'est d'ailleurs une gêne constante dans l'étude du gisement que de rassembler des données fragmentaires, souvent contradictoires, sur différents lieux d'exploitation, aujourd'hui détruits ou inaccessibles.

3. 4. Les niveaux fluviatiles

L'approfondissement de la carrière a permis de mettre à jour, ces dernières années, des niveaux à galets interstratifiés dans la diatomite de Foufouilloux.

Nous avons pu trouver deux lits épais d'environ 1 m, séparé par 4 à 5 m de minerai.

Il s'agit de dépôts fluviatiles, montrant dans une matrice sableuse des galets décimétriques, en général très roulés. Ils présentent une croûte d'altération blanche, rayable à l'ongle sur 3 à 4 mm d'épaisseur. On trouve principalement des andésites, trachyandésites et phonolites (75%). Ces dernières sont très caractéristiques. Il s'agit d'une phonolite calco-alcaline, à cassure sombre verdâtre, holocristalline. Le ciment de ces formations, peu consolidé, est fait de graviers plus ou moins roulés, surtout basaltiques, bien calibrés, demi-centimétriques, admettant des lentilles ou passées sableuses fines. Il y a là manifestement deux sources d'apport différentes: d'une part les galets très usés d'origine lointaine, d'autre part la matrice faite d'apports plus locaux.

Nous avons déjà vu que ce type de formation fluviatile était souvent remanié dans les projections basaltiques supérieures. La présence de ces galets phonolitiques est donc pour nous un argument incontestable pour le rattachement des diatomites de Sainte-Reine à l'épisode basaltique planézien.

3. 5. Le mort-terrain de couverture

Il s'agit du niveau le plus problématique de l'ensemble du gisement. Ce "stérile" a été dégagé pour les besoins de l'exploitation en gradins successifs, au pied desquels sont venus s'accumuler les éléments érodés ou éboulés à la suite des pluies. Des niveaux superposés, horizontaux, se sont ainsi formés, où l'on retrouve les éléments les plus grossiers qui n'ont pu être transportés plus loin. Par la suite, l'approfondissement des carrières a isolé ces niveaux, qui se sont retrouvés dès lors suspendus au front d'exploitation. Cette disposition donne l'illusion d'un matériel stratifié grossièrement, mais gêne aussi l'observation.

Ces niveaux supérieurs sont assez hétérogènes et il semble que ce que l'on doit effectivement qualifier de moraine n'occupe qu'une place assez restreinte au sommet de la formation (5 à 6 m pour la carrière de Foufouilloux, alors que certains sondages ont traversé 25 m de stérile).

On peut distinguer, en effet vers la base, une formation plus indurée que la diatomite sous-jacente, formant une corniche au-dessus de celle-ci. Elle est constituée d'un amoncellement très grossièrement stratifié d'éléments basaltiques plats et subanguleux, aux arêtes émoussées, assez bien calibrés de 5 à 10 cm, pris dans un ciment pulvérulent, sableux, peu abondant. Ces niveaux qui, sur le front ouest de la carrière de Foufouilloux, se suivent sur 6 à 7 m, mais que l'on retrouve fréquemment, font penser à des grèzes litées, formées aux dépens des basaltes sous climat périglaciaire.

Il semble que cette formation soit concordante en certains endroits avec les diatomites sous-jacentes, elle est cependant nettement discordante en d'autres endroits comme il est possible de le voir à l'entrée actuelle de la carrière de Foufouilloux. Le passage avec les couches de diatomite peut être transitionnel ou non, avec très souvent des récurrences diatomifères sous forme de lentilles allongées blanchâtres, litées, sableuses, pulvérulentes. Ceci peut s'observer actuellement sur tous les fronts des excavations. Il ne s'agit en aucun cas d'éléments de diatomite emballés et déplacés dans la "moraine", mais bien de niveaux interstratifiés. Les couches de diatomite sont cependant quelquefois perturbées c'est à dire ravinées ou rebroussées.

Enfin la moraine (6 m) proprement dite est toujours située à la partie terminale. Il s'agit d'une moraine de fond typique, identique à celle qu'on observe sur le plateau de Virargues (ou sur la planèze de Saint-Flour). On y observe une absence de classement, de stratification, un mélange de blocs striés et de galets bien roulés dont certains sont phonolitiques.

4. Les basaltes intrusifs

Plusieurs dômes basaltiques intrusifs ont été signalés dans les diverses carrières de diatomite de la région de Sainte-Reine.

F. FOURNIER a observé en 1964, à la partie nord - nord-est de la carrière de Foufouilloux, une intrusion basaltique accompagnée d'une brèche à gros blocs, ayant remonté une partie du substratum avant de percer la diatomite. Ceci n'est plus visible actuellement.

Le basalte décrit est mésocrate, à phénocristaux d'olivine, riche en oxyde de fer et très souvent vitreux dans les parties externes. Postérieurement à l'étude de F. FOURNIER, à l'entrée ouest de la même carrière, les travaux de terrassement ont mis à jour un nouveau dôme de roche basaltique. Il n'affleure plus aujourd'hui que sa brèche subordonnée (Fig. 19) dans laquelle nous avons pu trouver un basalte noir-bleuté, riche en phénocristaux d'olivine, mélanocrate (tableau 13).

Tableau 13 - Analyses modales des basaltes de la carrière de Foufouilloux

Localité Réf. échantillon	Nord Est de la carrière M.F. Pesme (1965)	Entrée ouest de la carrière CB. 228
Phénocristaux	4,7	11,0
olivine	0,1	9,1
augite	4,6	1,9
feldspath	-	-
Pâte	95,3	89,0
plagioclase	17,2	33,2
olivine	4,7	10,1
augite	37,3	38,1
opaque	7,2	7,1
apatite	-	0,5
verre	28,9	-
COL.	53,9	66,3
PER.	19,9	32,4

Enfin il a été signalé à l'Est de la carrière de Sainte-Reine, sur les bords d'une voie d'accès percée en 1967, une "boursoflure" de produits volcaniques basaltiques qui s'est injectée dans les dépôts lacustres" (rapport de la Société des Silices, 1968). Le basalte lui-même n'a pas cependant été atteint.

Le contact entre ces intrusions basaltiques et l'encaissant diatomifère présente toujours les mêmes caractères que nous allons synthétiser ici pour les trois "dômes".

La diatomite est redressée, parfois plissée au contact de l'intrusion (Fig. 19). Le basalte est accompagné d'une brèche à très gros blocs. Ces derniers sont vitreux, à éclat bleuté, apparaissant très oxydés en lame mince; ils présentent des fissures radiales (Fig. 20) et sont sans doute des blocs trempés, éclatés au contact des sédiments gorgés d'eau. Mais le basalte peut se résoudre également en fragments plus petits. Il a ainsi été signalé (rapport de la Société des Silices, 1968) des "pépérites" dans la carrière de Sainte-Reine. Tous les fragments sont pris dans une matrice argileuse, ocre qui provient de la transformation des diatomites. En effet, la diatomite a été thermométamorphosée au contact du basalte. Dans une auréole externe, apparaissent des filaments plus ou moins anastomosés jaune-rouille, puis la ro-

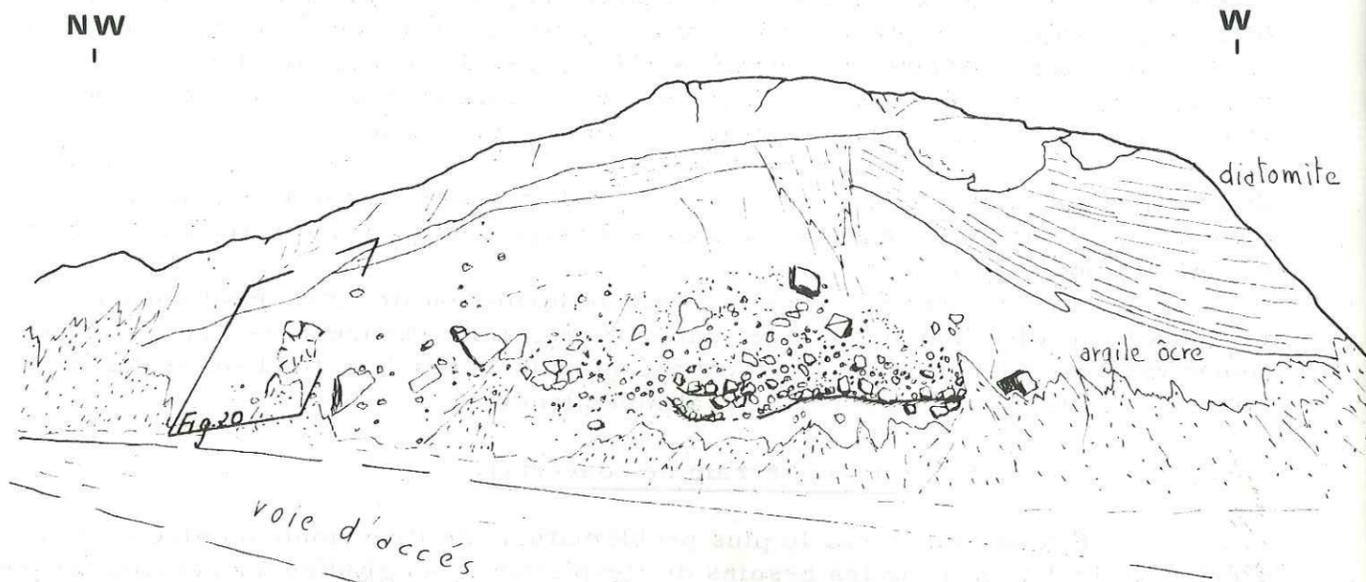


Fig. 19- Entrée de la carrière de Foufouilloux (1974) : brèche intrusive basaltique.

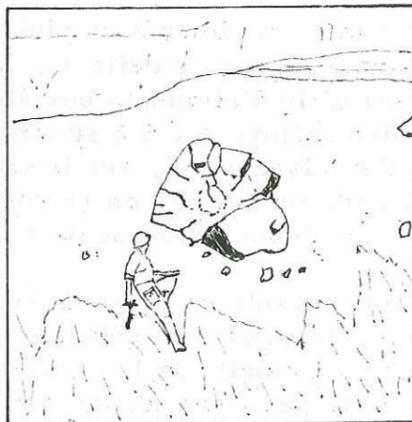


Fig. 20- Bloc de basalte éclaté

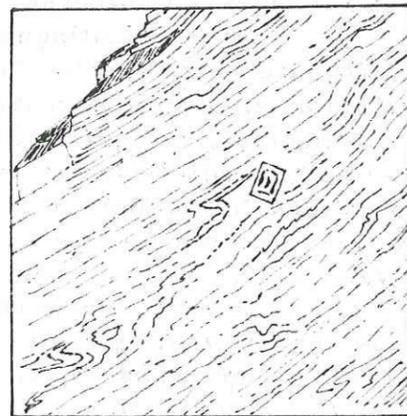


Fig. 21- Microplis dans les diatomites (flanc sud)

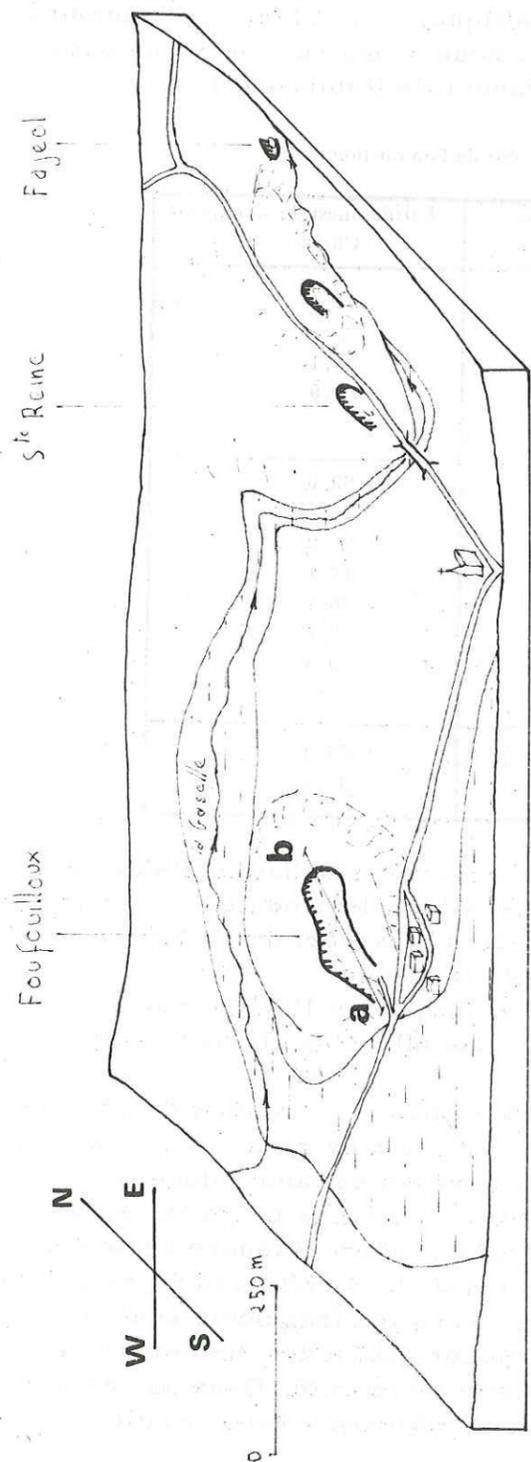
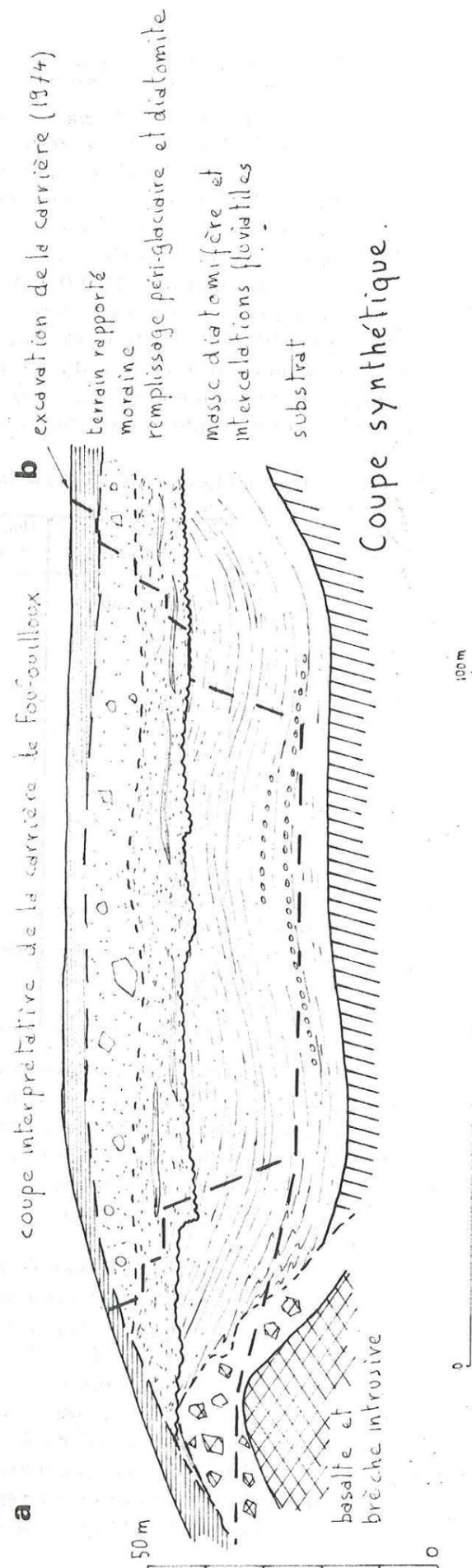


Fig. 22 - Plan de situation des exploitations de S^{te}-Reine



che prend une couleur ocre à grise dans laquelle s'isolent des amygdales de diatomite blanche; enfin la diatomite est totalement transformée en argile ocre. Celle-ci montre souvent des fissures à surface luisante, vernissée.

Ces intrusions ante-diagénétiques sont une nouvelle preuve de l'âge pléistocène du gisement.

5. Cas de la carrière de Fajeol

Il est actuellement visible, au sommet de l'ancienne carrière de Fajeol, une couche de diatomite rouge-brique, sur une épaisseur de 50 cm environ, formant un niveau horizontal. Cette couleur provient probablement du thermométamorphisme de niveaux gris lités auxquels il y a passage latéral. Ce niveau est recouvert et remanié par la moraine susjacente, très mince ici.

Ce type de transformation n'a jamais été vu ou décrit autour des intrusions basaltiques. Cette disposition implique que le thermométamorphisme se soit développé à la base d'une coulée qui serait venue recouvrir ici les dépôts diatomifères. Nous voyons donc encore une fois que la genèse du gisement est en partie contemporaine d'une activité magmatique basaltique.

6. Structure du gisement

L'ensemble des formations, y compris les niveaux inférieurs du stérile, est très souvent affecté par des fissures ouvertes d'1/2 à 1 cm de largeur, remplies par un matériel argileux à microéléments basaltiques roulés. R. REY (1965) signale d'ailleurs "une cheminée d'1 m de large" présentant le même type de remplissage. Ces fractures représentent vraisemblablement des fentes de retrait tardives remplies per descensum par des cailloutis.

La diatomite est souvent affectée par des ondulations légères. Toutefois elle peut montrer également des pendages assez forts atteignant 50°. Dans l'ensemble, ces pendages sont toujours de direction est-ouest.

On peut voir sur le flanc sud de la carrière de Foufouilloux, dans la diatomite grise des couches très redressées montrant des microplis (Fig. 21). Le relèvement des couches est ici explicable par l'intrusion basaltique décrite antérieurement. Les microplis montrent un déversement dans le sens du pendage. On peut même voir de véritables plis isoclinaux ou des clivages couche sur couche, indiquant toujours un "écoulement" conforme à la pente. Nous interprétons ces structures comme des slumps, des collapses gravitaires qui se sont produits dans un sédiment non induré, basculé à la suite de l'intrusion basaltique, ce qui confirme le fait que celle-ci s'est produite dans un sédiment gorgé d'eau.

7. Milieu de vie

Nous retiendrons ici les conclusions essentielles de l'étude de la microflore de diatomées par F. FOURNIER. Cette dernière a mis en évidence l'installation d'un marécage alimenté par des ruisseaux, qui évolue progressivement vers un lac profond où seules, les espèces strictement pélagiques se rencontrent.

De plus l'analyse pollinique, outre sa valeur chronostratigraphique montre que la période d'installation du lac débute sous un climat tempéré sec, et que l'évolution postérieure se fait sous un climat froid et humide. Ces dernières données cadrent avec le passage plus ou moins continu des couches terminales à l'accumulation de matériaux alluviaux, boueux, grézeux, périglaciaires.

8. Age des dépôts

8. 1. Les données paléontologiques

Comme nous l'avons vu précédemment dans l'historique, la flore pollinique a indiqué un âge pliocène terminal (reuvérien) et villafranchien inférieur (prétiglien). Ces résultats doivent être considérés avec circonspection, les diverses méthodes de datation (datation absolue, faune mammalienne, flore foliaire, analyse pollinique) appliquées dans le Cantal, ayant abouti à des résultats contradictoires.

Sans chercher à préciser la chronostratigraphie de ces formations, nous nous attacherons plutôt à replacer l'histoire de ce lac temporaire dans son contexte téphrochronologique.

Une donnée intéressante fournie par F. FOURNIER est cependant à retenir: le comptage des varves dans les niveaux inférieurs, où il a été démontré que l'alternance correspondait à un cycle saisonnier, donc annuel, extrapolé à l'ensemble de la diatomite, donne une durée de dépôt de 50 000 ans environ. Rappelons que, depuis la base du Reuvérien jusqu'au sommet du Prétiglien, est admis un laps de temps égal à 4 millions d'années. La constitution du lac de diatomite de Sainte-Reine est donc un épisode très court en regard de l'édification des grandes unités du strato-volcan cantalien, telles que les planèzes.

8. 2. Les données géologiques: essai de reconstitution

Comme nous l'avons déjà vu le substratum de l'ancien lac est probablement constitué par le complexe conglomératique. Les formations sommitales, d'autre part, se terminent par des dépôts glaciaires typiques. On peut donc caler, en première approximation et de manière très vague, l'histoire du lac entre la fin de l'épisode "brèche andésitique" et le début des premières glaciations. Or le point le plus bas atteint par forage dans les diatomites est situé à une altitude de 1000 m alors que les affleurements du complexe conglomératique visibles à la périphérie du gisement sont situés à des altitudes bien supérieures et montrent des pendages subhorizontaux. Nous savons de plus grâce aux galets phonolitiques et aux intrusions basaltiques dans les sédiments non indurés, que le gisement ne se poursuit pas dans le complexe. Il faut donc admettre que le lac s'est mis en place dans une cuvette formée après l'arrêt de l'activité explosive andésitique au sens large.

A l'origine d'une telle dépression, A. MEYNIER (1951) puis R. REY (1964 - 1965) et A. de GOER (1972) ont proposé un cratère d'explosion de type maar. La mise en place de lac diatomifère est en effet bien connue dans un tel contexte. Les intrusions basaltiques marqueraient alors la fin du cycle éruptif. Pour vérifier une telle hypothèse, il faudrait pouvoir connaître de manière précise le substratum du lac afin de mettre en évidence l'existence d'une brèche intracraticque d'explosion. Malheureusement les descriptions de sondages, que nous avons, ne sont pas très explicites. En outre une telle brèche serait extrêmement polygénique et principalement constituée par les éléments du complexe conglomératique, donc difficilement discernable de ce dernier. Cette hypothèse a cependant l'inconvénient de se fonder sur aucune observation du terrain environnant.

Mais quelque soit son origine, il est impossible de préciser la période à laquelle s'est formée cette dépression, par rapport au début du volcanisme planézien.

Une fois le lac installé, les projections peuvent directement retomber et se sédimenter dans le lac. Des apports fluviaux contenant notamment des galets de phonolite, viennent à plusieurs reprises s'interstratifier dans les dépôts. Ces formations fluviales sont remaniées dans certains appareils éruptifs environnants. Certaines coulées, comme celle, en particulier, de la partie ouest du plateau de Virar-

gues ont dû vraisemblablement "mordre" sur le lac (thermométamorphisme de Fajeol). Il est ainsi probable que les gisements de Sainte-Reine se prolongent sous cette partie du plateau. Par contre, la plus grande partie du lac est épargné par les coulées.

Des intrusions basaltiques ont lieu qui remontent le fond du lac et percent la diatomite. Les sédiments non indurés peuvent alors légèrement fluer. Dans certaine partie (Foufouilloux), cet épisode intrusif semble marquer la fin de la période lacustre. Peut-être est-il accompagné de l'émersion d'une partie du lac.

A la suite d'un refroidissement du climat, les basaltes environnants, sous l'action alternative du gel et du dégel, se désagrègent et leurs produits de gélifraction, légèrement remaniés, viennent combler définitivement le lac, bien que la flore persiste pendant un certain temps. Il se dépose ainsi des produits périglaciaires en discordance sur la diatomite déformée lors des intrusions.

Ici aussi, il est impossible de dater cette période froide. Elle pourrait très bien représenter les prémices d'une phase glaciaire vraie, ancienne ou récente, mais aussi bien en être totalement indépendante.

En conclusion, si le rattachement des diatomites de Sainte-Reine à l'épisode planézien est un fait acquis, le "calage" dans la série basaltique et l'interprétation de leur origine restent encore à préciser.

Chapitre VII : LE COMPLEXE DU TROU DU LOUP

Il s'agit d'un appareil éruptif, visible depuis la vallée de l'Alagnon, en aval de Murat, recoupant nettement l'ensemble des formations infraplanéziennes et même une partie des basaltes supérieurs. On peut distinguer un ensemble bréchique relativement épais, qui dessine un demi-entonnoir, au creux duquel affleure un basalte ayant localement débordé la brèche. Cet appareil est peut-être la dernière manifestation volcanique ayant eu lieu dans le secteur de Murat.

1. L'ensemble bréchique (Fig. 23 et 24)

On peut le subdiviser en deux brèches: l'une inférieure, grossière et non litée, l'autre supérieure, régulièrement stratifiée. Il y a, en fait, quelquefois passage latéral de l'une à l'autre.

1. 1. La brèche inférieure1. 1. 1. Flanc est

Elle est bien visible depuis la R. N. 588, 1 km à l'Est de Murat (Fig. 24). Recoupant successivement la base du Puy d'Estable, à l'altitude 1060 m, les niveaux ponceux inférieurs, une coulée d'andésite, s'abaissant jusqu'au niveau de la route, on la retrouve dans le talus de la voie ferrée en contrebas, à l'altitude 900 m. La limite entre brèche et encaissant dessine ainsi une pente de 15 à 20° vers l'Ouest, qui forme un ressaut net au niveau de l'andésite plus résistante.

On peut observer, de haut en bas, l'évolution suivante:

Au niveau de la base du Puy d'Estable, la brèche épaisse d'une quinzaine de mètres, montre dans un ciment jaune argileux un empilement de dalles basaltiques, inclinées suivant la pente générale et plus ou moins parallèles entre elles. Ce basalte est identique à celui du Puy d'Estable, et les dalles proviennent visiblement du démantèlement de ce dernier.

La brèche s'épaissit vers le bas. La matrice jaune-brunâtre a un aspect sableux et contient une majorité de blocs anguleux basaltiques, toujours de même nature. On peut distinguer des tronçons de prismes entiers, isolés ou regroupés en amas chaotiques.

La formation a son épaisseur maximum au niveau du 'Trou du Loup', cavité creusée dans le matériel tendre de la falaise qui domine la nationale. On trouve là pêle-mêle, noyés dans le ciment pulvérulent, abondant, fait d'un assemblage de lapillis, cendres et minéraux libres, des éléments hétérogènes, soit par leur nature, soit par leur dimension.

On distingue:

- une majorité de blocs basaltiques dont certains, très altérés, sont vraisemblablement miocènes. D'autres plus frais, ont une origine planéziennne. On peut voir en particulier, à la cote 980, un bloc de 20 à 30 m³ provenant sans doute

du Puy d'Estable.

- des éléments anguleux andésitiques
- des ponces et même parfois des panneaux entiers de niveaux pon-
ceux
- quelques éléments de socle (granite)
- des nodules décimétriques d'argile verte à blanche, parfois rouge
(oligocène?)
- des galets très émoussés, lisses, à patine blanche, andésitiques
à trachyandésitiques, parfois phonolitiques.

Plus bas dans la pente, cette brèche semble s'amincir au profit de la brèche litée. On en trouve cependant quelques témoins parsemant le talus qui descend depuis le pied de la falaise jusqu'à la route.

Au bord de cette route, la distinction entre brèche litée supérieure et brèche chaotique inférieure devient difficile; cette dernière présente toujours le même matériel, dans un ciment abondant, mais la proportion d'éléments andésitiques est plus grande. Les blocs sont cependant subanguleux. On ne trouve plus de prismes basaltiques, mais par contre, on peut noter la présence de blocs striés. Des horizons plus fins s'intercalent, donnant un aspect vaguement stratifié.

Enfin, dans la tranchée S. N. C. F., en contrebas de la route, la même brèche se dispose en grosses lentilles de matériel chaotique, à ciment abondant, séparées par des zones argileuses ou sableuses.

La formation peut se prolonger assez bas sous les alluvions de l'Alagnon. En effet, des sondages électriques, effectués par M. AUBERT et A. de GOER (1972), en amont et en aval de Laborie, ont détecté les argiles oligocènes à -100 m sous le remplissage glaciaire. Or, à Laborie même, à l'aplomb du Trou du Loup, les mesures ont dénoté une "macro-hétérogénéité de remplissage" sans pouvoir atteindre l'Oligocène. Ceci peut être dû à la prolongation de la structure du Trou du Loup sous les alluvions, mais peut aussi s'expliquer par "l'éboulement de grands panneaux détachés de la falaise bréchique et mêlés au dépôt de la cuvette". (A. de GOER, 1972) Ces deux phénomènes pouvant coexister.

1. 1. 2. Flanc ouest

Faisant pendant à la structure précédente, on retrouve la même brèche, quoique d'épaisseur moindre, pentée cette fois-ci vers l'Est. On peut la suivre depuis le virage de la D. 39 (point coté 1025) où elle est apparemment très mince, jusqu'au bois de la promenade des Vergnadels. Elle repose là sur les projections basaltiques miocènes, argilisées, rouges, montrant toujours une majorité de blocs basaltiques subarrondis, aux arêtes émoussées, des blocs andésitiques, quelques galets fluviaux parfois phonolitiques, des poches ponceuses, des blocs de tuf lité basaltique, le tout pris dans un ciment jaunâtre abondant.

1. 2. La brèche supérieure

Elle a une puissance maximum d'une trentaine de mètres à la partie supérieure de la falaise du Trou du Loup où elle repose subhorizontalement sur la brèche inférieure. On la trouve également en bordure de la R. N. 588, plus ou moins pentée, mais aussi au bois des Vergnadels et au virage 1046 de la D. 39.

Il s'agit d'une alternance régulière de niveaux de projections basaltiques, tantôt fins, cendreaux, tantôt grossiers à éléments argileux verdâtres ou rouges (oligocènes?) et petits galets fluviaux. Les lapillis basaltiques sont abondants, anguleux, scoriacés, agglomérés, et dans l'ensemble on note peu de ciment fin. Signalons également la présence d'antidunes, de nombreux blocs fichés troublant la stra-

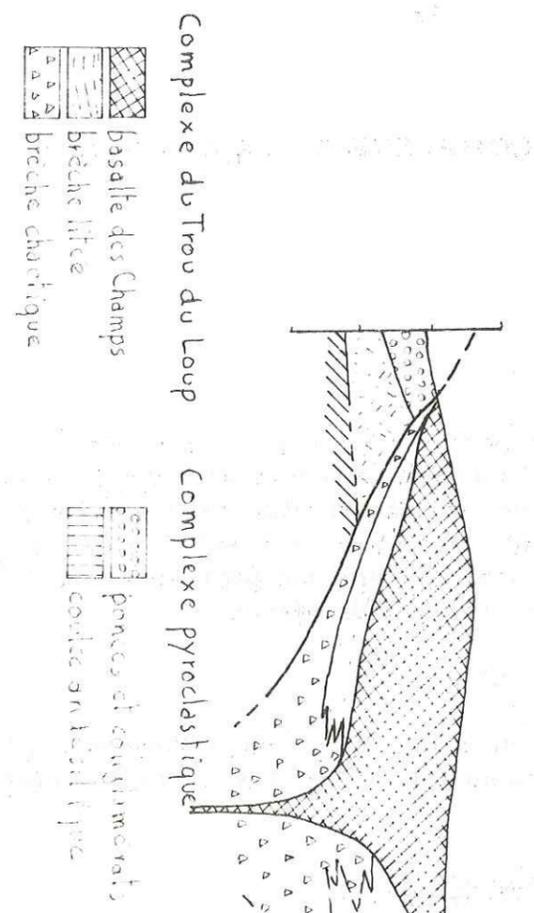
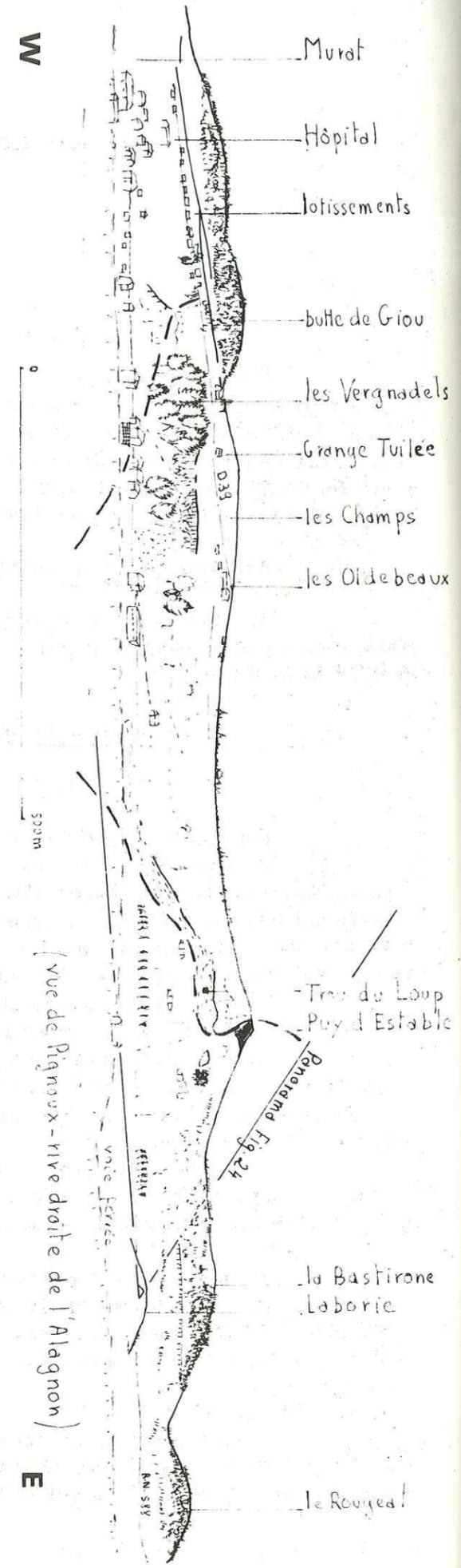


Fig. 23 - Coupe synthétique dans l'appareil du Trou du Loup

Basaltes supérieurs
Neck du Puy d'Estable

Basaltes miocènes
projections
basalte

Tableau 14 - Analyses modales du basalte intrusif des Champs

Localité Réf. échantillon	Vergnadels CB. 78	Point 1025 CB. 47	Grange tuilée CB. 172	Grange tuilée CB. 173	Les Champs CB. 113
Phénocristaux	7,1	8,0	7,4	8,5	7,6
olivine	5,3	4,6	4,8	7,4	5,1
augite	1,8	3,4	2,6	1,1	2,5
pâte	92,9	92,0	92,6	91,5	92,4
plagioclase	-	-	-	-	-
olivine	6,0	3,9	7,5	8,0	8,2
augite	63,2	64,1	60,1	64,5	64,7
verre	13,3	15,9	13,0	10,3	9,5
opaque	9,1	5,9	9,1	8,2	9,1
analcime et néphéline	1,3	1,9	3,0	0,5	0,4
apatite	-	0,3	-	-	0,5
COL.	85,4	81,9	84,0	89,2	89,6
PER.	14,8	11,2	16,4	19,0	16,5

Tableau 15 - Analyses chimiques du basalte intrusif des Champs

Localité Réf. échantillon	Vergnadels CB. 195	Les Champs CB. 112
SiO ₂	40,85	41,00
Al ₂ O ₃	13,50	13,50
Fe ₂ O ₃	6,00	6,30
FeO	6,15	6,40
MgO	10,55	10,85
CaO	10,20	11,60
Na ₂ O	3,20	3,40
K ₂ O	1,60	1,40
TiO ₂	2,45	2,45
P ₂ O ₅	0,75	1,20
MnO	0,25	0,25
H ₂ O	1,55	0,95
H ₂ O	0,30	0,40
Total	99,35	99,70
Norme C. I. RW.		
Or	9,45	8,34
Ab	7,86	4,19
An	17,51	17,24
Ne	10,51	13,35
Le	0,87	-
Di	20,74	24,19
Hd	1,99	2,23
Fo	11,62	11,06
Ol	1,43	1,43
Fa	8,82	6,24
Ma	-	-
He	4,56	4,72
Ilm	1,68	2,69
Ap	-	-
D.I.	28,69	25,88
R.	43,00	40,26

tification ("bomb-sags"), atteignant parfois le m³.

Au-dessus de la promenade des Vergnadels, on trouve des niveaux très fins, à litages entrecroisés, contenant des débris végétaux (empreintes de feuilles et de tiges, roseaux) et quelques galets. Certaines couches sont plissées et attestent sans doute des slumps en milieu aqueux.

On retrouve, au point coté 1046 de la D. 39, le même type d'intercalations fines à débris végétaux, dans les projections litées.

Microscopiquement, on peut distinguer dans ces projections:

- les fragments divers du substrat: basaltes miocènes riches en feldspath, basalte du Puy d'Estable, andésite et labradorite, grains de quartz, argile limonitique.

- les lapillis du magma basaltique néogène, tachylitiques, scoriacés en majorité, dans lesquels le seul minéral exprimé est l'olivine fraîche.

- de nombreux cristaux libres représentés par des olivines non iddingsitisées, des clinopyroxènes verts, pléochroïques et quelques oxyhornblendes non résorbées.

2. Le basalte congénère des Champs

Il repose dans le creux délimité par les brèches et semble avoir débordé vers le Nord. On peut voir son contact avec la brèche litée au-dessus des Vergnadels, où il est nettement intrusif. Il forme là une petite falaise d'une dizaine de mètres, faite de faux prismes fasciculés, diversement orientés. Il a à cet endroit une cassure noire siliceuse. On peut le suivre de place en place jusqu'à la butte des Champs qui en est entièrement constituée. Son débit en petits pavés polyédriques est assez caractéristique.

Il s'agit d'un basalte noir sombre, compact, montrant quelques phénocristaux de péridot iddingsitisé, moins fréquemment de pyroxène brun. Microscopiquement, la mésostase forme un fond continu de verre brun plus ou moins coloré, parfois ilménitisé et de micropyxènes jointifs. Par place, le verre s'éclaircit, formant des nuages, des traînées leucocrates, dans lesquels on trouve des feldspathoïdes à l'exclusion de tous feldspaths (tableau 14): analcime xénomorphe en petits agrégats, néphéline automorphe hexagonale, beaucoup plus grande, et poecilitique par rapport aux micropyxènes.

Il s'agit donc d'une basanite ankaramitique limburgitique où le calcul de la norme fait apparaître dans un cas de la leucite virtuelle (tableau 15).

Signalons, de plus, la différence entre l'association minérale présente dans les projections et celle de la lave. La première est caractérisée par des minéraux non résorbés ou non altérés telle que l'olivine non iddingsitisée, le clinopyroxène vert (augite aegyrienne), l'oxyhornblende non résorbée (kaersutite?) qui sont respectivement altérés, à l'état de relique ou absents dans la lave. Ces minéraux constituent une paragenèse précoce (M. GIROD, 1966) préservée par un effet de trempe dans les projections et déstabilisée dans la lave.

3. Dynamisme

3. 1. La brèche inférieure

Il y a changement de matériel de haut en bas. Dans les zones périphériques, on trouve des éléments basaltiques très anguleux, constitués par l'écroulement des falaises du Puy d'Estable. En effet, à proximité de ce dernier, l'inclinaison et l'empilement des dalles provenant du culot basaltique, indiquent un écoulement gravitaire.

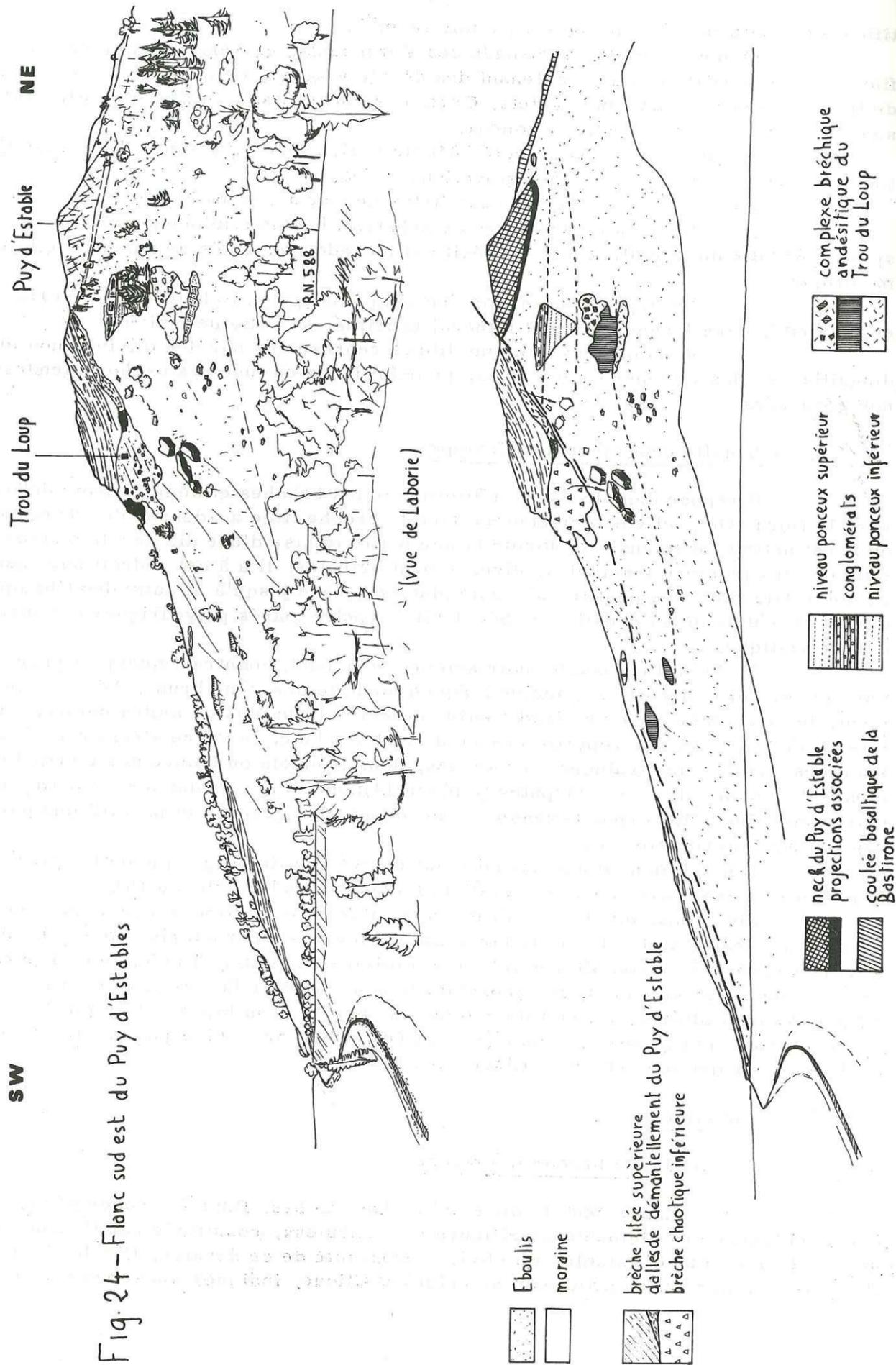


Fig. 24 - Flanc sud est du Puy d'Estables

Les zones basses centrales, sont constituées de matériel provenant de la "brèche andésitique", de basaltes miocènes altérés en boule, d'argiles vraisemblablement oligocènes.

Donc, alors qu'au centre on observe un matériel projeté, grossièrement stratifié, la périphérie montre un matériel abaissé, effondré. Ceci, joint à la richesse du substrat, fait de cette formation une brèche typique de diatrème.

3. 2. La brèche supérieure litée

Elle représente des produits de projections rythmiques. Richesse en substrat, blocs fichés et antidunes caractérisent des dépôts de maar, résultant d'une éruption phréatique. Le cratère était donc occupé par un lac, comme en témoignent d'ailleurs certains dépôts fins, cendreux, à litages entrecroisés et à plantes. Ces derniers, déposés pendant des périodes de calme, ont été déformés et ont subi des colapses, à la suite d'une reprise d'activité, alors qu'ils n'étaient pas encore indurés.

3. 3. Interprétation

Le mécanisme génétique de l'appareil du Trou du Loup est donc essentiellement explosif. L'entonnoir qu'il forme dans le substratum, s'interprète comme un cratère d'explosion, un diatrème, qui a fait voler en éclats une portion assez vaste de l'édifice volcanique antérieurement construit. Une grande partie du matériel éjecté, encaissant ou néogène, s'est effondrée, venant reboucher l'entonnoir pour être à nouveau projetée. Ce débouchage et rebouchage, incessant dans les zones centrales s'est accompagné de la subsidence de la périphérie.

Dépôts de maar et brèche grossièrement litée ne sont que l'expression d'un même phénomène explosif pour différents niveaux de l'appareil. On peut même supposer que les affleurements du point 1046 de la D. 39, présentant un pendage vers l'extérieur de l'appareil, sont les restes d'un "tuff-ring" superficiel.

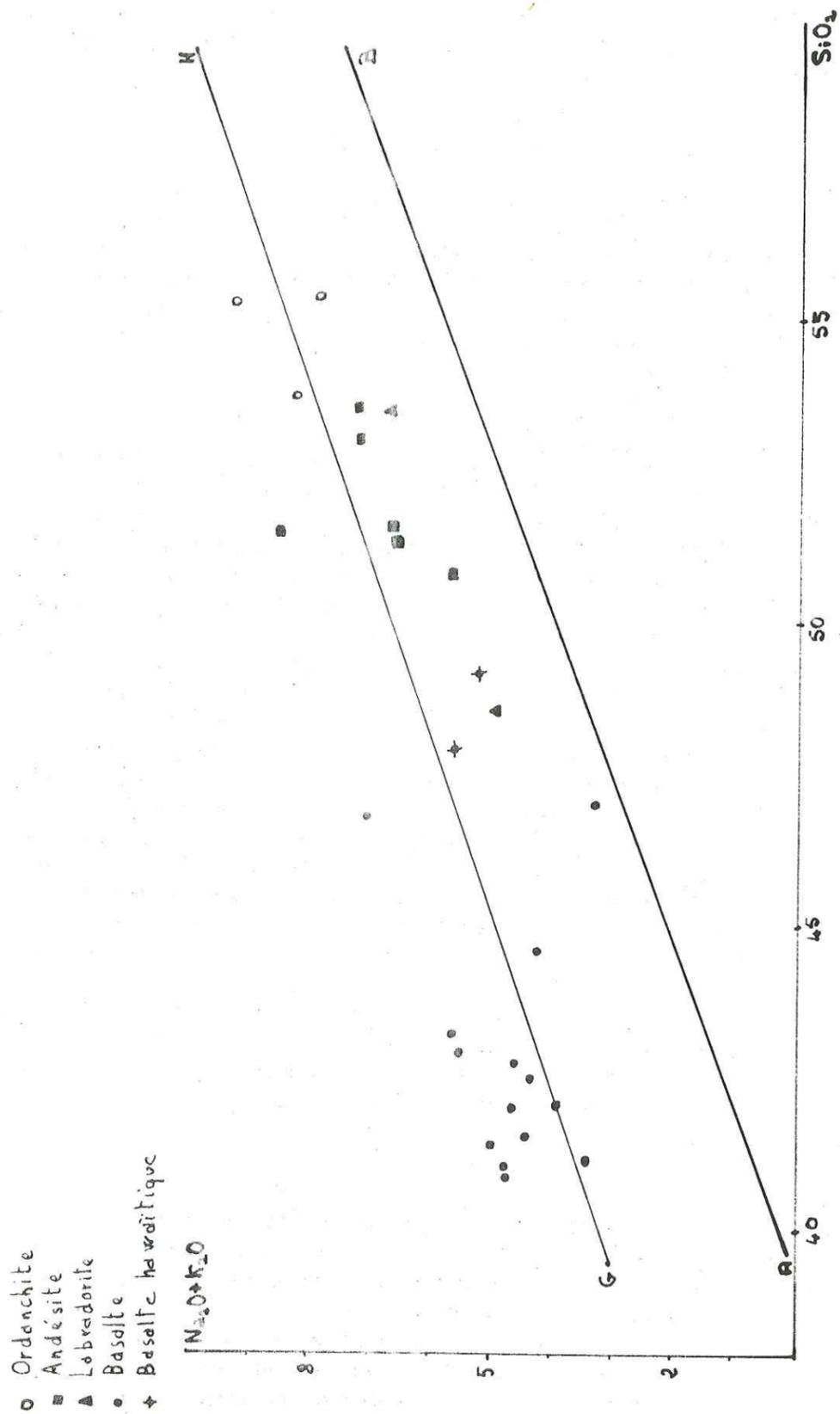
Il semble que dans notre cas, la montée du magma soit un phénomène tardif. Le basalte déborde localement le cratère au niveau des Champs, mais il est impossible de préciser son extension, une grande partie de l'appareil ayant été érodée. On peut cependant penser que ce débordement a été facilité et s'est produit selon une fracture radiale ouverte dans le complexe. Toutefois aucune bréchification de la lave n'étant visible (dans les zones épargnées par l'érosion), on ne peut préjuger un va et vient ni une redescende tardive de l'ensemble de la colonne magmatique en fin d'activité, comme cela est habituel dans les diatrèmes.

Remarquons pour terminer que ce type d'éruption contraste nettement avec le dynamisme effusif à holoeffusif planézien, bien que le magma soit de même composition. Un caractère aussi violemment explosif pourrait s'expliquer par d'éventuelles concentrations gazeuses dues à un phréatomagmatisme.

4. Conclusion

L'appareil du Trou du Loup, sous un aspect différent, présente une parenté avec le "pipe" de Bredons. En effet, ces deux appareils pourraient représenter les cas extrêmes d'un même type d'éruption. L'appareil de Bredons montre uniquement une brèche de débouchage avec montée de magma basaltique, alors que l'appareil beaucoup plus important du Trou du Loup montre une prédominance de phase explosive et subsidente. Le mécanisme génétique est cependant le même; le rapport magma néogène sur encaissant ainsi que la profondeur d'éruption (ou le niveau d'observation actuel), déterminent si l'on se rapproche du type "pipe" ou du type diatrème.

Fig. 25 - Diagramme de I. Khuno - 1965



La structure et la composition des différentes laves ayant été discutées au cours des chapitres précédents, nous ne considérerons ici que leurs relations génétiques ou leur lignée évolutive. Rappelons cependant les grands groupes que nous avons pu distinguer.

1. Classification

1. 1. Les basaltes

Ce sont tous des basaltes alcalins (Fig. 25). Ils se subdivisent comme suit:

1. 1. 1. Basanites

Elles sont représentées en particulier par la plupart des culots d'âge planézien et par les coulées du plateau de Virargues. Le feldspathoïde, analcime ou néphéline est toujours exprimé. Leur caractère est fortement alcalin (Fig. 25), se traduisant par une grande quantité de néphéline normative, parfois par l'apparition de leucite virtuelle. Le caractère très sous-saturé s'accompagne de plus d'une tendance ankaramitique prononcée.

Il y a là une unité basaltique primaire, indifférenciée, remarquable.

1. 1. 2. Basanitoides

Il s'agit des basaltes de la Veissière, Mamourié, du suc 1261 et du Puy d'Estable. Plus feldspathiques que les précédents, ils ont un caractère moins fortement alcalin (Fig. 25). Le feldspathoïde est peu ou pas exprimé, mais apparaît dans le calcul de la norme. Seul le basalte de la Veissière contient de l'hypersthène virtuel.

1. 1. 3. Basaltes à tendance hawaïtique

Groupe uniquement représenté dans les basaltes miocènes (la Prade et le Rougeat), il montre des caractères très spécifiques (cf. II partie): aphyrisme, plagioclase à tendance andésine, faciès meso à subleucocrate.

1. 2. Les labradorites

Nous avons déjà dit que ce terme ne nous semblait pas adéquat. Le report sur les diagrammes, des points représentatifs des labradorites définies précédemment, accuse encore ce fait. C'est ainsi que la coulée de la Bastirone est moins dif-

férenciée que certains basaltes clairs et que celle de l'Héritier est plus évoluée que certaines andésites. De plus ces roches ne se distinguent pas des andésites par une sous-saturation notable; en particulier, elles contiennent toutes du quartz normatif. Il nous semble donc que le terme de labradorite est à éviter; nous proposons de rattacher ces roches au groupe des andésites subplagioclasiques.

1. 3. Les andésites

Après les remarques précédentes, on pourra distinguer des andésites subplagioclasiques à péridot, à analcime, à amphibole dominante, tous caractères qui se traduiront par un indice de coloration plus ou moins grand.

1. 4. Les ordanchites

Elles sont définies comme des téphrites à haüyne, intermédiaires entre basanites et phonolites.

2. Evolution magmatique

2. 1. Diagramme de H. KUNO (1965) (Fig. 25)

Il nous montre le caractère alcalin de toutes les roches étudiées: basanites et ordanchites sont fortement alcalines, basanitoïdes, basaltes à tendance hawaïque et andésites sont moyennement alcalines.

2. 2. D. I. de C. P. THORNTON et O. S. TUTTLE (1960) (Fig. 26)

L'indice de différenciation de THORNTON et TUTTLE (D. I. = $Or + Ab + Ne + Q + Leu$, de la norme) permet de classer les roches suivant leur degré de différenciation. Sa variation par rapport aux teneurs en oxydes des différentes roches d'une série illustre le mode d'évolution depuis les roches basiques aux roches acides.

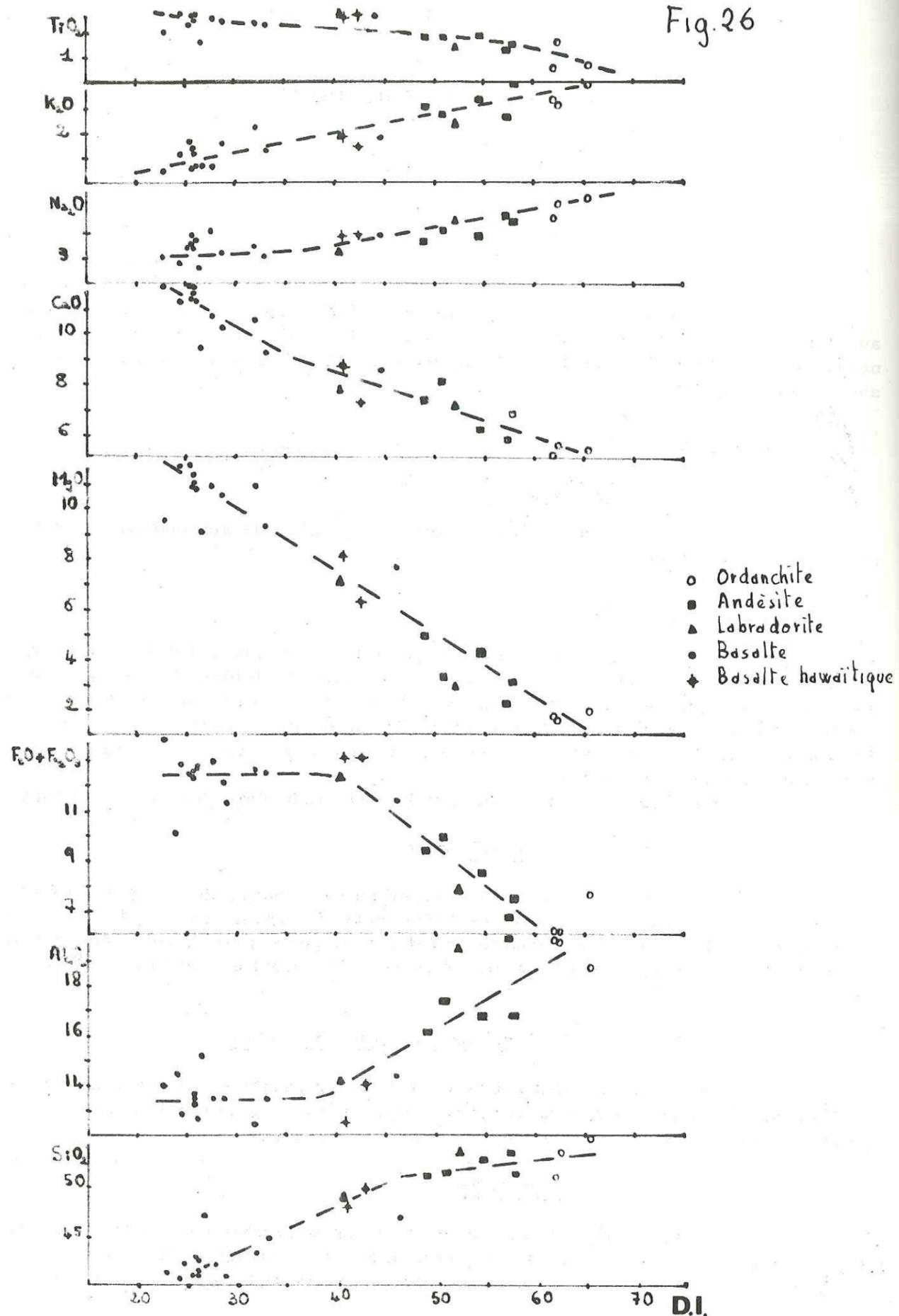
Dans notre cas, la différenciation est marquée par un enrichissement en silice, alumine et alcalins et par une diminution corrélative de CaO , MgO , $FeO+Fe_2O_3$ et TiO_2 .

On remarque une inflexion des courbes Al_2O_3 , $FeO+Fe_2O_3$ et dans une moindre mesure Na_2O et TiO_2 pour une valeur de D. I. = 40. Pour des valeurs plus petites que 40, la différenciation se fait à Al_2O_3 et $FeO+Fe_2O_3$ constants. Or cette partie de la courbe correspond à des compositions basaltiques: basanites, basanitoïdes et basaltes à tendance hawaïte. Ceci suggère que le mécanisme de différenciation n'est pas le même dans les termes basiques que dans les termes intermédiaires à acides. En particulier, dans les premiers, une évolution commandée essentiellement par les péridots, c'est à dire une différenciation par gravité, est envisageable; on passerait ainsi des facies holomélanocrates ankaramitiques à des facies subleucocrates aphyriques. La deuxième partie de la courbe (D. I. plus grand que 40) correspond à une évolution dans laquelle coupholites et barylites interviennent dans les mêmes proportions.

Mais nous raisonnons sur un nombre limité d'échantillons et l'on aurait pu aussi bien conclure que la configuration des courbes d'évolution du D. I. était due à la juxtaposition de deux branches indépendantes qui en fait ne se raccordent pas et dont nous ne possédons que quelques points représentatifs.

N. VATIN-PERIGNON (1966) et R. BROUSSE (1971) ont en effet proposé la distinction de deux séries magmatiques dans le Cantal. Bien que la différence ne soit pas aussi nette que dans le Mont-Dore, et soit à l'heure actuelle controversée,

Fig. 26



une série saturée potassique faible évoluant vers les rhyolites, et une série sous-saturée sodique forte évoluant vers les phonolites, ont été définies.

Or, dans le diagramme D.I. - SiO_2 , la courbe d'évolution de nos roches correspond assez bien à celle qu'a proposée R. BROUSSE (1971 in symposium JUNG) pour la série sous-saturée du Cantal. De fait, depuis les basanites jusqu'aux ordanchites, la plupart des échantillons, s'écartent peu de cette lignée. Seul le basalte mésochrone à hypersthène virtuel de la Veissière s'individualise. Nous avons vu précédemment qu'il pouvait se rattacher à l'épisode clair de la planèze de Saint-Flour, pour lequel nous proposerons une origine dans la deuxième partie de ce mémoire.

2. 3. Diagramme R et S de J. JUNG - R. BROUSSE (1958) (Fig. 27)

Le report des points représentatifs de nos roches sur le diagramme de variation de l'indice R calco-alcalin et S sodi-potassique en fonction de Si (en cation pour 100 g de roche) n'apporte pas de précisions supplémentaires. La plupart des roches analysées tombent dans le domaine des roches sous-saturées, définies par N. VATIN-PERIGNON (1966). Seule, à nouveau la coulée de la Veissière se distingue par sa tendance saturée.

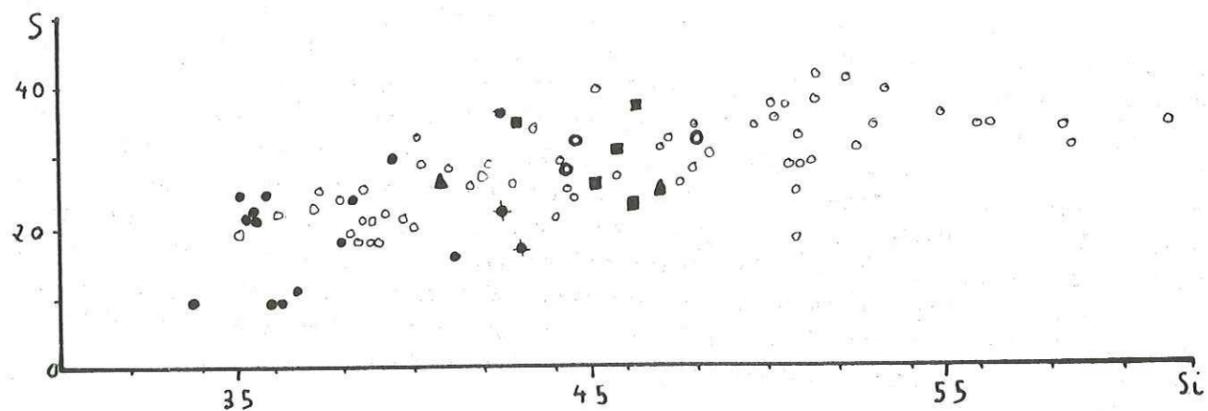
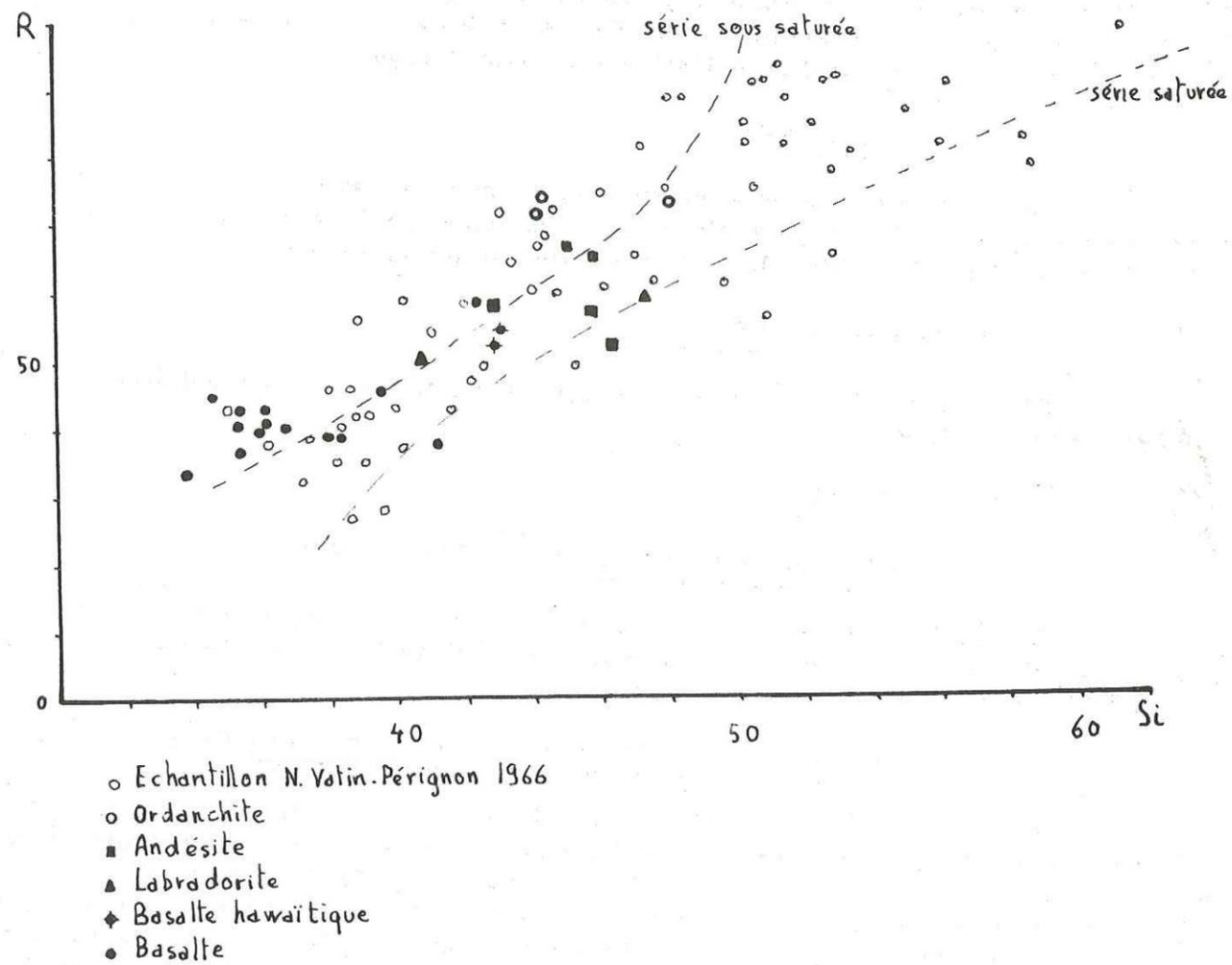


Fig. 27 - Diagramme de variation de J. Jung et R. Brousse (1958)

CONCLUSION

L'étude des formations volcaniques de la cuvette de Murat et de la vallée de la Chevade nous a permis de retrouver le schéma d'ensemble du Cantal, tel qu'il a été proposé dans ses grandes lignes, par de nombreux auteurs précédents, et d'apporter quelques précisions cartographiques.

Cette région montre particulièrement bien l'opposition entre les périodes basaltiques initiales et finales et l'épisode "andésitique" au sens large qu'elles encadrent. En effet on a :

-d'une part, une activité basaltique primaire peu différenciée, dont la répartition latérale et excentrée par rapport au centre du strato-volcan, se traduit par de nombreux événements dans notre secteur.

-d'autre part, une activité dont les produits divers et différenciés proviennent d'une région beaucoup plus centrale, comme l'atteste leur réduction d'épaisseur vers la périphérie et leur petit nombre de points de sortie dans notre région.

La période attribuée au miocène est marquée par une grande variété d'activité: maar et volcans stromboliens, qui ont dû constituer un complexe éruptif dont l'extension n'est pas appréciable. Une phase d'érosion, un intermède assez long, ont dû marquer la fin de ce cycle.

La période "andésitique" s.l. est marquée par un dynamisme beaucoup plus explosif, avec des nuées vulcaniennes à ultravulcaniennes, ascendantes, débordantes ou rasantes, des pluies de cendres et ponces, de rares lahars ou coulées boueuses, entrecoupés de brefs épisodes effusifs.

En l'absence de niveaux fossilifères, les corrélations avec le schéma stratigraphique proposé dans l'Ouest du Cantal sont difficiles. Tantôt, on observe la succession, brèche monogénique, complexe conglomératique, mais la série volcano-sédimentaire est absente. Tantôt, le faciès "complexe conglomératique" occupe la totalité de la série (H. L. M.). On observe de même une multiplication des niveaux de ponces, dont deux sont nettement individualisés. Enfin la brèche inférieure, lorsqu'elle est présente, est sans commune mesure avec ce qui a été observé et décrit plus à l'Ouest. Seule la brèche rouge basale et sa reconnaissance dans d'autres secteurs permettront peut-être des corrélations à distance.

La période basaltique supérieure est, elle aussi, marquée par une diversité d'activité: volcan strombolien, pipe et diatrème. Le contrôle structural, par les anciennes directions hercyniennes, semble jouer un grand rôle.

L'étude des projections basaltiques, liées à cette phase, nous a permis de mettre en évidence l'importance d'un "traceur" chronologique qui sera peut-être précieux par la suite: les galets de phonolite. Par leur intermédiaire, on a pu ainsi rattacher les diatomites de Sainte-Reine à l'épisode basaltique planézien.

Du point de vue magmatique, l'évolution observée est relativement simple.

Au Miocène, on note des basaltes, peu différenciés évoluant vers des ha-

waïtes.

Pendant la période intermédiaire, ont lieu des émissions de produits andésitiques à trachyandésitiques, représentant un cycle très différencié aboutissant à des ordanchites et dont les termes extrêmes sont sans doute représentés par les phonolites que nous ne connaissons qu'à l'état remanié.

Le stade final correspond à une reprise d'activité primaire indifférenciée, particulièrement sous-saturée.

Le report sur diagramme de ces données permet de définir une évolution dont la caractéristique principale est la sous-saturation. Ceci ne veut pas dire que des termes saturés n'existent pas dans notre secteur car ils pourraient être représentés par certaines andésites ou projections ponceuses. Sans vouloir non plus abonder dans le sens des hypothèses bimagmatiques, il convient de souligner ce caractère bien que nous n'ayons que peu d'analyses.

ANNEXE I

TABLEAU DE CORRESPONDANCE DES ANALYSES CHIMIQUES DE LA 1^{re} PARTIE

N° texte	N° référence analyse	Coordonnées		Nature pétro.	Analyste	Laboratoire	Provenance
		X	Y				
CB.139	1076	640,3	313,6	Basalte	F; Keller	Inst. Dol. Grenoble	C.M.
C.159	4896	644,5	312,2	"	S. Couturié	Lab. géol. Clermont	A.G.H.
CB.238	1090	640,5	313,3	Andésite	F. Keller	Inst. Dol. Grenoble	C.M.
CB.201	1086	641,9	312,7	"	"	"	"
CB.240	1073	641,0	311,2	"	"	"	"
CB.98	1087	643,5	312,6	Ponces	"	"	"
CB.175	1091	642,1	312,8	"	"	"	"
CB.154	1081	639,4	315,3	"	"	"	"
5930	5930	637,7	316,6	Ordanchite	B. Uselle	"	N.V.P.
5929	5929	638,9	317,6	"	R. Debiard	Chambéry	N.V.P.
5942	5942	641,3	314,6	"	B. Uselle	Inst. Dol. Grenoble	N.V.P.
5931	5931	641,2	313,3	Labradorite	F. Cantagrel	Lab. géol. Clermont	N.V.P.
C.758	4877	644,0	312,3	"	S. Couturié	"	A.G.H.
CB.155	1084	639,4	315,6	Andésite	F. Keller	Inst. Dol. Grenoble	C.M.
5935	5935	-	-	"	J. Orliac	Lab. géol. Clermont	N.V.P.
CB.141	1077	641,5	312,5	"	F; Keller	Inst. Dol. Grenoble	C.M.
CB.21	1080	641,2	312,3	Basalte	"	"	"
4342	4342	640,1	315,2	"	R. Debiard	Chambéry	N.V.P.
CB.241	1093	645,6	314,6	"	F. Keller	Inst. Dol. Grenoble	C.M.
CB.183	1082	643,9	313,8	"	"	"	"
CB.110	1094	644,7	313,2	"	"	"	"
CB.14	1074	639,1	315,7	"	"	"	"
CB.36	1085	640,8	313,7	"	"	"	"
4347	4347	641,6	312,7	"	B. Uselle	"	N.V.P.
5294	5294	642,2	311,6	"	R. Debiard	Chambéry	N.V.P.
C.612	3800	-	-	"	F. Cantagrel	Lab. géol. Clermont	A.G.H.
CB.100	1075	643,4	312,6	"	F. Keller	Inst. Dol. Grenoble	C.M.
CB.176	1082	645,9	314,5	"	"	"	"
CB.195	1083	642,6	312,5	"	"	"	"
CB.112	1095	642,8	312,9	"	"	"	"

Coordonnées Lambert sur les feuilles I.G.N.
MURAT 3-4 1/25.000
S^t-FLOUR 1-2 "

Provenance : N.V.P. - N. Vatin-Pérignon, C.M. - C. Maurizot, A.G.H. - A. de Goër de Hervé

INTRODUCTION

Cette étude a été entreprise à la suite des travaux d' A. de GOER sur la planèze de Saint-Flour (1972), afin d'en compléter l'étude stratigraphique et structurale par un volet pétrographique, pétrochimique et magmatologique. L'ensemble de ce travail a été effectué sur les échantillons, lames minces et analyses d'A. de GOER. Il va s'en dire que n'ayant pas pratiqué d'étude de terrain supplémentaire sur la planèze de Saint-Flour, nous avons conservé les numérotations des échantillons et adopté l'ensemble des données de terrain de l'auteur: en particulier la chronologie et la stratigraphie.

Afin d'éviter de trop nombreux renvois au mémoire d'A. de GOER, nous avons cité dans les paragraphes suivants les principales données générales qui nous serviront de base pendant toute cette étude.

Nous avons disposé de 14 analyses chimiques dans les basaltes miocènes et 100 dans les basaltes planéziens.

Les basaltes miocènes

Leur stratigraphie est assez mal connue. Les seuls éléments sûrs de datation que nous possédions, concernent le bassin de Saint-Flour (Ante-Pikermien d'après la faune - 8-9 millions d'années d'après les mesures géochronologiques). Pour les autres affleurements, la position n'a été établie que relativement à la "brèche andésitique". On a donc rassemblé sous la dénomination de "basalte miocène" des éléments qui sont peut-être fort disparates.

Ceci joint au fait que nous ne possédons que peu d'analyses dans un ensemble qui a été pour sa plus grande partie démantelé ou recouvert, ne nous permettra pas d'aboutir à des conclusions très déterminantes. Cependant, cette période basaltique correspond à un cycle volcanique initial bien déterminé, qu'il sera intéressant de comparer au cycle basaltique final planézien.

Les basaltes planéziens

"Malgré un éventail varié de structures et de faciès macroscopiques, l'ensemble des basaltes planéziens se révèle pétrographiquement assez homogène. ... Il s'en dégage, dans chacune des trois régions naturelles..., la succession de trois séries stratigraphiques:

a/ Une série "sombre" (ou sous-saturée) inférieure, constituée de basaltes alcalins, ... Certaines coulées peuvent être riches en nodules de péridotite. Deux nappes mésocratées moins alcalines, à structure doléritique (dolérites "vertes" de Latga et Tagnac), y constituent deux précieux horizons-repères.

b/ Une série "claire" (ou saturée) intermédiaire, formée de basaltes légèrement moins alcalins ... Ils présentent le plus souvent une structure microdoléritique ou franchement doléritique (dolérites "grises" de Bouzentès et Prat-de-Bouc), qui accuse leur teinte générale claire.

c/ Une série "sombre" (ou sous-saturée) supérieure, dont les caractères généraux sont les mêmes que ceux de la série inférieure. ... Cette série ne comporte aucun horizon d'origine. ...

INTRODUCTION

Chapitre I :: PETROGRAPHIE

Chapitre II : COMPOSITIONS CHIMIQUES

Chapitre III : PROBLEMES DE BASALTOGENESE

CONCLUSION

rizon doléritique. C'est par contre à son niveau que se situent les principales émissions de basaltes alcalins à nodules péridotiques.

(...) L'épaisseur de la carapace basaltique planézienne variant de 5 m (Savignac) à 200 m (Niermont), mais n'excédant guère 50 m sur la majeure partie du plateau, il est peu d'endroits où l'on puisse observer une coupe complète dans la succession chronologique...

(...) C'est donc sur un postulat que les quatre colonnes stratigraphiques locales ont été regroupées en un tableau d'ensemble: celui du synchronisme de la "série claire intermédiaire" des quatre régions.

On ne saurait exclure que les quatre "séries claires" aient pu être décalées dans le temps (la position "intermédiaire" elle-même n'étant pas assurée pour la "nappe des Valettes"). Il serait toutefois étonnant que ce décalage soit important en regard de l'ensemble de la série...

(...) Quantitativement, la série claire intermédiaire est beaucoup moins développée que les deux séries sombres qui l'encadrent. Le volume des laves claires représente au maximum le tiers des laves sombres, en nombre d'analyses chimiques, elles n'en représentent que le quart.

A. de GOER admet une coupure chronologique possible au sommet de l'épisode clair intermédiaire. A l'appui de cette hypothèse, nous pouvons citer M. F. PESME (1974) qui, ayant retrouvé une disposition stratigraphique comparable dans la planèze au Sud de Thérondels (Sud du Cantal), signale au-dessus des coulées à structure doléritique: "un paléosol thermométamorphisé par les coulées postérieures. Il n'en existe pas entre les autres coulées."

Sur le plan magmatologique, deux problèmes se posent:

- les séries basaltiques miocènes et planéziennes sont-elles comparables?
- quelle est la signification des basaltes clairs?

Remarques

"Chaque élément basaltique - nappe, coulée ou filon - est désigné par un triple indice: deux lettres et un chiffre. La première lettre se réfère à la région naturelle: W (West) = planèze occidentale, S (Sud) = planèze méridionale, N (Nord) = planèze septentrionale. La seconde lettre désigne la série stratigraphique: B (base) = série inférieure, M (milieu) = série intermédiaire, S (sommet) = série supérieure. Le chiffre indique la position relative au sein de cette série: de 1 à 9, certaines nappes pouvant être localement subdivisées en deux niveaux a et b. Il va s'en dire qu'en raison de nombreuses indéterminations dans cette chronologie relative, une part notable d'arbitraire préside souvent à l'affectation d'un numéro!"

On trouvera en annexe 2 les tableaux synoptiques résumant les caractères des basaltes des trois grandes régions planéziennes et la chronologie relative des éruptions pour l'ensemble de la planèze - les cartes géologiques et de localisation des échantillons - le résultat des 114 analyses chimiques avec la norme CIPW et quelques paramètres - le résultat des analyses de Rb et Sr.

Chapitre I : PETROGRAPHIE



Comme nous le verrons plus loin, tous les basaltes de la région étudiée appartiennent au groupe des basaltes alcalins. Les caractères pétrographiques, macro et microscopiques, l'étude minéralogique qualitative et quantitative et enfin le calcul de la norme, nous ont permis de subdiviser cet ensemble.

Mais avant de procéder à une analyse détaillée, il est nécessaire de redéfinir et de préciser dans quel sens nous utiliserons certains termes dans cette étude.

1. Nomenclature

1. 1. Basanites

Selon G. A. MACDONALD et T. KATSURA (1964), elles contiennent plus de 5% de néphéline normative et à la fois de la néphéline et des feldspaths modaux.

Selon K. VON FRITSCH et W. REISS (1868), ce sont des basaltes alcalins dont le caractère essentiel est la présence d'un feldspathoïde exprimé.

Cette dernière définition est celle que nous avons adoptée surtout parce qu'elle s'appuie sur un critère minéralogique simple.

1. 2. Basanitoïdes

Selon G. A. MACDONALD et T. KATSURA (1964), elles contiennent plus de 5% de néphéline normative mais pas de feldspathoïde modal.

Nous lui préférons la définition de A. LACROIX (1933); il s'agit d'un faciès hétéromorphe des basanites: elles présentent de la néphéline virtuelle mais pas de feldspathoïde modal.

1. 3. Ankaramites

D'après A. LACROIX (1933), les ankaramites sont des mélabasalts (COL. plus grand que 76) pauvres en feldspath et plus riches en pyroxène qu'en olivine.

Selon J. JUNG et R. BROUSSE (1959), elles ont un indice de coloration supérieur à 60.

Selon G. A. MACDONALD et T. KATSURA (1964), elles contiennent moins de 30% de feldspath.

La définition selon l'indice de coloration pour aussi arbitraire qu'elle soit, n'en constitue pas moins une coupure commode pour la description pétrographique. C'est pourquoi nous avons utilisé conjointement les deux dernières. En tout état de cause, les ankaramites ne constituent pas un ensemble naturel bien individualisé dans le cortège basaltique cantalien et tous les termes de passage avec les basanites et basanitoïdes existent.

1. 4. Limburgites

Selon ROSENBUSCH (1872, in J. JUNG - R. BROUSSE 1959), ce sont des hyalobasanites mésocrates avec 57% de verre.

Nous avons préféré la définition qualitative de J. F. G. WILKINSON (1967): ce sont des basaltes contenant clinopyroxène, olivine, oxydes opaques, parfois feldspathoïdes, à l'exclusion de tous feldspaths, baignant dans une pâte vitreuse.

1. 5. Hawaïtes

Selon J. P. IDDIGS (1913), ce sont des laves à faciès basaltique dans lequel le feldspath est une andésine.

Selon G. A. MACDONALD (1960), leur teneur en alcalins est relativement élevée et le rapport Na_2O/K_2O est toujours plus grand que 2, le feldspath modal et virtuel doit être de l'andésine.

Selon M. GIROD (1971), leur indice de coloration est compris entre 45 et 60.

2. Analyse modale

Nous avons résumé sur la figure 28a l'importance relative des phases minérales à l'intérieur de chaque groupe stratigraphique, à partir des données fournies par le compteur de points. En abscisse, ont été classés les indices de coloration de manière croissante, sans tenir compte de leurs valeurs absolues. En ordonnée, figurent les pourcentages volumétriques des minéraux. On a éliminé les faciès limburgitiques où les minéraux sont insuffisamment exprimés et où le verre est arbitrairement regroupé avec les coupholites alors que sa composition n'est pas déterminée.

Pour les basaltes planéziens, un comptage au moins ayant été fait dans chaque nappe, nous avons indiqué la composition la plus fréquemment représentée et donc la plus représentative: les basaltes de la série sombre supérieure sont les plus mélanocrates puisqu'ils atteignent exceptionnellement l'indice COL = 90. Leur valeur représentative est de 75 contre 62 pour la série inférieure.

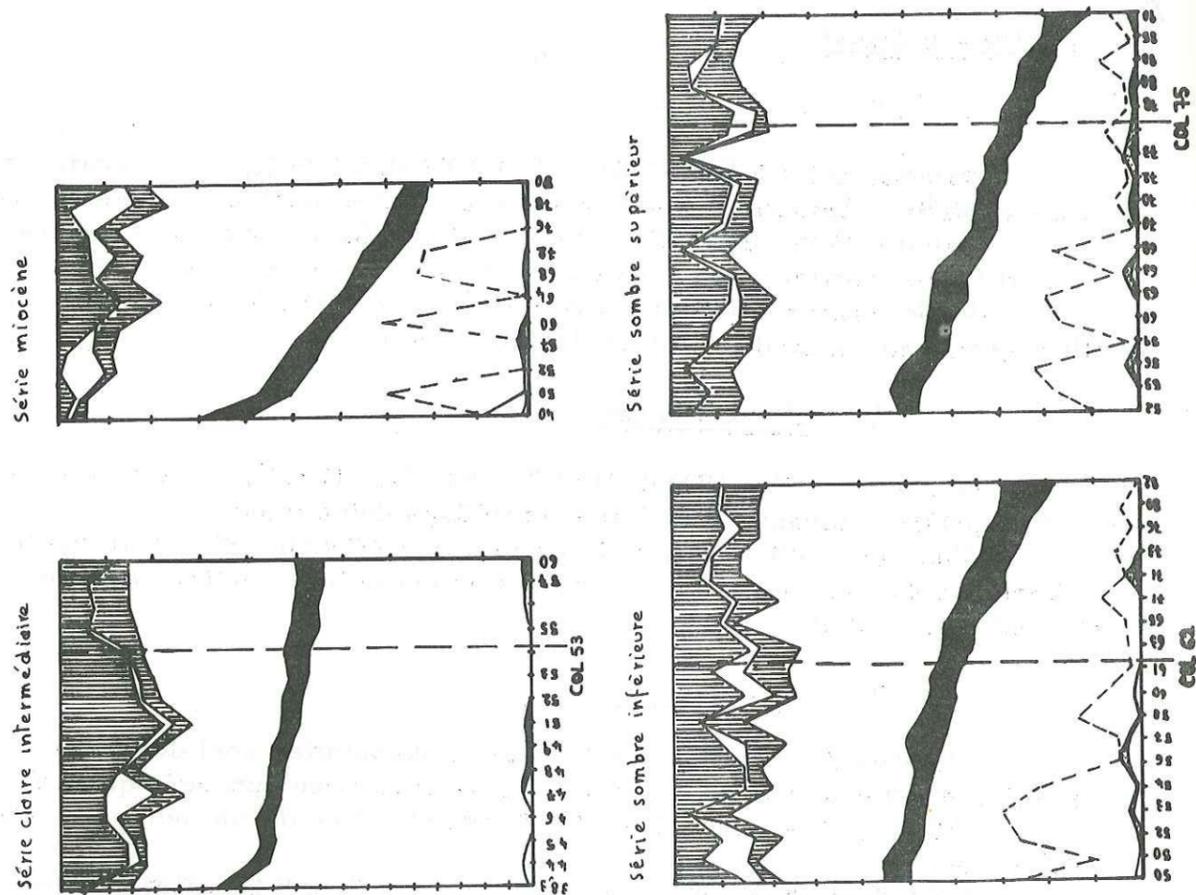
Pour les basaltes de la série claire à structure doléritique, tous les feldspaths malgré leur dimension ont été rattachés à la mésostase, ceci pour faciliter les comparaisons. De plus, nous avons intégré dans ce groupe les nappes de Latga (NB7) et de Tagenac (SB4) qui bien qu'intercalées dans la série sombre inférieure ont une composition et une structure très proche de la série claire intermédiaire. Leur indice de coloration représentatif est de 52. On note qu'ils sont sensiblement plus riches en olivine que les basaltes sombres.

De l'ensemble de ce diagramme, il ressort que l'essentiel des variations de l'indice de coloration est dû à la proportion relative des microlites feldspathiques et pyroxéniques, les phénocristaux ne jouant qu'un rôle minime sauf dans les basaltes miocènes.

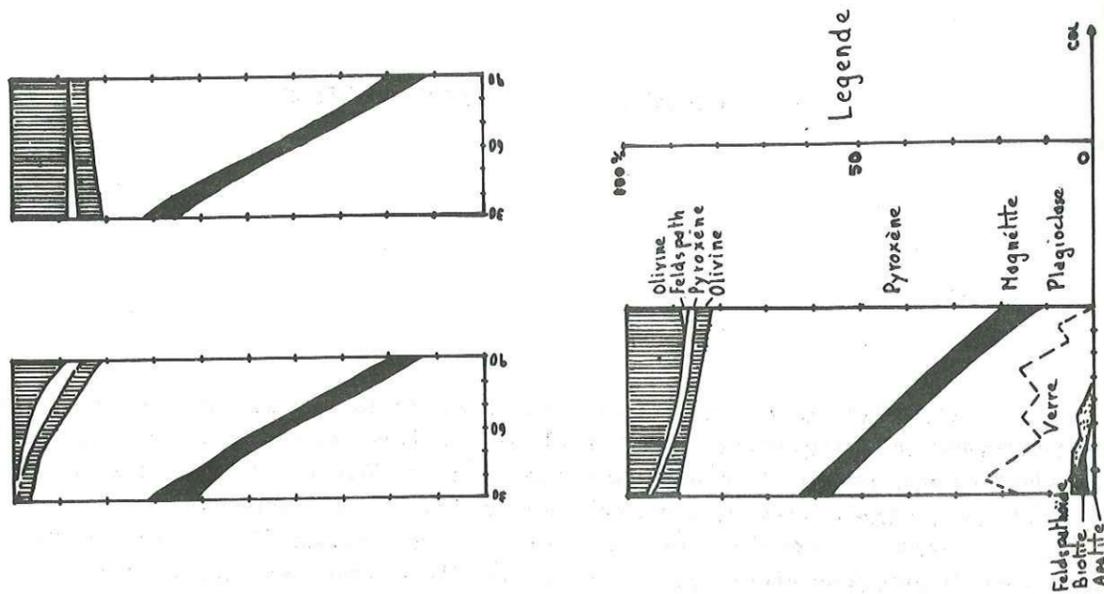
C'est en effet dans le porphyrisme qu'apparaît la principale différence entre les basaltes miocènes et planéziens. Pour mieux comparer ceux-ci, nous avons synthétisé, sur la figure 28b, les données précédentes, l'indice de coloration ayant cette fois-ci une échelle linéaire. Si nous admettons la valeur de ces comparaisons (11 analyses dans les basaltes miocènes contre 48 dans les basaltes planéziens), nous constatons que la quantité des phénocristaux des basaltes planéziens reste constante ou augmente légèrement vers le pôle leucocrate; cette variation n'est pas corrélable avec la position stratigraphique des basaltes. Par contre cette quantité diminue régulièrement jusqu'à devenir presque nulle dans les basaltes miocènes; les termes leucocrates à subleucocrates de cette série sont en effet souvent aphyriques. Nous verrons

Fig. 28 - Analyses modales

a : Séries séparées



b : Représentation synthétique



plus loin qu'ils tendent vers les hawaïtes. Notons enfin que les variations du porphyrisme sont dues essentiellement à l'olivine, la quantité de phénocristaux de pyroxène restant toujours à peu près constante.

3. Texture et structure

Macroscopiquement et microscopiquement, nous pouvons distinguer trois catégories:

- les basanites et basanitoïdes qui correspondent aux termes "sombres" aussi bien miocènes que planéziens. Nous y incluons les termes ankaramitiques.

- les basaltes à structure doléritique représentatifs de la "série claire" intermédiaire planézienne.

- les basaltes à tendance hawaïtique ou basaltes "clairs" miocènes.

C'est comme nous l'avons déjà vu dans les termes mésocrates à subleucocrates qu'apparaissent les différences entre la série miocène et la série planézienne, les termes mélanocrates étant identiques, tant au point de vue composition minéralogique que chimique.

3. 1. Basanites, basanitoïdes et ankaramites

C'est le groupe le plus large, dont la caractéristique essentielle est de contenir des feldspathoïdes exprimés (basanites vraies) ou normatifs (basanitoïdes).

3. 1. 1. Basanites et basanitoïdes à structure microlitique

Ce sont des laves sombres ou noires, compactes, plus ou moins porphyriques (Fig. 29). Nous distinguons:

- un premier temps de cristallisation représenté par des phénocristaux de péridot automorphes mais corrodés, de pyroxène subautomorphes, parfois d'amphibole résorbés, occasionnellement de magnétite à bords festonnés, rarement de plagioclase.

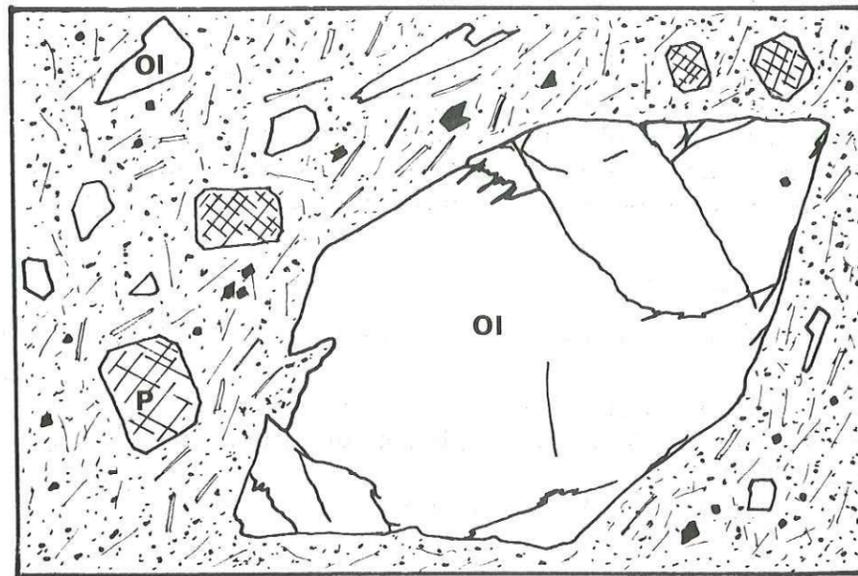
- un deuxième temps est représenté par la mésostase finement cristallisée, riche en baguettes de plagioclase (An 55) plus ou moins orientées parallèlement, mais aussi en pyroxène toujours automorphe, beaucoup moins d'olivine en granules et de magnétite en cubes.

- enfin le dernier temps de cristallisation est représenté par des minéraux interstitiels xénomorphes et/ou une plus ou moins grande proportion de verre. Il s'agit pour les basanites d'analcime principalement, de biotite et de feldspath potassique, les trois minéraux se concentrant préférentiellement en veinules, microfilonnets, en trainées diffuses ou encore en petits vésicules microscopiques étirées aux contours francs. Ceci est particulièrement net dans le dyke des roches d'Auliac (RS6 -éch. 804). Cette structure particulière a déjà été décrite par M. GIROD dans les basaltes de l'Atakor (Hoggar). Nous verrons plus loin son origine.

3. 1. 2. Basanites à structure porphyrique (Fig. 30)

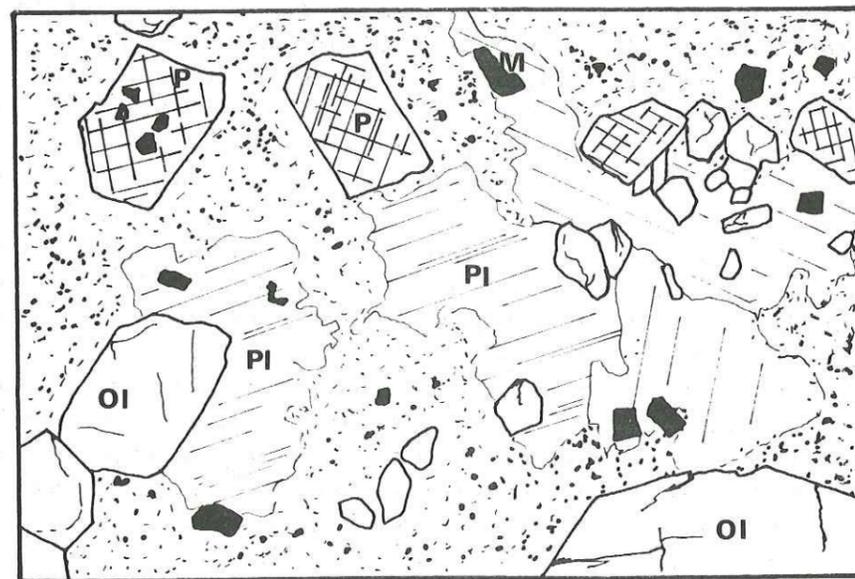
Ce sont des laves gris-sombre montrant à l'oeil nu outre les phénocristaux de ferromagnésiens plus ou moins abondants, de nombreuses lattes de plagioclase (de plusieurs millimètres) à facettes brillantes en cassure fraîche.

Microscopiquement, la roche se distingue de la précédente par la quasi-absence de verre, celui-ci étant remplacé par un fond formé de grandes plages poecilitiques de plagioclase (An 60-70) plus grands que les phénocristaux eux-mêmes. On



éch. 688
NS9

Fig. 29 - Basanitoïde microlitique x60



éch. 805
RS6

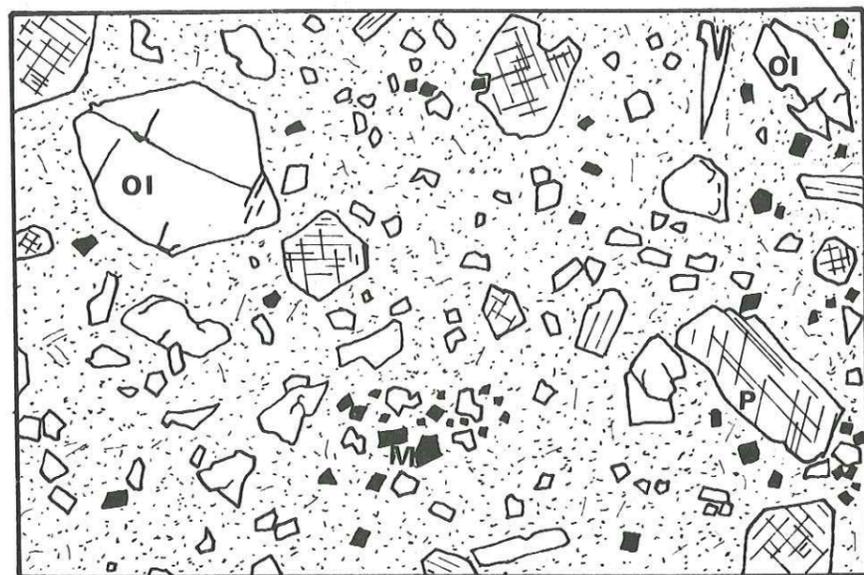
Fig. 30 - Basanite porphyrique x60

Pl : Plagioclase

P : Pyroxène

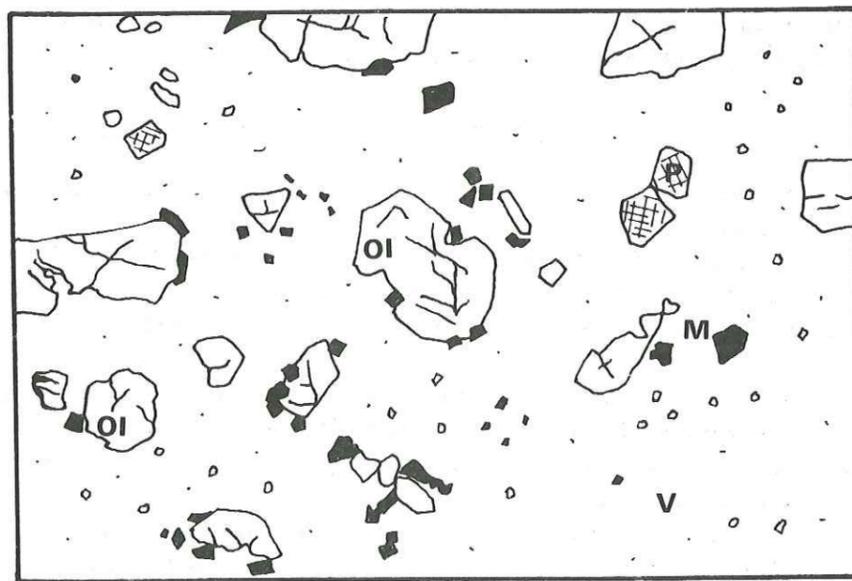
OI : Olivine

M : Magnétite



éch. 651
NB2

Fig. 31-Basanite ankaramitique x20



éch. 725
R.I.P.

Fig. 32- Limburgite ankaramitique x20

OI: Olivine

P: Pyroxène

M: Magnétite

V: Verre brun

note en outre la présence de feldspathoïdes bien développés. On ne trouve aucun microlite de plagioclase. Cette cristallisation particulière coexiste parfois avec la structure microlitique.

Ce faciès se rencontre dans la nappe de la Jarrige (SB3 -éch. 448) ou dans la coulée terminale de Chabrunat (RS6 -éch. 805). Il a été également décrit à la Sagnette (WB1 -éch. 330) (A. de GOER - N. VATIN-PERIGNON, 1965) un affleurement interprété comme un sill probable en rapport avec les coulées basales du Haut-Epi (WB1). Localement à la Sagnette se différencie dans ces roches des faciès pegmatitoïdes que nous n'étudions pas ici.

3. 1. 3. Basanites ankaramitiques (Fig. 31)

Elles ne diffèrent des basanites à structure microlitique que par un appauvrissement en microlites de feldspath et un enrichissement corrélatif en pyroxène; les pyroxènes de la mésostase sont tous jointifs. L'indice de coloration de ces laves est supérieur à 60 et le calcul de la norme fait apparaître un net déficit en silice. Ce faciès se rencontre dans la nappe de Frippes-Luc (NB2 -éch. 651).

3. 1. 4. Limburgites (Fig. 32)

Faciès hétéromorphe des trois précédents, il ne s'en distingue que par sa richesse en verre brun. Il est représenté, en particulier, par les limburgites infra-planésiennes de Neussargues et de l'Alagnon (NIP -éch. 742 - RIP -éch. 725-827) et les limburgites miocènes du bassin de Saint-Flour (éch. 40-41).

Remarque

L'échantillon 508 (rapporté à l'horizon de Fressange - SS5) montre un faciès subholohyalin (70% de verre) où seuls sont exprimés des microcristaux et cristallites d'olivine, opaque et apatite. Elle a été qualifiée de tachylite.

3. 2. Basaltes à structure doléritique

C'est un ensemble relativement homogène où le calcul de la norme fait apparaître soit de l'hypersthène soit de la néphéline en très faible quantité. Les laves ne contiennent jamais de feldspathoïdes exprimés. Leur caractéristique essentielle tient à leur structure, leur richesse en plagioclase et à la relative abondance des phénocristaux d'olivine. Elles sont fréquemment finement vésiculées. Il existe malgré tout des variations à l'intérieur du groupe, dues principalement à des modifications de la taille des plagioclases et à la présence ou absence de verre. On peut distinguer:

- un type franchement doléritique: avec d'une part les dolérites grises de l'épisode "clair" intermédiaire et d'autre part les "dolérites vertes" intercalées dans la série sombre inférieure.
- un type finement microdoléritique présent uniquement dans la série "clair" intermédiaire.

3. 2. 1. Les dolérites grises (Fig. 33)

Macroscopiquement la roche est généralement claire, presque microgrenue. Les lattes feldspathiques sont visibles à l'oeil nu ainsi que l'olivine.

Microscopiquement la structure est doléritique intergranulaire. Les phénocristaux sont essentiellement représentés par des plagioclases millimétriques (An 60) et des olivines automorphes, rarement par des pyroxènes. Ces derniers se trouvent surtout sous forme de microcristaux automorphes disposés entre les nombreuses

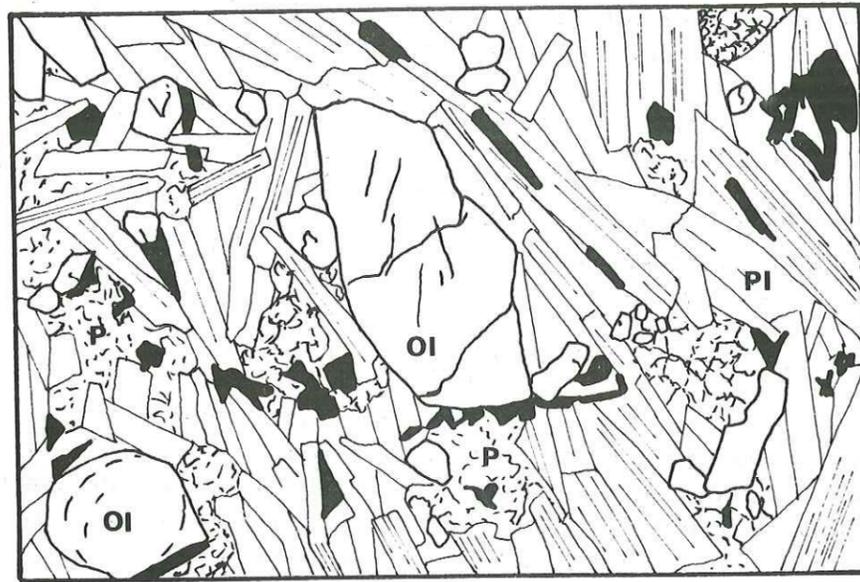
éch. 527
SM1

Fig. 33 - Basalte à structure doléritique x 20

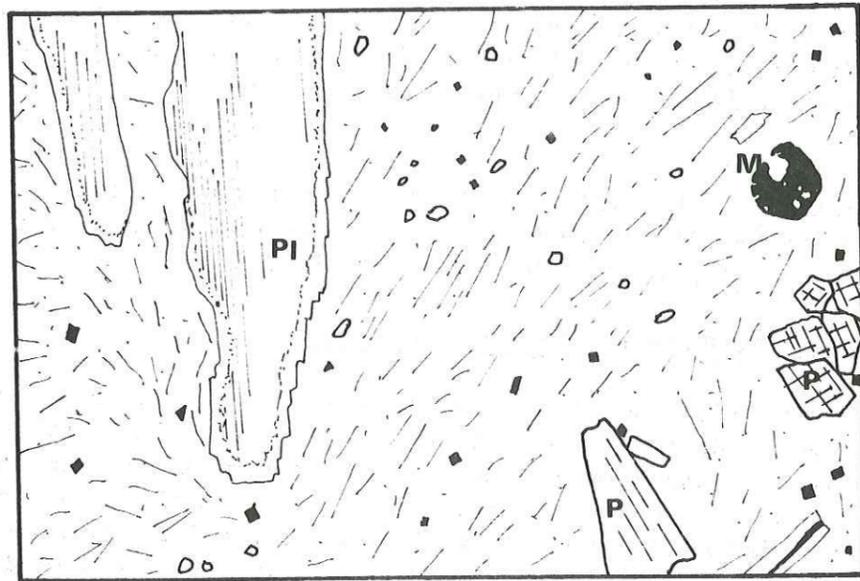
éch. 479
βm1

Fig. 34 - Basalte miocène à tendance hawaïtique x 20

OI : Olivine PI : Plagioclase
 P : Pyroxène M : Magnétite

lattes feldspathiques enchevêtrées. La magnétite, qui ne forme jamais de phénocristaux comme dans les basanites, se présente en plaquettes allongées, en polyèdres à angles aigus. Les pores ainsi que le fond et les fissures de la roche sont fréquemment tapissés de produits serpentineux verdâtres. Ce type de lave est représenté par la nappe de Bouzentès (SM2).

Des pegmatitoïdes, correspondant à ces roches, ont été également décrits (A. de GOER, 1968).

3. 2. 2. Les dolérites vertes

C'est un faciès propre aux nappes de Latga (NB7) et de Tagnac (SB4).

L'aspect macroscopique est très différent de celui des dolérites grises, en effet elles présentent une couleur beaucoup plus sombre, verdâtre.

L'aspect microscopique en est cependant très proche. La seule différence notable est marquée par la présence de phénocristaux de pyroxène en plus grand nombre et par un habitus légèrement différent des minéraux opaques, ces derniers ayant tendance à être plus automorphes. Ces roches ont également un indice de coloration plus élevé que celui des dolérites grises.

3. 2. 3. Les microdolérites

Macroscopiquement, la roche est claire mais ne montre pas de lattes feldspathiques.

Microscopiquement, la structure est microdoléritique, tendant dans de rares cas à une structure microlitique riche en feldspath.

D'une manière générale, tous les minéraux sont de plus faibles dimensions que dans les faciès précédents. L'olivine y constitue encore l'essentiel des phénocristaux, mais le pyroxène peut également jouer ce rôle. Les lattes feldspathiques inframillimétriques forment un feutrage serré. Ce faciès est bien représenté par les nappes de Loubizargues (WM1), des Valettes (NM1) et de Mallet (RM1).

3. 3. Basaltes à tendance hawaïtique (Fig. 34)

C'est un groupe propre aux basaltes miocènes. Il s'agit des roches les plus claires de toute la série étudiée. Elles sont mésocrates à subleucocrates. Le calcul de la norme y fait apparaître, comme dans les dolérites, soit de l'hypersthène, soit de la néphéline en très faible quantité.

Nous ne possédons que quatre analyses complètes de ces faciès et si les structures microscopiques sont assez variables d'une unité à l'autre, voire dans une même unité (trachytique aphyrique, le Rougeat éch. 754-759 - microlitique porphyrique, les orgues de Saint-Flour - microlitique aphyrique, les orgues de Saint-Flour éch. 961), ces laves présentent cependant une bonne homogénéité chimique. Les microlites feldspathiques abondants sont plus acides (An 45-50) que dans les autres faciès, et de plus grande taille que dans les laves microlitiques. La magnétite est souvent présente à l'état de microphénocristaux à bords festonnés. Les roches montrent une nette tendance à l'aphyrisme; on trouve des phénocristaux de plagioclase occasionnellement. L'olivine est présente en faible quantité et uniquement sous forme de microcristaux. Toutefois le pourcentage volumétrique des minéraux femiques reste dans certains cas supérieur à 40%. Ce ne sont donc pas de vraies hawaïtes bien qu'elles s'en rapprochent beaucoup par la structure.

4. Minéralogie4. 1. Les péridots

Ils sont en majorité représentés par des phénocristaux, pouvant former jusqu'à 22% du volume total de la roche dans les basaltes "doléritiques" (SM2 - éch. 182 - RB8 - éch. 701 - SB6 - éch. 190), jamais plus de 17% dans les basaltes "sombres", y compris les ankaramites. Les microcristaux représentent en moyenne 3 à 6% de la roche, et jusqu'à 12% dans les dolérites (SM2 - éch. 512 - RM1 - éch. 815).

4. 1. 1. Habitus

Les phénocristaux sont généralement automorphes, corrodés dans les faciès microlitiques sombres, limités par les faces (010) et (021). Le développement suivant la face (010) donne parfois des cristaux très allongés, en forme de lattes ou de coins aigus (NS9 - éch. 690). Ils présentent parfois des contours arrondis, des formes globulaires, surtout dans les dolérites. Les microcristaux apparaissent en granules disséminés parfois automorphes, souvent ronds.

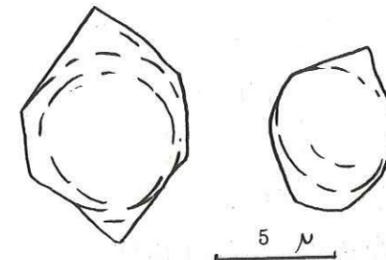


Fig. 35 - Plans de fissuration courbes dans les olivines. éch. 527 - SM1

Le clivage (010) est souvent visible, mais aussi le clivage (100) surtout lorsqu'il est souligné par l'altération. Seul les péridots des nodules de péridotite sont maclés. En plus de ces plans cristallographiques, on note des plans de fissuration plus ou moins courbes et grossièrement concentriques, se développant à la partie périphérique du cristal (Fig. 35).

Les péridots sont généralement dépourvus d'inclusions. Seule la magnétite, parfois disposée selon le clivage (100), et le spinelle sont englobés.

Les phénocristaux sont rarement zonés, néanmoins, lorsque cela se produit, la zonation est continue et progressive.

4. 1. 2. Composition

Quatre analyses à la microsonde ont été effectuées afin de préciser la composition chimique des péridots des laves étudiées. Pour se faire les échantillons suivants ont été choisis :

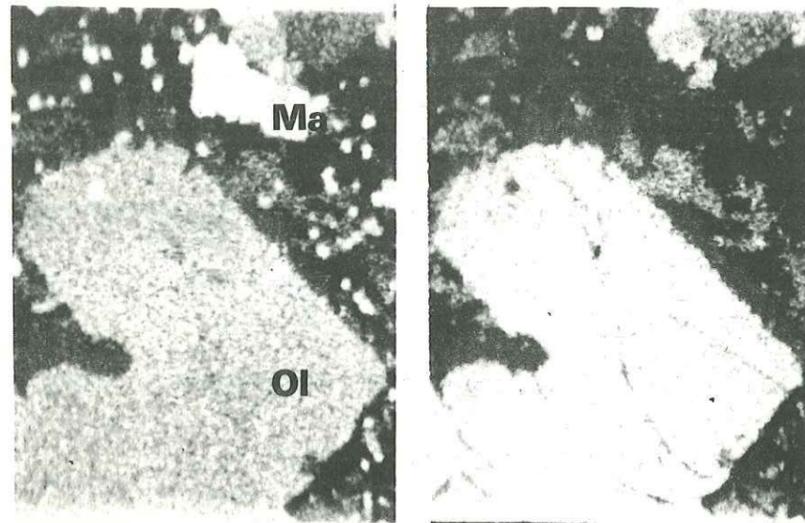
- basanitoïde des culots du moyen-Epi SS7 - éch. 457.
- ankaramite de la nappe du Bourg WB8 - éch. 359
- dolérite verte de la nappe de Latga NB7 - éch. 185
- dolérite grise de la nappe de Bouzents SM2 - éch. 123

Les analyses ont été faites dans les échantillons de référence des analyses chimiques. Les résultats bruts de l'analyse, les formules structurales et les pourcentages de composants polaires ont été consignés dans le tableau 17.

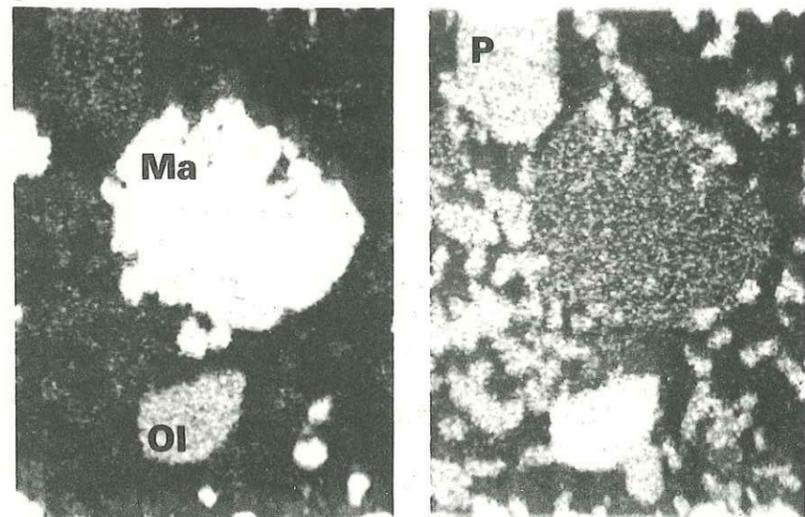
Tous les péridots analysés sont riches en forstérite. Leur composition varie entre Fe_{79} et Fe_{84} , les valeurs les plus magnésiennes étant obtenues pour les dolérites. Cependant, compte tenue du petit nombre d'analyses et du faible écart de composition décelé entre les différentes catégories de laves, ces résultats ne doivent pas être extrapolés à l'ensemble des roches étudiées.

Afin d'élargir ces données quelques mesures optiques (angle 2V) ont

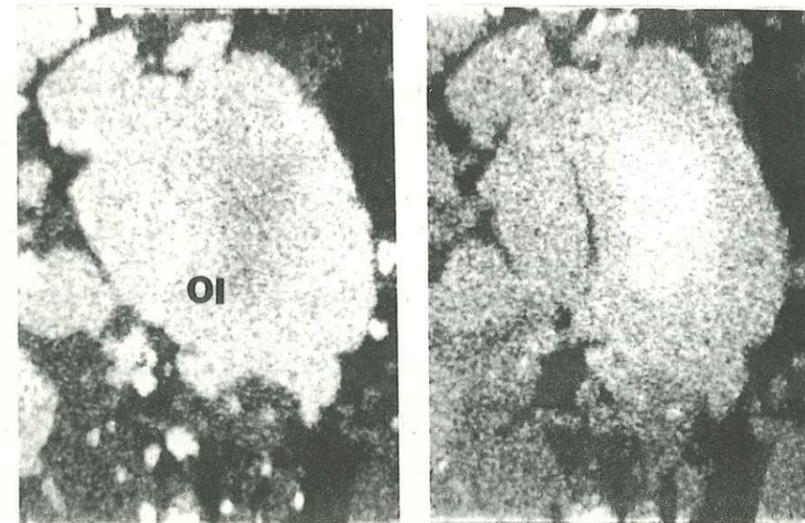
Fig. 36 - Spectre de répartition de Fe et Mg dans les olivines



a éch. 858 RS6



b éch. 805 RS6



c éch. 805 RS6

Tableau 17 : Analyses chimiques des péridots

Réf. échant.	359	123	185	457
% oxydes				
SiO ₂	40,09	40,93	39,72	41,17
Al ₂ O ₃	-	0,12	-	-
MgO	39,23	41,47	43,61	39,62
FeO+Fe ₂ O ₃	18,82	15,37	15,26	17,86
CaO	-	0,27	-	-
Total	98,14	98,15	98,60	98,65
Cations sur la base de 4 oxygènes				
Si	1,036	1,040	1,008	1,050
Al	-	0,004	-	-
Mg	1,521	1,581	1,660	1,517
Fe	0,405	0,325	0,322	0,379
Ca	-	0,007	-	-
X	1,929	1,917	1,932	1,896
%Forstérite	Fo ₇₉	Fo ₈₃	Fo ₈₄	Fo ₈₀

Analystes : M.C. Forette et G. Frot, E.N.S.M. Paris (sonde Cameca).

été effectuées et reportées en utilisant la courbe de W. A. DEER et al. (1963), sur quatre échantillons présentant eux aussi une assez grande diversité:

- basanite porphyrique de l'horizon de Fressanges SS5 - éch. 422 - Fo₉₈ - Fo₅₀
- basanite ankaramitique de l'horizon des Truffières SS3 - éch. 423 - Fo₉₈ - Fo₆₅
- dolérite verte de la nappe de Tagenac SB4 - éch. 461 - Fo₇₇ - Fo₆₅
- dolérite grise de la nappe de Bouzents SM2 - éch. 512 - Fo₇₇ - Fo₆₅

Les résultats ne sont donc pas homogènes. Dans deux cas (les dolérites), les mesures optiques sont en contradiction avec l'analyse chimique. Les péridots des basaltes sombres semblent présenter un éventail de composition plus large. Certaines valeurs extrêmes (Fo₉₈) pourraient provenir de péridots très magnésiens présents dans les nodules de péridotite, courants dans ces laves et partiellement désagrégés dans la roche.

La variation de composition a pu être montrée également au sein d'une même coulée ou d'un même minéral par obtention de clichés de diffraction X (scanning) afin d'obtenir le spectre de répartition de certains éléments (Fig. 36) (Fe et Mg principalement). Les olivines des échantillons analysés proviennent de:

- basanite porphyrique, coulée terminale de Chabrunat RS6 - éch. 805
- basanite microlitique, coulée terminale du Puy de la Rode RS6 - éch. 858

L'image X étant d'autant plus claire que le taux de l'élément est plus fort, on n'observe pas d'évolution homogène selon la taille des cristaux en a et b. En c, on peut observer une zonation progressive intéressante. L'olivine étudiée s'enrichit en fer vers la périphérie. Ce phénomène relativement normal sera expliqué dans le cadre des successions minéralogiques.

En définitive, d'après les données que nous avons, il n'apparaît pas de différence notable entre les différents faciès basaltiques, au niveau de la com-

position chimique des péridots.

4. 1. 3. Altération

Plusieurs types d'altération ont été trouvés, se superposant parfois.

Iddingsite

Lorsqu'elle est bien développée, il s'agit de cristaux en baguettes allongées suivant (001), pléochroïques, jaune-doré à brun-orange, à extinction droite. Mais la plupart du temps, elle forme des amas microcristallins en tâches floues.

Elle forme généralement une gaine à la périphérie du péridot, s'insinuant de manière centripète dans les fissures, mais aussi se propageant préférentiellement selon le clivage (100), formant ainsi une trame qui envahit petit à petit le minéral jusqu'à le pseudomorphoser complètement.

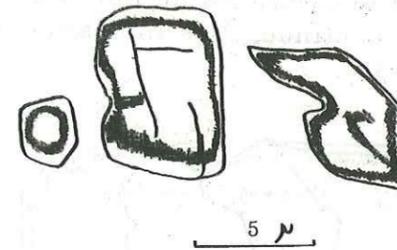


Fig. 37 - Anneau d'iddingsite dans une olivine éch. 130 SS3 - basalte sombre de l'horizon des Truffières

Lorsque les cristaux sont corrodés, la frange d'iddingsite suit les golfes de dissolution. De même on peut voir assez fréquemment un coeur péridotique gainé d'iddingsite puis frangé par un nouvel anneau de péridot (Fig. 37). La formation d'iddingsite est donc un phénomène contemporain de la fin de cristallisation des

minéraux intratelluriques. Elle traduit une oxydation du fer liée aux gaz magmatiques.

Antigorite et calcite

Ce type d'altération est moins fréquent. Il est postérieur à l'iddingsitisation qu'il recoupe. On peut voir des amas microcristallins en fibres allongées remplissant des fissures, ou en nodules fibroradiés, ou encore des amas amiboïdes, des agrégats de plages diversement orientées, de couleur brun-verdâtre à vert pomme (bowlingite).

L'antigorite se dispose, en général, à la périphérie du minéral. Sa formation est toujours accompagnée par la calcitisation partielle ou totale du péridot. Ainsi les filonnets serpentines qui traversent le minéral hôte montrent fréquemment des épontes calciteuses. Lorsque l'altération est plus poussée, trois ou quatre grandes plages de calcite pseudomorphosent le péridot. Cette transformation a pour corollaire l'altération des pyroxènes.

4. 2. Les orthopyroxènes

Nous ne les avons trouvés que rarement (basanite porphyrique, coulée terminale de Chabrunat RS6 - éch. 805 - basanite microlitique, coulée terminale du Puy de la Rode RS6 - éch. 858 - basanite microlitique, nappe de Frrippès-Luc NB2 - éch. 651) à l'état de reliques au coeur des clinopyroxènes ou dans les nodules de péridotite. Nous parlerons ultérieurement de ces phénomènes.

Il s'agit d'enstatite: $2V = +81 (En_{92}Fe_8)$ dans les nodules
 $2V = +86 (En_{88}Fe_{12})$ cristal relique dans un clinopyroxène.

4. 3. Les clinopyroxènes

Contrairement aux périclites, ils sont plus représentés dans les basaltes "sombres" que dans les "clairs" et c'est même essentiellement leur pourcentage qui caractérise les termes "sombres". De même ils sont en général en plus grande proportion dans la mésostase que dans les phénocristaux.

4. 3. 1. Habitus

Micro et macrocristaux sont automorphes, souvent regroupés en amas aux contours arrondis. Ils sont fréquemment maclés selon (100) et zonés en sablier.

Les parties centrales des phénocristaux sont souvent riches en inclusions de verre et magnétite, plus ou moins orientées selon les clivages du minéral, formant un réseau, alors que la partie périphérique est continue. Les inclusions peuvent avoir également une répartition annulaire (Fig. 38).

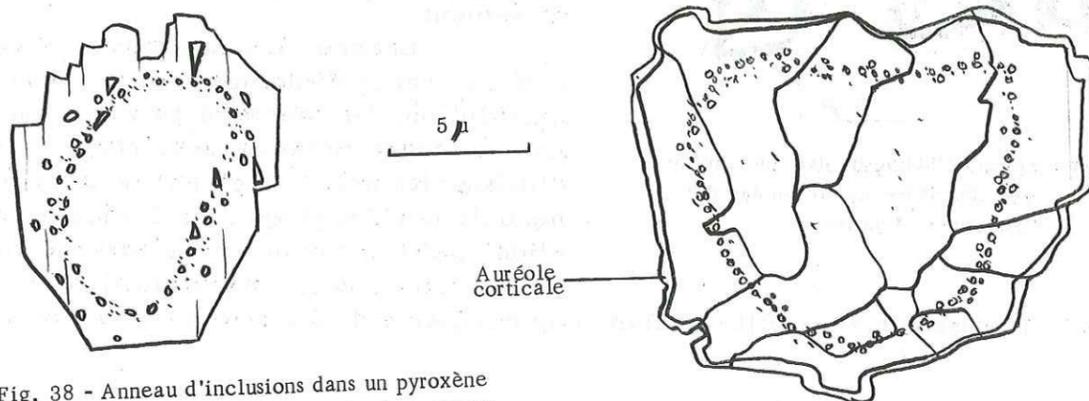


Fig. 38 - Anneau d'inclusions dans un pyroxène éch. 522-Bmk ankaramite basanitique

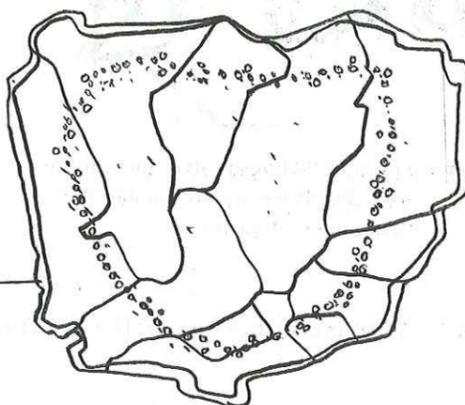


Fig. 39 Gloméroporphyre de pyroxènes, zoné éch. 457-SS7 basanitôide des culots du moyen Epi

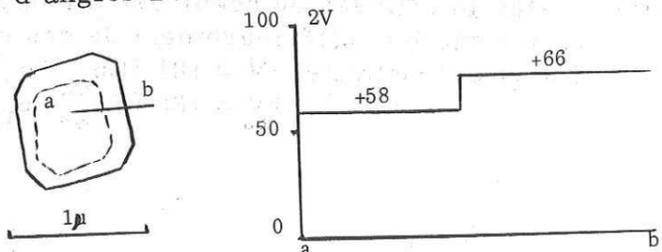
Les clinopyroxènes sont toujours zonés, au moins dans une mince auréole externe. Inclusions et zonations sont également visibles lorsqu'on est en présence d'un agrégat (Fig. 39), l'ensemble des cristaux du gloméroporphyre se comportant comme un seul minéral.

Dans les basaltes "sombres", on peut souvent voir un coeur pléochroïque vert à brun-vert, à contours arrondis au centre des phénocristaux, qui ne s'observe jamais dans les basaltes à faciès doléritique. Seule l'enveloppe externe du minéral est automorphe. Elle est constituée par une zone limpide passant à sa périphérie à une auréole pléochroïque brun-mauve, lie de vin; cette dernière couleur est d'ailleurs celle de tous les microlites.

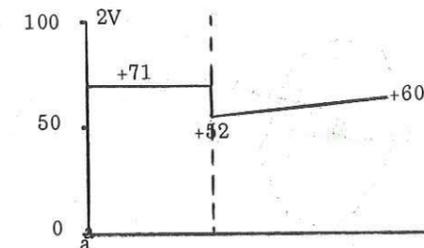
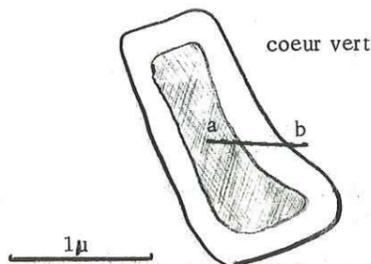
On peut donc établir la succession suivante, pour les basaltes "sombres":
 coeur vert- zone intermédiaire limpide- zone corticale brun-mauve
 pour les basaltes "clairs":
 zone centrale limpide- zone corticale brun-mauve.

Quelques mesures d'angles 2V ont été faites pour illustrer les diverses zonations.

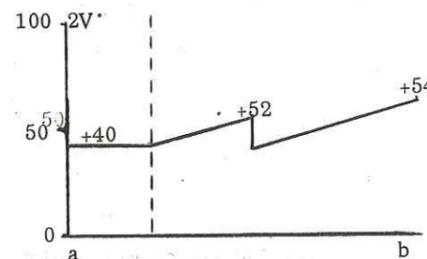
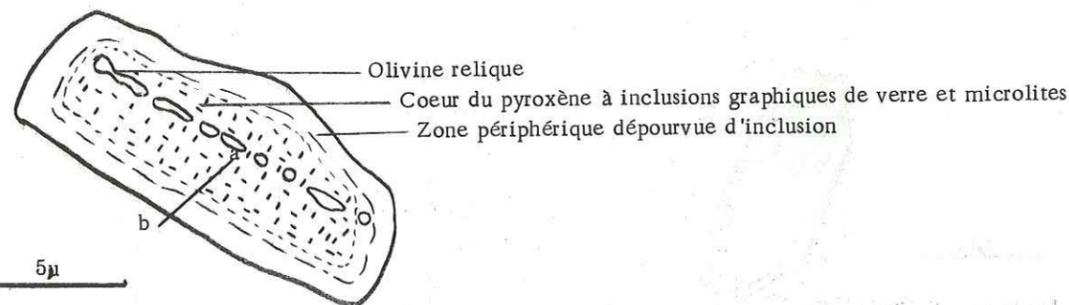
Basalte miocène sub-leucocrate du promontoire de Rochegonde. éch. 479 .



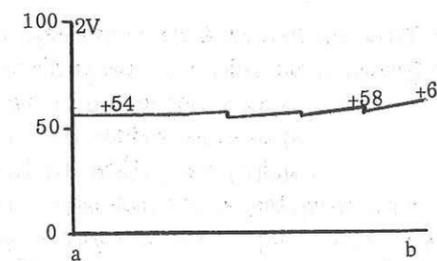
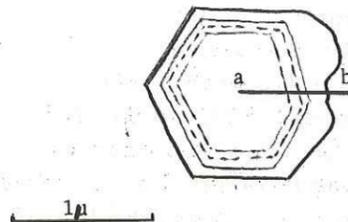
Basanite de la coulée sub-terminale de Chabrunat, RS7 - éch. 779



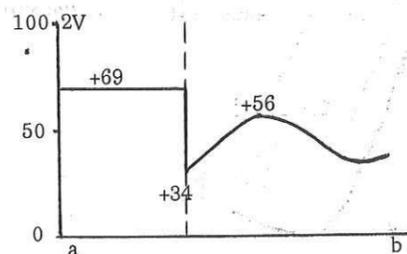
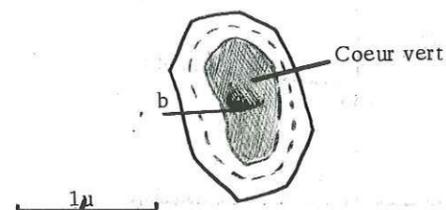
Ankaramite limburgitique : basanite noire de l'Alagnon RIP - éch. 827



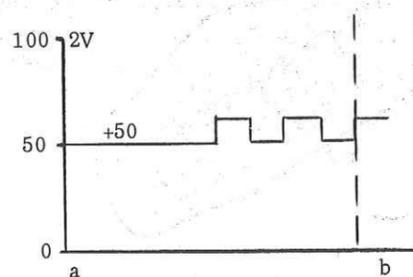
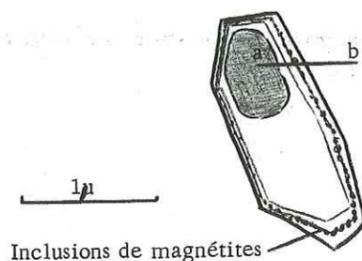
Ankaramite limburgitique : basanite noire de l'Alagnon RIP - éch. 827



Basanite de la coulée sub-terminale de Chabrunat RS6 - éch. 805



Basalte à structure doléritique du Puy de la Rodes RM2 - éch. 844



Les coeurs verts ont donc des valeurs de 2V compris entre +69 et +71. Pour le reste des minéraux, on a 2V = +50 à +60 dans la plus grande majorité.

4. 3. 2. Composition

Des analyses à la microsonde ont été effectuées sur trois des échantillons précédemment utilisés pour l'étude des olivines:

- ankaramite de la nappe du Bourg WB8 -éch. 359
- dolérite verte de la nappe de Latga NB7 -éch. 185
- dolérite grise de la nappe de Bouzentès SM2 -éch. 123

Les résultats d'analyses, formules structurales et teneurs en composants polaires Ca - Mg - Fe ont été reportés dans le tableau 18. La distribution des ions dans les groupes Z et (W X Y) a été effectuée selon la méthode de H. A. HESS et R. BROUSSE, (1960). Les teneurs en fer étant fournies sous forme de fer total, nous avons fait les calculs en distribuant également ce dernier entre Fe_2O_3 et FeO. Des calculs effectués avec une valeur de Fe_2O_3 égale au fer total ont montré des résultats très semblables; en particulier, le pourcentage de

Tableau 18 : Analyses chimiques des pyroxènes

Réf. échant.	359	123	185
% oxydes			
SiO ₂	48,89	49,47	49,38
Al ₂ O ₃	6,62	5,57	6,07
MgO	13,21	14,28	12,87
Fe ₂ O ₃	2,78	2,77	3,51
FeO	2,78	2,77	3,51
CaO	22,58	21,51	20,98
Na ₂ O	0,58	0,53	0,98
TiO ₂	2,37	1,78	1,52
Cations sur la base de six oxygènes			
Z Si	1,797	1,830	1,836
Z Al	0,226	0,189	0,193
Al	0,060	0,052	0,073
Y Ti	0,065	0,049	0,042
Y Fe ⁺⁺⁺	0,076	0,085	0,098
X Fe	0,085	0,085	0,108
X Mg	0,728	0,792	0,718
W Ca	0,889	0,855	0,836
W Na	0,041	0,038	0,063
Z	2,023	2,019	2,030
W X Y	1,977	1,980	1,970
% Al dans Z	11,17%	9,36%	9,48%
Composants polaires			
Ca	50,00	47,28	47,50
Mg	40,94	43,80	40,80
Fe	9,05	8,90	11,70

Analystes : M.C. Forette et G. Frot, E.N.S.M., Paris (sonde Cameca).

Fig. 40 - Situation des pyroxènes dans le trapèze de Hess

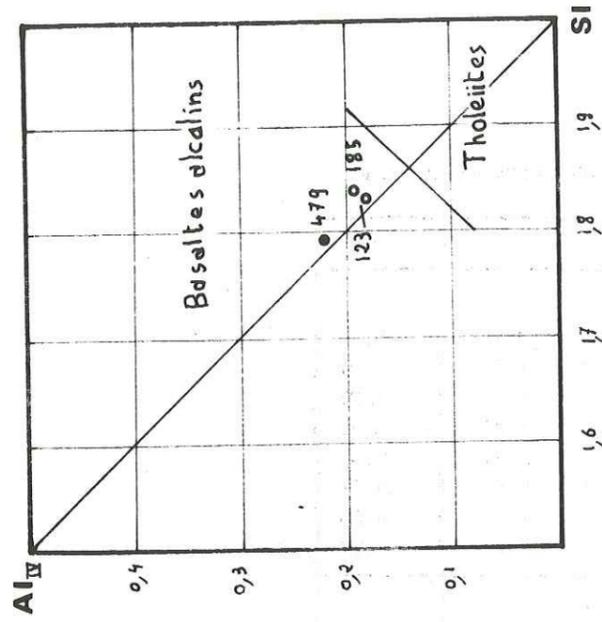
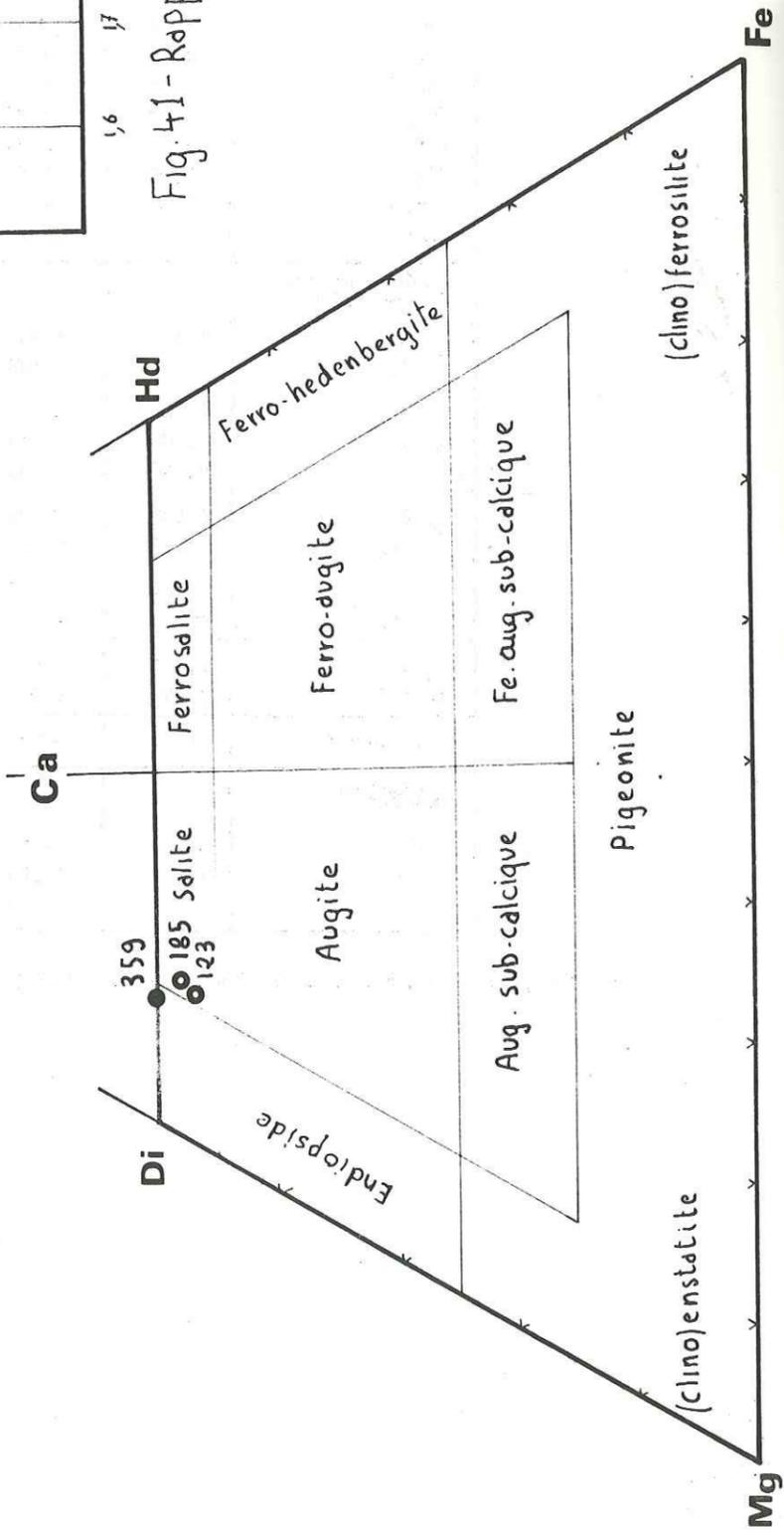
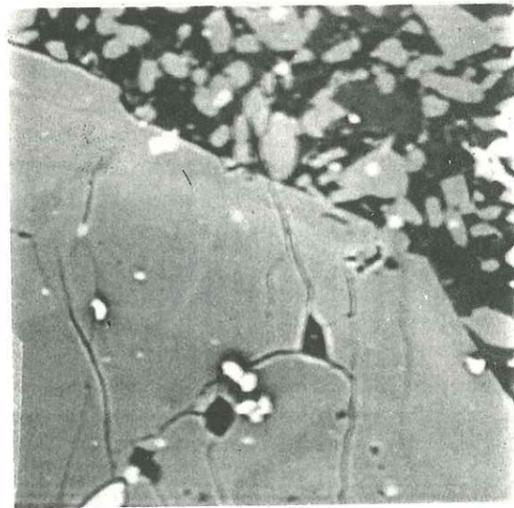
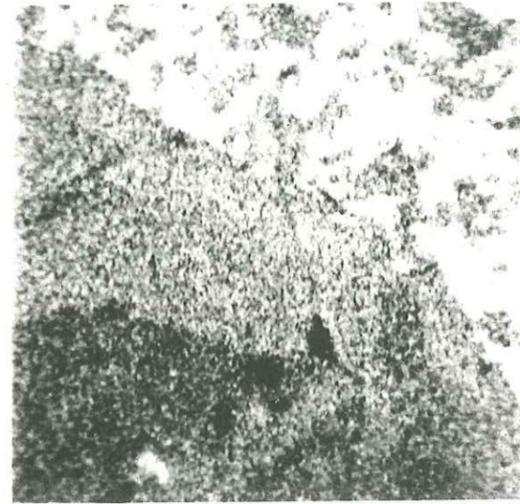


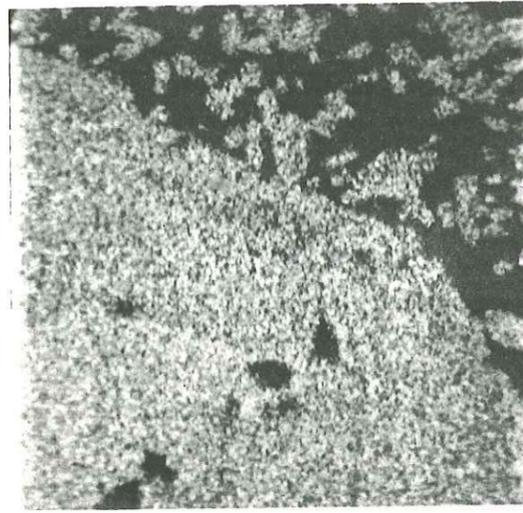
Fig. 41 - Rapport Si/Al^{IV}



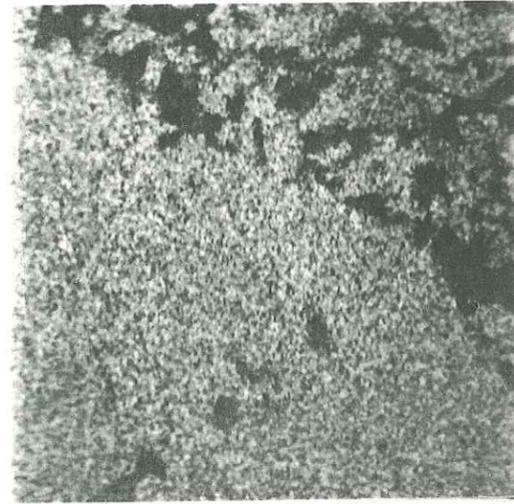
Total



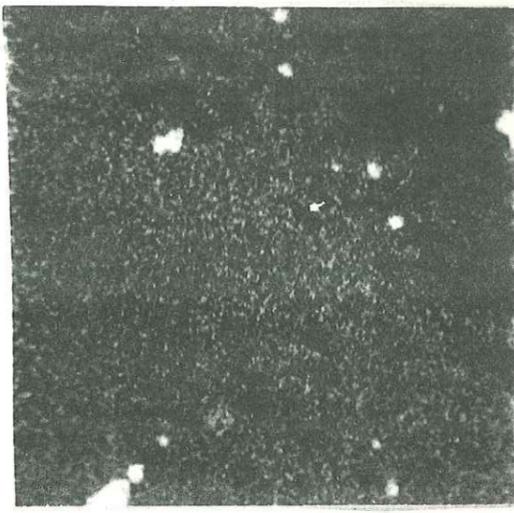
Al



Mg



Ca



Fe

100 μ

Fig. 42 - Spectre de répartition de quelques éléments dans un pyroxène : éch. 827 RIP.

substitution de Al subit une diminution inférieure à 1%.

Dans les diagrammes de A. POLDERVAART et H. H. HESS (1951), les points représentatifs se regroupent dans le domaine des diopsides-salites (Fig. 40). Il n'apparaît pas de différence notable entre les divers types de roches étudiées. Toutefois aucune mesure n'a été effectuée dans les coeurs verts des clinopyroxènes des basaltes "sombres".

Pour ces derniers, les mesures optiques donnent une composition d'augite aegyrienne (pôle augite).

En ce qui concerne les salites, le calcul de la formule structurale montre que le remplacement de Si par Al atteint des valeurs élevées (tableau 18) entre 9 et 11,5% (7% en moyenne pour les salites d'après W. A. DEER et al, 1963). Cette substitution importante permet d'expliquer le déficit virtuel en SiO_2 des basanitoïdes qui ne contiennent cependant apparemment pas de feldspathoïde. De telles valeurs ont été signalées dans les salites du Devès (M. NORMAND, 1973) et apparaissent comme des caractéristiques des clinopyroxènes des basaltes alcalins.

Le rapport $\text{Si}/\text{Al}_{\text{IV}}$ permet d'ailleurs de distinguer les clinopyroxènes de magma alcalin de ceux des autres lignées magmatiques (I. KUSHIRO, 1960). On remarquera sur la figure 41 (malgré le petit nombre d'analyses) que le pyroxène de la dolérite grise (éch. 123) se rapproche le plus du domaine des tholéites, la substitution étant inférieure à 10%, alors que celui de l'ankaramite (éch. 359) en est le plus éloigné. La salite de la dolérite verte (éch. 185) occupe une position intermédiaire.

Enfin les microcristaux et les zones corticales pléochroïques, brun-mauve, des phénocristaux dans toutes les catégories de lave pourraient traduire des teneurs plus élevées en TiO_2 . On sait par ailleurs (J. F. G. WILKINSON, 1956- H. G. HUCKENHOLZ, 1965 et T. TIBA, 1966) que les microcristaux diffèrent des phénocristaux par un enrichissement en Fe, Ti et Na.

Nous avons pu préciser au moyen d'un cliché de diffraction X, le spectre de répartition de quatre éléments dans un pyroxène zoné d'une ankaramite limburgitique. Il s'agit de l'échantillon 827 - basanite noire de l'Alagnon RIP. Le cristal étudié présente un coeur vert. On remarque une très nette zonation se traduisant depuis le centre jusqu'à la périphérie par une augmentation de Al et une diminution mineure de Mg, Ca et Fe restant constant. On pourra remarquer une même évolution sur un microphénocristal de l'échantillon 805, figure 36b. Les microcristaux de la mésostase ont une composition apparemment identique à la zone externe du phénocristal étudié.

Des mesures en continu à la microsonde depuis le centre jusqu'à la périphérie, de clinopyroxènes zonés optiquement, n'ont montré que des variations pour Al, les autres éléments variant de manière insignifiante.

En résumé, comme dans le cas des olivines, il n'apparaît pas de différence chimique notable au niveau des clinopyroxènes des différentes séries basaltiques de la planèze de Saint-Flour (sauf peut-être la substitution de Si par Al). D'autre part les trois couples de pyroxène - périclase étudiés dans les échantillons 359 - 185 - 123 ne montrent pas d'évolution homogène en ce qui concerne Fe - Mg.

4. 3. 3. Altération

Antigorite et calcite

On observe les mêmes phénomènes que pour l'altération de l'olivine. Nous pouvons cependant noter que les zones centrales incolores, riches en inclusions de magnétite ainsi que certains coeurs verts pléochroïques sont plus facilement calcitisés, ce qui traduit une plus grande teneur en Ca du minéral.

4. 4. Les amphiboles

C'est un minéral relativement rare et toujours en voie de résorption. S'il est présent dans quelques basaltes "sombres" (coulée subterminale de Chabrunat RS7 -éch. 779), ou les basaltes "clairs" miocènes (basalte subleucocrate de Rochegonde -éch. 479), il ne l'est jamais dans les basaltes à structure doléritique.

4. 4. 1. Habitus

Il s'agit de grands prismes automorphes; nous ne les avons jamais trouvés dans la mésostase des laves.

4. 4. 2. Composition

C'est une hornblende brune, fortement pléochroïque, jaune-brunâtre délavé à brun-doré.

- 2V = -80,5 basalte miocène subleucocrate hawaïtique, coulée du promontoire de Rochegonde -éch. 479.

- 2V = -76 ankaramite, coulée terminale de Chabrunat RS7 -éch. 779.

Il est probable qu'il s'agit de kaersutite, amphibole brune, riche en TiO_2 , caractéristique des magmas basaltiques alcalins sous-saturés (J. F. G. WILKINSON, 1961).

4. 4. 3. Altération

Rhonite et magnétite

La résorption se fait à partir de la périphérie avec production de magnétite formant une gaine et de rhonite disposée perpendiculairement aux faces du cristal. La rhonite se présente en petites baguettes pléochroïques marron-clair à marron-sombre, presque opaques. Ce mode d'altération ou plutôt de résorption lorsqu'il est très poussé, se traduit par la disparition du minéral sous une trame néoformée de rhonite, magnétite, biotite et clinopyroxène. La biotite forme alors des alignements perpendiculaires à la rhonite, feldspath et verre sont également présents et forment avec les plages du pyroxène une association graphique (Fig. 43). Il y a donc déstabilisation de l'amphibole en clinopyroxène.

4. 5. Les minéraux opaques

4. 5. 1. Habitus

Ils ont des habitus très différents selon la structure du basalte.

Dans tous les basaltes "sombres", ainsi que dans les basaltes "clairs" miocènes, ils sont présents dans les deux temps de cristallisation, en phéno et en microcristaux. Nous ne les avons jamais trouvés en phénocristaux dans les basaltes à structure doléritique.

Dans les premiers, les phénocristaux se présentent en section carrée ou losangique à bords festonnés ou ajourés (Fig. 44) au contact de la mésostase. Nous n'avons pas observé ce phénomène au contact des phénocristaux. Les microcristaux sont également automorphes. Il n'en est pas de même pour les minéraux opaques des basaltes "clairs".

Dans ces derniers, leur cristallisation semble tardive (Fig. 45). Ils occupent en effet très souvent une position interstitielle entre les baguettes de

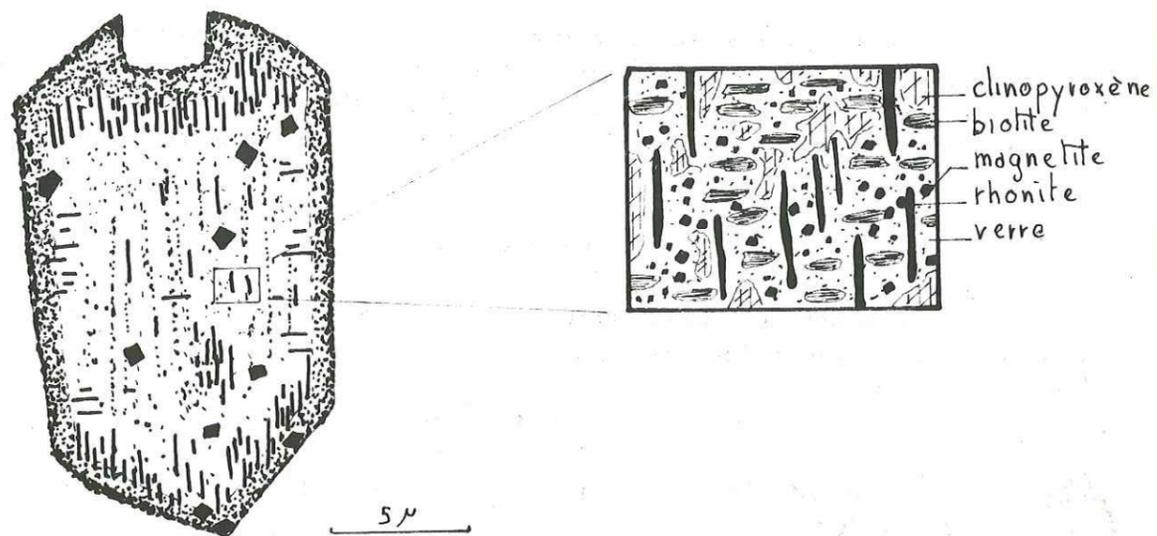


Fig. 43 - Résorption d'une amphibole
(basalte subleucocrate hawaïtique du
promontoire de Roche gonde éch. 479)

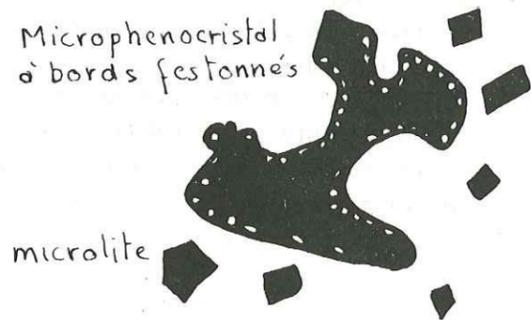


Fig. 44 - Basanites et
basaltes hawaïtiques

Habitus des minéraux opaques

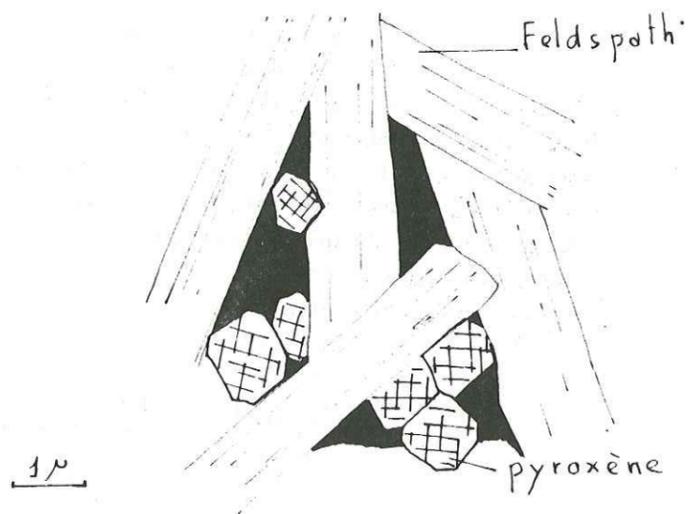


Fig. 45 - Dolérites



Fig. 46 - Grains de magnétite
squelettiques

plagioclases automorphes, formant des "coins", des sections polygonales à angles rentrants; ils sont parfois en mince pellicule sur les faces des olivines. Ils peuvent présenter également des lacunes de cristallisation (squelettal structure). Ils ne sont de plus jamais en inclusions dans les ferromagnésiens.

Dans les nodules de péridotite mais aussi parfois dans les basaltes "sombres", certains phénocristaux de magnétite montrent un coeur de spinelle brun (chromopicotite).

4. 5. 2. Composition

Il s'agit vraisemblablement de titanomagnétite et de magnétite. Une analyse sommaire en lumière réfléchie (sur lame mince) a montré que dans tous les types de basalte, des exsolutions de lamelles d'ilménite existent à l'intérieur des cristaux.

4. 5. 3. Altération

Les minéraux opaques ne sont altérés que dans les basaltes à structure doléritique. Ils montrent alors une couleur rouille sombre, en nuages diffus qui peut gagner le fond de la roche. Il s'agit d'hématite.

4. 6. Réactions entre ferromagnésiens

Magnétite, olivine, orthopyroxène et clinopyroxène montrent parfois des relations particulières entre eux. Ce type de réaction, illustré par la figure 47, ne s'observe que dans les basaltes "sombres", jamais dans les basaltes "clairs", et traduit toujours l'assimilation des nodules de péridotite. Ceux-ci ont uniformément une composition de lherzolite (olivine - orthopyroxène - clinopyroxène) (A. de GOER, 1972).

En figure 47 est représentée une relique de nodule englobée par de l'augite, dans la basanite porphyrique de la coulée subterminale de Chabrunat RS6 - éch. 804. L'olivine et l'orthopyroxène du nodule sont envahis par de fins vermicules d'augite formant un réseau d'allure myrmékitique; l'iddingsite qui marque la périphérie du nodule semble nettement antérieure à la formation du clinopyroxène. Nous avons pu noter dans un cas la libération de magnétite dans cette transformation.

En figure 48 a, b, c sont illustrés les différents stades de transformation de l'olivine en clinopyroxène au sein de la même lave. Là aussi, l'iddingsite est antérieure à la cristallisation du clinopyroxène, puisqu'elle ne subsiste plus à la fin du processus qu'à l'état de fantôme dans l'augite.

En figure 48 d, nous observons les mêmes transformations à partir d'un orthopyroxène (nappe de Frippès-Luc NB2 - éch. 651).

Enfin en figure 48 e et f, nous n'observons pas de transformation mais simplement plusieurs temps de croissance de l'augite (émission terminale du Puy de la Rode RS6 - éch. 858).

4. 7. Les biotites

Elles sont présentes en faible quantité (moins de 2%) dans tous les groupes basaltiques.

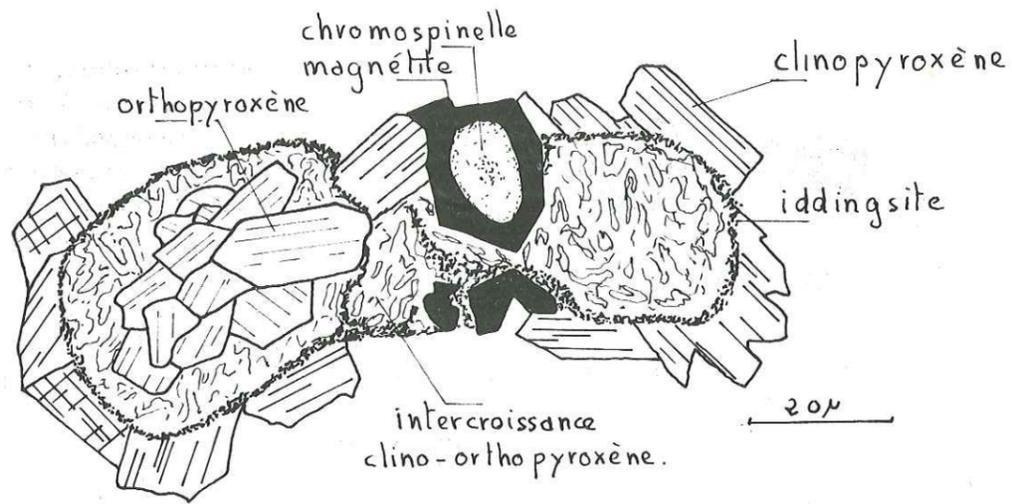
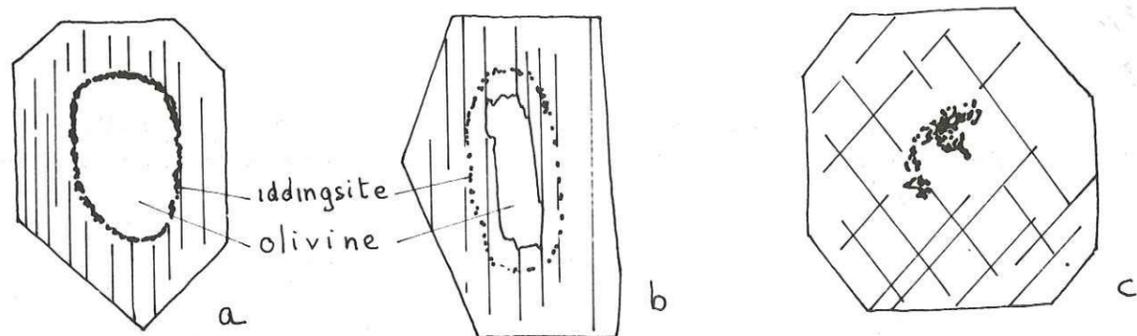


Fig. 47 - Assimilation d'un nodule de péridotite



Transformation olivine-clinopyroxène

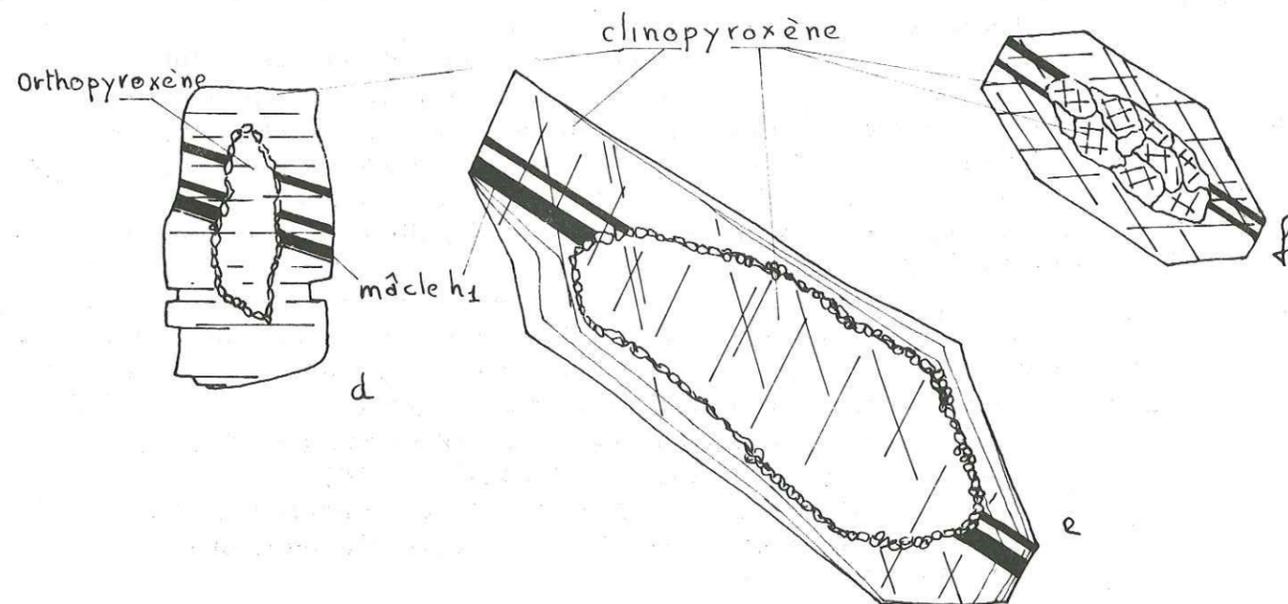


Fig. 48 - Relations entre ferromagnésiens (explication dans le texte)

Dans les basaltes subleucocrates miocènes du Rougeat, elles peuvent former des microphénocristaux en plages déchiquetées, incolores à brun-orangé, ou des sections subhexagonales. Leur limite avec la mésostase est marquée par une auréole de verre et feldspath sans minéraux ferromagnésiens.

Mais de manière générale, elles forment de petites plages disséminées et xénomorphes, ou parfois une auréole, une mince pellicule autour des olivines, pyroxènes et magnétites. Ceci est particulièrement net dans la coulée terminale du Puy de Tanavelle SS5 - éch. 422 (Fig. 49), exceptionnellement riche en biotites, dont certaines sont maclées.

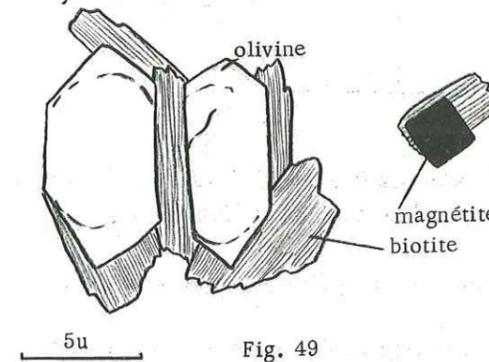


Fig. 49

Dans les basaltes "sombres", elles se trouvent de préférence dans les veinules et les plages du dernier temps de cristallisation, associées au feldspath potassique, verre incolore et anclime.

Dans les "dolérites", elles se présentent en petites plages xénomorphes déchiquetées, en exsolution autour des magnétites, et peuvent être confondues avec de fines lamelles d'hématite translucide.

4. 8. Les feldspaths

Il s'agit essentiellement de plagioclase, le feldspath potassique ne représentant jamais plus de 1% du volume des laves.

4. 8. 1. Les plagioclases

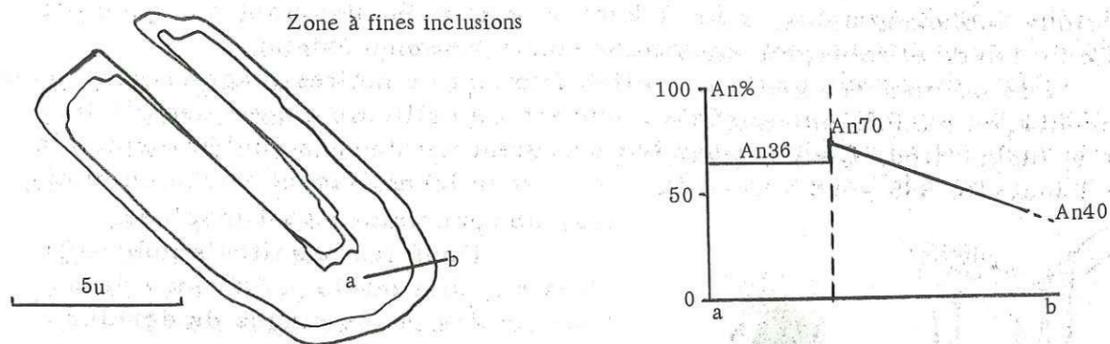
Leur proportion, leur habitus et leur teneur en anorthite constituent des critères essentiels pour la séparation des trois grands groupes basaltiques définis précédemment.

- Dans les basanites à structure microlitique, ils constituent de 5% (ankaramites) à 42% du volume. Ils se présentent en petites baguettes à contours flous maclées albite. Nous ne les avons jamais trouvés à l'état de phénocristaux. Leur composition qui est celle du labrador, est relativement variable selon leur taille: entre An_{55} et An_{63} avec une majorité An_{55} (déterminations faites à la platine théodolite). Dans cet ensemble, seule la coulée de Niermont WS1 - éch. 554 fait exception avec des plagioclases anormalement calciques An_{65-70} .

- Dans les basanites porphyriques où ils représentent 15 à 30% du volume de la roche, ce sont de grandes plages poecilites englobant tous les autres minéraux. Leur composition varie selon la taille: il s'agit de labrador An_{60} à An_{70} pour les plus grands et d'andésine An_{40} à An_{50} pour les plus petits.

- Dans les basaltes miocènes à tendance hawaïtique, ils constituent l'essentiel de la roche (55% pour le Rougeat). Ils sont alors nettement plus grands que dans la structure microlitique banale et on les trouve même à l'état de phénocristaux, toujours zonés; ils sont alors toujours plus calciques que les plagioclases de la mésostase, au moins dans leur partie centrale. Les microlites ont une composition d'andésine - labrador An_{45} à An_{55} .

Phéno-cristal de plagioclase zoné dans le basalte miocène sub-leucocrate à tendance hawaïtique de Rochegonde.
éch. 479



- Dans les basaltes planéziens à structure doléritique, ils constituent entre 43 et 61 % du volume de la roche en grandes lattes millimétriques visibles à l'oeil nu.

La macle de l'albite, ou albite-karlsbad est la plus fréquente. On trouve également la macle du péricline.

Il s'agit de labrador An₆₅₋₇₀ en grande majorité, passant toujours à leur périphérie à une auréole plus sodique. Ce passage est toujours progressif et sans discontinuité contrairement aux phéno-cristaux des autres basaltes. La zone externe passe parfois à de l'oligoclase.

En résumé, on peut noter une différence très nette entre les plagioclases des basaltes "clairs" planéziens et ceux des basaltes "clairs" miocènes.

4. 8. 2. Les feldspaths potassiques

Ils sont rarement bien exprimés car ils cristallisent de façon xénomorphe et passent progressivement au verre; ils s'en distinguent cependant par leur biréfringence et leur extinction tantôt roulante, tantôt par plages (patchy extinction). Leur présence a été confirmée par coloration, aussi bien dans les basaltes "clairs" que dans les basaltes "sombres". Ils ne représentent cependant jamais plus de 1% du volume de la roche.

Leur composition n'a pu être précisée; cependant, en ce qui concerne les basanites, étant donnée leur cristallisation tardive au côté de la biotite et de l'analcime, nous pouvons nous attendre à une forte teneur en anorthose. (Nous en verrons plus loin l'explication).

4. 9. Les feldspathoïdes

Nous ne les avons trouvés que dans les basanites. Ils ne représentent jamais plus de 3% de leur volume. Les laves les plus riches sont le culot de Cheylanes WS7 - éch. 612) et la coulée subterminale de Chabrunat (RS6 - éch. 805). Ils sont eux aussi de cristallisation tardive, toujours xénomorphes et difficiles à identifier optiquement. Leur présence a cependant été confirmée par coloration au bleu de méthylène. Il s'agit d'analcime principalement mais aussi de néphéline.

4. 9. 1. La néphéline

Elle se présente en plages monocristallines à contours hexagonaux ou rectangulaires, tantôt limpides, tantôt altérées.

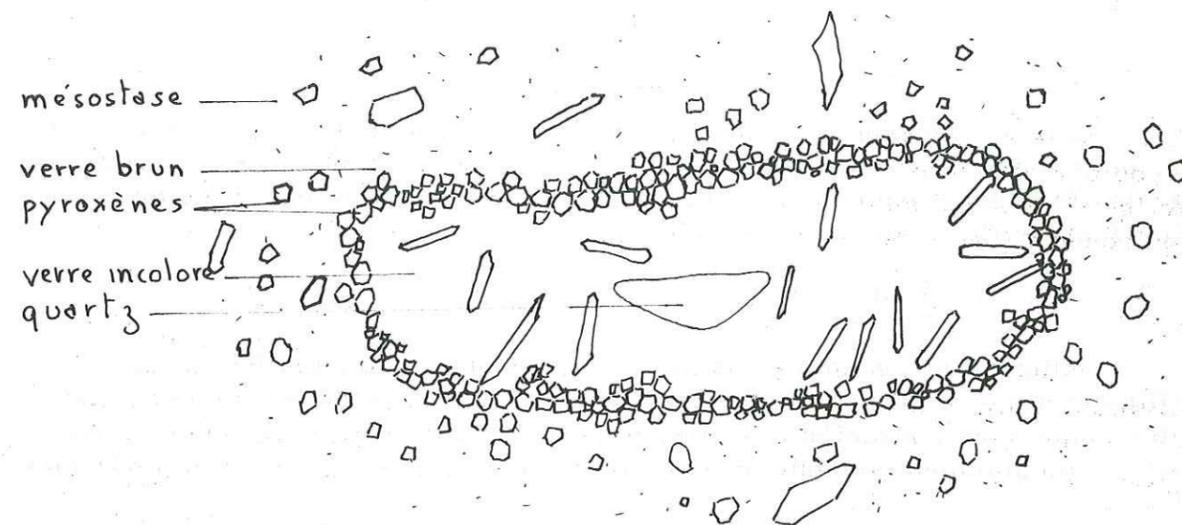


Fig. 50 - Auréole réactionnelle autour d'un grain de quartz
Basalte de la nappe de Talizat RB 8 éch. 701

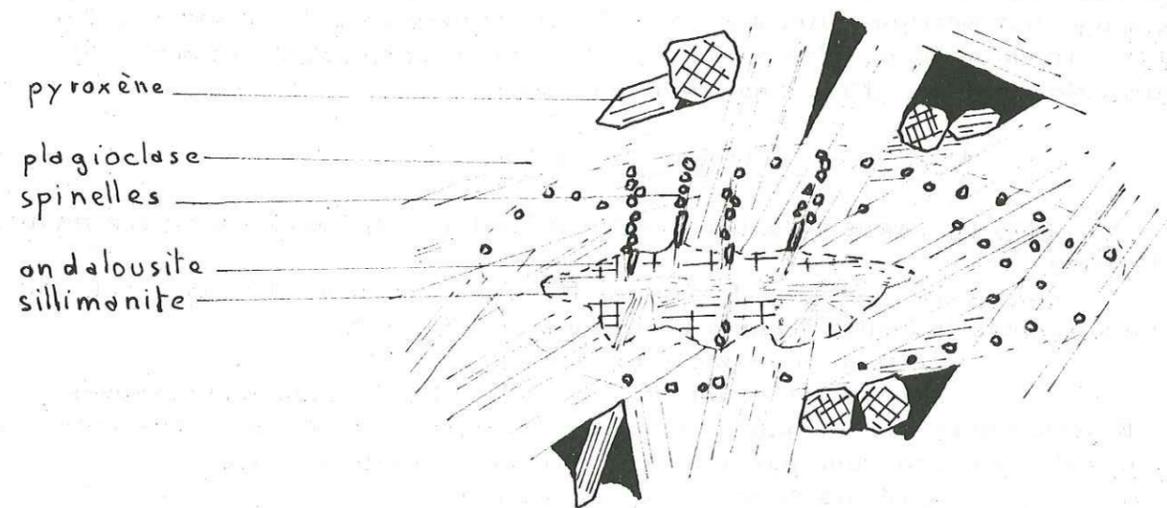


Fig. 51 - Assimilation d'une enclave de silicate d'alumine
Dolérite verte de la nappe de Latge NB 7 éch. 583

4. 9. 2. L'analcime

Elle se présente en plages xénomorphes interstitielles, presque isotropes, ou parfois en petits carrés moirés à extinction roulante. Elle se regroupe avec les feldspaths potassiques, la biotite et le verre incolore, dans des veines ou zones diffuses de cristallisation tardive.

4. 10. L'apatite

Minéral accessoire constamment présent dans toutes les laves, il cristallise en fines aiguilles allongées dans les faciès microlitiques ou en prismes plus épais dans les faciès doléritiques et les basanites porphyriques. Leur quantité est notablement supérieure dans les faciès hypocristallins et doléritiques.

4. 11. Le verre

Nous pouvons en distinguer deux sortes:

- un verre brun qui lorsqu'il existe, est très abondant; nous le retrouvons en effet dans les limburgites et la tachylite (horizon de Fressanges SS5 -éch. 508). Il est parfois parcouru par de nombreuses aiguilles d'ilménite disposées en peigne ou en grillage, et des cristallites ou dendrites d'oxydes opaques.
- un verre incolore, toujours présent en faible quantité, en particulier dans les basanites, et qui accompagne les minéraux de fin de cristallisation tels qu'analcime et surtout feldspath potassique auquel il passe parfois progressivement. Ce verre donne une réaction positive à la coloration des feldspaths potassiques. Sur section polie, les zones colorées dessinent des flammes, des filaments étirés ou encore des petits granules qui correspondent aux zones de cristallisation tardive. Il est donc riche en K_2O .

4. 12. Les inclusions énallogènes

Nous les avons trouvées dans tous les types de basalte avec les mêmes caractéristiques.

Autour des enclaves de quartz, l'aurole réactionnelle peut se décomposer ainsi depuis le centre jusqu'à la périphérie (Fig. 50):

- grain de quartz ovoïde très arrondi
- zone de verre incolore et microlites de pyroxène disposés perpendiculairement à la périphérie du grain de quartz. Le contact entre verre et quartz est parfois marqué par des associations micrographiques.
- agrégats de micropyroxyènes jointifs
- verre brun
- mésostase

Dans un seul cas, nous avons trouvé (nappe de Latga NB7 -éch. 583) dans un basalte à structure doléritique une enclave d'andalousite et sillimanite. Les gerbes de sillimanite englobées par les plagioclases de la lave sont remplacées en épitaxie par des grains de spinelle rose, lie de vin à incolore. Dans une aurole plus externe où la sillimanite a disparu, le spinelle prend une couleur vert-sombre (hercynite?) (Fig. 51).

5. Les trois types de basalte et leur succession minéralogique

Les minéraux constitutifs des trois grands groupes de basaltes, définis au début de ce chapitre, constituent donc un ensemble assez variable, non seulement par leur quantité relative mais aussi par leur composition et leur ordre d'apparition. C'est cette succession minéralogique, examinée en relation avec la composition chimique, que nous allons maintenant essayer de dégager d'après les descriptions précédentes.

Nous avons rappelé dans le tableau ci-dessous les caractéristiques principales des trois catégories basaltiques.

Type basaltique	DOLÉRITIQUE	HAWAÏTIQUE	BASANITE et BASANITOÏDE
Minéralogie			
Phénocristaux	60% 80	<5% souvent aphyrique	10% en moyenne
olivine	12% ++	(+)	9% +
pyroxène	1,5% rare(dol.Verre)	(+)	2% coeur vert
magnétite	-	fréquente	occasionelle
feldspath pl.	52% An 65-70	+	-
amphibole	jamais	déstabilisée	déstabilisée
Mésostase			
olivine	6% ++	3% +	5% +
pyroxène	24% +	35% +	55% ++
feldspath pl.	phénocristaux	50% An 45-50	30% An 55
magnétite	3% interstitielle	6% +	7% +
biotite	<1% rare	≈1% ++	↑ +
analcime	-	?	1% ++
F. potassique	-	?	↓ +
nepheline	-	-	++
verre	-	variable	(limburgite)
apatite	<1% ++	<1% +	<1% +

Pourcentages moyens estimés; - absent + présent ++ beaucoup (+) occasionel.

5. 1. Les basanites, basanitoïdes et ankaramites

De tous les minéraux la magnétite est la seule à être incluse dans les phénocristaux d'olivine. Elle apparaît également comme phénocristal au côté de l'olivine et du pyroxène. Nous l'avons trouvée enfin dans la mésostase et même comme produit de déstabilisation d'autres ferromagnésiens. Elle est donc l'un des premiers minéraux, apparu avec l'olivine, et se forme tout au long de la cristallisation du magma. L'évolution du péridot est marquée par un enrichissement en fer vers la périphérie.

L'amphibole brune est un des minéraux précoces et très tôt déstabilisé dans le magma. Nous avons pu voir en effet sa transformation en clinopyroxène.

Les pyroxènes cristallisent après l'olivine et parfois aux dépens des amphiboles. En effet, les phénocristaux d'olivine sont plus abondants que les microcristaux alors que ceci est inversé pour les pyroxènes, toujours nombreux dans la mésostase. Ces derniers se forment en première approximation en plus

grande quantité après la cristallisation de l'olivine.

On a pu définir l'évolution suivante:

- coeur vert d'augite aegyrinique (Na)
- zone externe s'enrichissant en Al et s'appauvrissant en Mg
- zone corticale riche en Fe, Na et Ti.

La coupure nette entre les coeurs verts alcalins et le reste du cristal, correspond sans doute à un brusque changement d'état d'équilibre dans le magma en cours de cristallisation.

Les plagioclases cristallisent sous diverses formes. Nous pouvons penser que selon la plus ou moins grande rapidité de cristallisation de la lave, nous aurons:

- cristallisation lente: basanites porphyriques
- cristallisation moyenne: basanites microlitiques
- cristallisation rapide: basanites oligo à mésohyalines

De plus la décroissance de leur teneur en Ca, avec la réduction de leur taille, indique un enrichissement en alcalins du magma basaltique en fin de cristallisation.

L'association résiduelle, biotite, analcime, verre et feldspath potassique, représente la cristallisation du dernier liquide ou liquide résiduel du magma basaltique. Bien que très limitée (biotite+analcime+verre+feldspath potassique = moins de 5%), elle a néanmoins une signification importante. Les trois phases cristallines qui le composent sont alcalines (potassiques).

Ce type d'association a été étudié en détail par M. GIROD (1971) dans les basaltes alcalins de l'Atakor (Hoggar) et a déjà été signalé dans d'autres basaltes du Massif Central français (R. MICHEL, 1946 - R. BROUSSE, 1971). M. GIROD a pu préciser la nature de ce liquide résiduel. Ce dernier a une composition de phonolite alcaline (60% de feldspath potassique, 30% d'analcime, 10% de biotite). Nous avons remarqué que ces veinules sont préférentiellement calcitiques.

Nous voyons donc là, à l'échelle de la lame mince, s'opérer une différenciation très poussée par cristallisation fractionnée dans le magma basaltique sous-saturé.

5. 2. Les basaltes à tendance hawaïtique

Nous pouvons définir une séquence de cristallisation analogue à la précédente. Les seules différences sont l'aphyrisme marqué, la teneur en Ca plus faible des plagioclases. De plus la paragenèse tardive n'est marquée que par la biotite.

5. 3. Les basaltes à structure doléritique

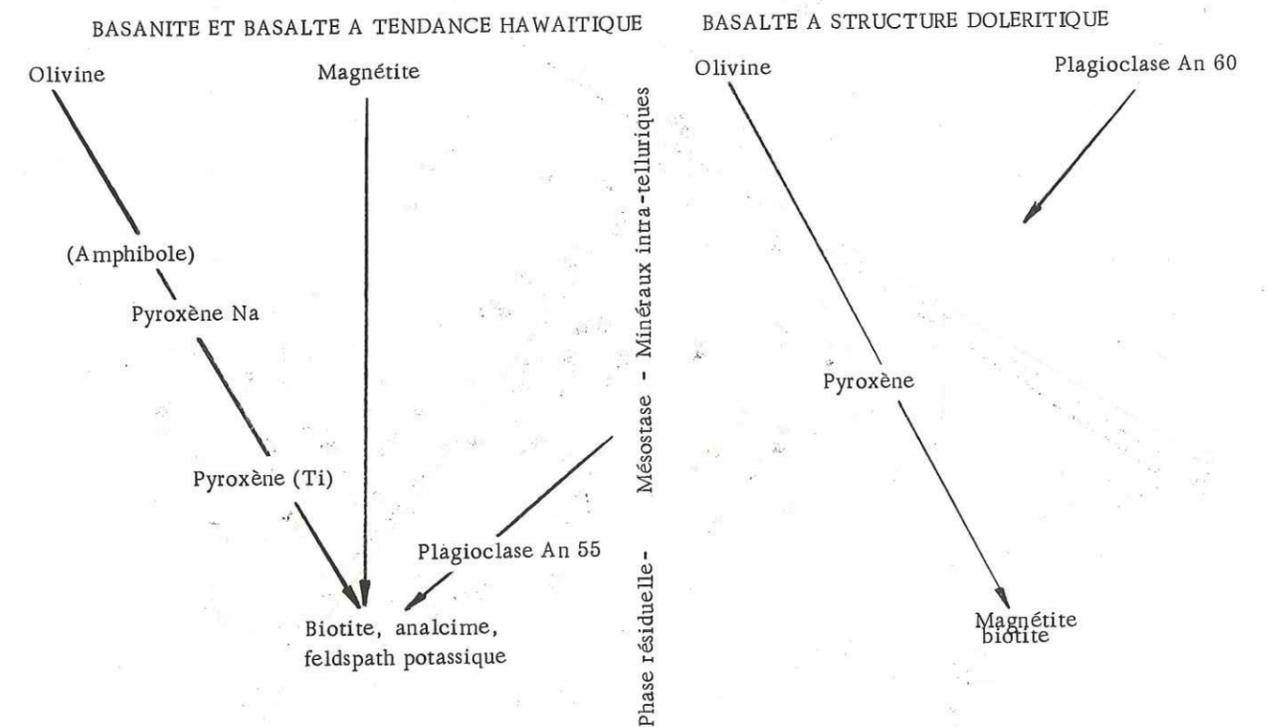
Les plagioclases sont avec les phénocristaux de péridot parmi les premiers minéraux à cristalliser. Nous nous expliquons ainsi leur plus forte teneur en anorthite (An_{65-70}) par rapport aux basanites (An_{55}), le magma n'ayant pas été appauvri en calcium lors de la cristallisation d'une phase pyroxénique antérieure.

Le pyroxène est présent en grande quantité dans la mésostase, contrairement au péridot largement représenté dans les phénocristaux. Nous pouvons donc admettre qu'il cristallise après ce dernier.

Les minéraux opaques (titanomagnétite, magnétite) précipitent, nous l'avons vu, dans un stade tardif.

Biotite et verre potassique cristallisent eux aussi dans un dernier temps. Toutefois cette paragenèse est beaucoup moins représentée que dans les basanites. En particulier, le verre est absent dans la plupart des cas; de plus nous n'avons jamais trouvé d'analcime résiduelle. Notons enfin l'importance de la phase pneumatolytique finale et la richesse en gaz de ce type de lave.

En conclusion de cette étude minéralogique, nous pouvons donc mettre en parallèle deux types de cristallisation très différents: d'une part les basaltes à structure doléritique où le schéma est simple et constant, d'autre part les basanites au schéma relativement complexe et variable. Les basaltes à tendance hawaïtique dont nous ne possédons que peu d'échantillons, se rattachent à ce point de vue aux basanites. Ces successions minéralogiques peuvent se schématiser de la manière suivante:



6. Interprétation des suites minéralogiques

6. 1. Cristallisation des plagioclases

Nous avons reporté dans le diagramme ternaire Di Ab An, les points représentatifs de nos basaltes (Fig. 52). Les coordonnées ont été calculées d'après la norme, le total des trois composants étant ramené à 100. La majorité des basanites tombent dans le domaine du diopside, de même la majorité des basaltes à structure doléritique se situe dans le champ des plagioclases. Les points aberrants s'avèrent toujours être soit des basanites riches en plagioclases, soit des dolérites riches en pyroxènes.

Ce diagramme illustre bien le processus de cristallisation des deux groupes qui convergent tous les deux vers la ligne cotectique AB où plagioclases et pyroxènes cristallisent simultanément, ce qui est réalisé dans la mésostase.

Malgré le peu d'éléments que nous avons, il semble que le groupe des basaltes à tendance hawaïtique miocènes soit situé dans le champ des plagioclases. Ceci est normal si l'on veut bien se rappeler qu'il s'agit de roches généralement aphyriques où l'on trouve occasionnellement des phénocristaux de plagioclase.

Enfin on pourra remarquer que les plagioclases des basaltes à tendance hawaïtique sont plus albitiques que ceux des "dolérites" ce qui correspond bien à la réalité. Mais cette composition ne peut être déduite pour les basanites sombres: en effet les coordonnées des points ont été établies d'après la norme. Or dans l'ordre de formation des minéraux virtuels, le plagioclase est constitué avant le diopside; et donc si dans le cas des "dolérites" et "hawaïtes", le cheminement normatif pouvait être comparé à celui de la réalité, ce ne peut être le cas pour les basanites. Dans ces dernières, le plagioclase réel est appauvri en Ca du fait de la cristallisation antérieure du pyroxène calcique.

Nous pouvons également arriver à ce résultat par le calcul de l'équation proposée par F. W. BARTH (1962) pour déterminer le champ de stabilité des plagioclases dans le système quaternaire approché Ab An Di ClHy. Ce système ajoute le pôle hypersthène (Hy) au diagramme ternaire que nous avons proposé précédemment. Le domaine séparant le champ de stabilité des plagioclases de celui des pyroxènes est alors représenté par une surface dont l'équation est égale à: $Ab' + 2Di' + 2,3Hy'$ (norme). Si cette somme dépasse 123, on est dans le champ de stabilité des pyroxènes; si elle lui est inférieure, on est dans celui des plagioclases. 75% des basanites tombent dans le domaine de stabilité des pyroxènes; 88% des basaltes à structure doléritique tombent dans celui des plagioclases.

Nous pouvons donc dire en conclusion qu'en ce qui concerne l'ordre d'apparition entre pyroxène et plagioclase, la composition chimique globale est largement déterminante.

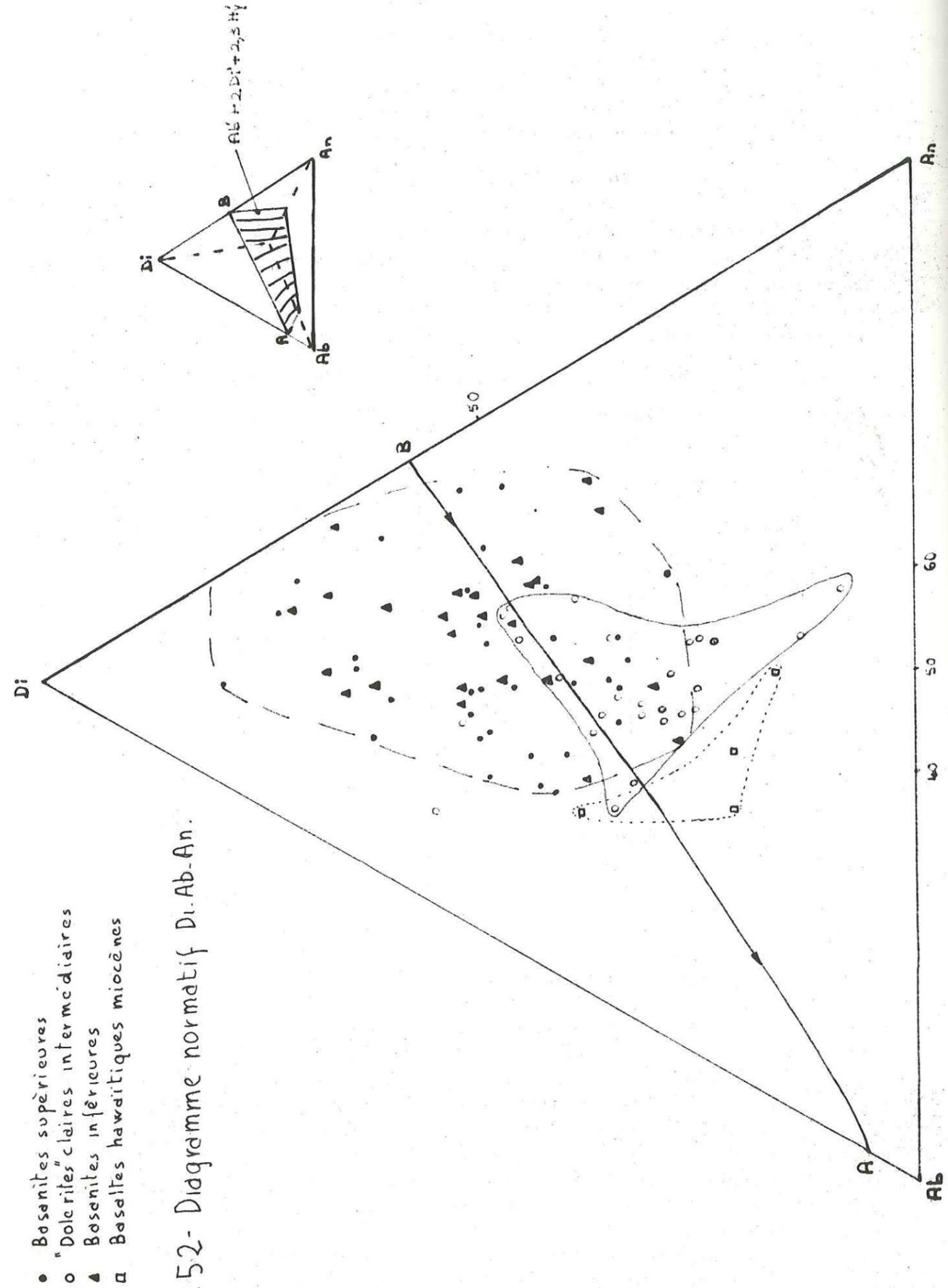
6. 2. Cristallisation des minéraux opaques

I. D. MUIR et E. F. OSBORN (1956 - 1965) et E. F. OSBORN (1959) ont montré l'influence de la pression d'oxygène sur l'ordre de cristallisation et de la différenciation dans le magma basaltique.

En effet si nous nous plaçons dans le tétraèdre $MgO-SiO_2-Fe_2O_3-FeO$ (Fig. 53), nous nous apercevons que pour différentes pressions d'oxygène, c'est à dire différents rapports Fe_2O_3/FeO , la position des divers plans, ayant pour charnière l'arête $MgO-SiO_2$, varie. Si la pression d'oxygène est forte, le plan se déplace vers Fe_2O_3 et le rapport Fe_2O_3/FeO augmente. Inversement si la pression d'oxygène est faible, le plan se rapproche du pôle FeO , et Fe_2O_3/FeO diminue.

En ce qui nous concerne et compte-tenu des réserves que l'on pourra faire (cf. ch. II in introduction) sur l'état d'oxydation du fer dans nos analyses, le rapport Fe_2O_3/FeO est plus grand que 1 dans les basanites et "hawaïtes", et plus petit que 1 dans les basaltes à structure doléritique.

Dans le cas des basanites, le système ternaire entrant en jeu sera celui de la figure 54 1 ou 2. Nous y voyons que pour une composition A, située dans le champ de l'olivine, au cours de la cristallisation fractionnée, le point représentatif du liquide va se déplacer par appauvrissement en olivine, vers la ligne cotectique olivine-magnétite. La magnétite cristallise alors conjointement avec l'olivine jusqu'au point B, où pyroxène et magnétite cristallisent. A ce stade il peut se faire que l'olivine soit partiellement résorbée. Rappelons que nous avons pu observer la libération de magnétite dans une transformation d'olivine



- Basanites supérieures
- "Dolérites" claires intermédiaires
- ▲ Basanites inférieures
- Basaltes hawaïtiques miocènes

Fig. 52- Diagramme normatif Di-Ab-An.

en augite (cf. 4. 6.). La composition du liquide va ainsi se modifier et évoluer jusqu'au point C eutectique pour lequel le liquide résiduel, enrichi en alcalins d'après E. F. OSBORN, cristallisera.

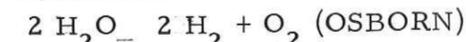
Nous constatons donc que la magnétite se forme tout au long du processus de cristallisation fractionnée, conformément à ce qui a été observé dans les basanites. Par contre dans le cas des basaltes à structure doléritique, où le rapport Fe_2O_3/FeO est plus petit que 1, le système ternaire que nous devons employer, sera situé beaucoup plus près du plan $SiO_2-MgO-FeO$ dans le système quaternaire (Fig. 54 3). Nous nous apercevons alors que le champ de l'olivine s'allonge depuis le domaine de la forstérite jusqu'à la fayalite, et que le domaine de la magnétite disparaît. Si nous prenons un point de composition A, identique à la précédente, le processus de cristallisation fractionnée sera très nettement différent. L'olivine qui cristallisera en premier, pourra se déplacer librement vers le pôle fayalite puis pyroxène et le point eutectique final sera repoussé sur le plan latéral du tétraèdre $SiO_2-FeO-Fe_2O_3$. Le liquide résiduel sera donc enrichi en fer. Nous avons bien là le schéma observé dans les basaltes à structure doléritique.

Nous en concluons donc que la pression d'oxygène était plus forte dans les basanites et "hawaïtes" que dans les basaltes à structure doléritique.

6. 3. Signification de l'amphibole

Les faits ci-dessus sont d'ailleurs en accord avec la présence d'amphibole occasionnelle dans les basanites sombres et dans les basaltes "hawaïtiques", minéral qu'on ne trouve jamais dans les faciès "clairs doléritiques". En effet selon A. F. CARMICHAEL et J. NICHOLLS (1967), ce minéral est absent dans les milieux à faible fugacité d'oxygène; il apparaît sous forte pression et à pression d'oxygène élevée, d'après M. NISHIKAMA et I. KUSHIRO (1967), J. F. LOVERING et A. J. R. WHITE (1969) et D. H. GREEN et A. E. RINGWOOD (1968).

Or l'augmentation de la pression d'oxygène est corrélative de la quantité d' H_2O dans le magma, l'oxygène étant produit à l'issue de la dissociation de l'eau suivant les réactions:



Nous sommes donc également conduits à admettre une pression d' H_2O plus grande dans les basanites et "hawaïtes" que dans les basaltes à structure doléritique. Ceci est d'ailleurs vérifié par l'analyse chimique: médiane de l'hydrogène 0,13 pour les basanites et 0,035 pour les "dolérites".

Il convient de souligner à nouveau ici la différence entre termes clairs miocènes et termes clairs planéziens. En effet malgré leur composition chimique les basaltes à tendance hawaïtique présentent une parenté très nette avec les basanites (miocènes ou planéziennes) par leur processus de cristallisation. Comme celles-ci ils présentent des minéraux opaques précoces et des amphiboles occasionnelles. Les basaltes à structure doléritique (gris, verts ou microdoléritiques) quant à eux montrent des caractères radicalement différents et constituent un groupe très distinct.

En conclusion, si dans le cas de l'ordre de cristallisation des plagioclases et pyroxènes, nous avons pu expliquer l'apparition des uns ou des autres minéraux par la seule composition chimique globale, il n'en est pas de même pour les oxydes opaques; nous aboutissons en effet à des conditions de cristallisation très différentes.

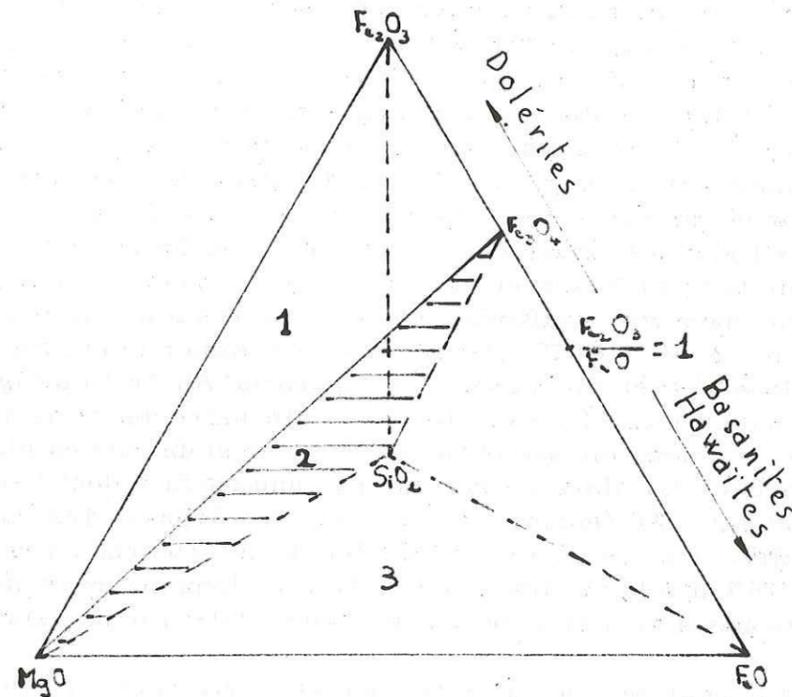


Fig. 53- Role de la pression d'oxygène dans le processus de cristallisation.

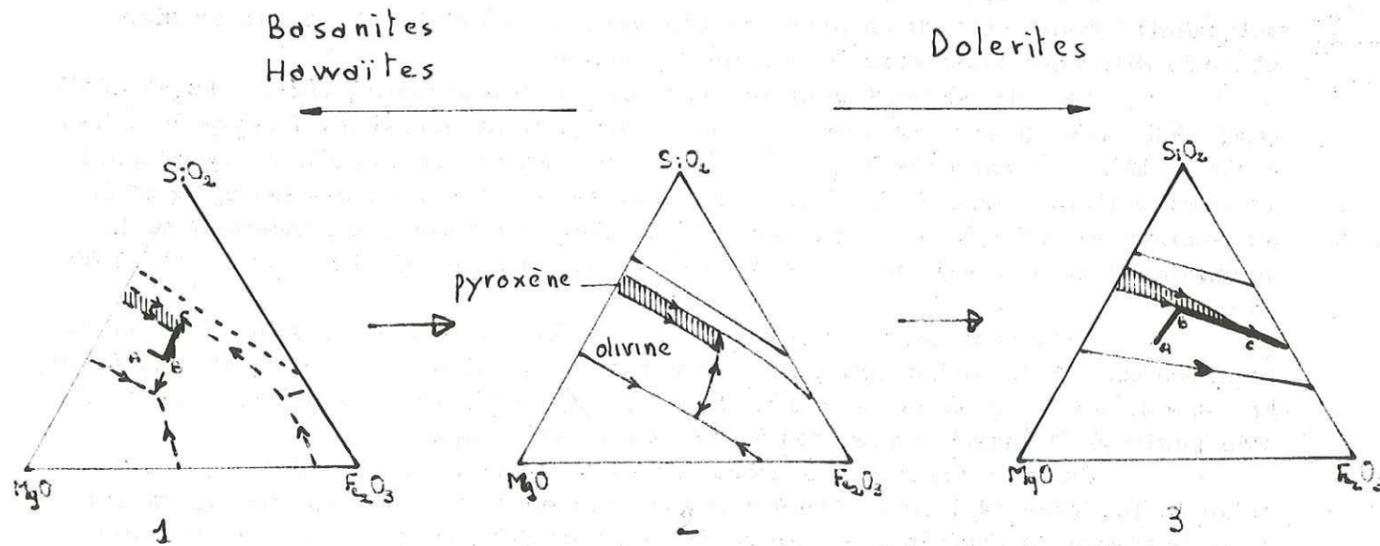


Fig. 54- Chemins de cristallisation

Tableau 19 : Rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ en relation avec les dates d'analyse

Année d'analyse	Nombre d'analyses			Total	Fe_2O_3 FeO			Total	Fe_2O_3 FeO			Total	% total d'analyses où Fe_2O_3 FeO S CP CM
	S	CP	CM		S	CP	CM		S	CP	CM		
1964	9	4		13	36	4		10	3			3	23%
1965	6	3		9	4	3		7	6			2	22%
1966	15	1	2	18	6	1	1	8	9		1	10	56%
1967 (1968)	8	4		12	1	3		4	7	1		8	67%
1969	25	2	1	28	6	1		7	19	1	1	21	75%
1970	7	2	1	10		1		1	7	1	1	9	90%
1974	14	10		24	5	5		10	9	5		14	58%
Nombres totaux de 1964 à 1974	84	26	4	114	28	18	1	1/3 2/3 1/4	56	58	3	2/3 1/3 3/4	67% 31% 75%

S=Basanites sombres planéziennes et miocènes

CP=Basaltes à structure doléritiques, clairs, planéziens (+ NB1, NB7, SB4)

CM=basaltes clairs miocènes à tendance hawaïtique

Tableau établi par A. de Goer (1974).

Chapitre II : COMPOSITIONS CHIMIQUES

Les 114 analyses chimiques des éléments majeurs sur lesquelles sont basées ce travail, ont été effectuées entre les années 1964 et 1974 au laboratoire de géologie de l'Université de Clermont-Ferrand.

1. Les données analytiques et leurs variations

1. 1. Les oxydes de fer

En ce qui concerne les oxydes de fer, nous savons que les valeurs relatives de FeO et Fe_2O_3 ne sont pas toujours significatives. En particulier, le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ varie au sein d'une même coulée par suite d'une oxydation s'exerçant pendant le refroidissement (N. D. WATKINS et S. E. HAGGERBY, 1967). De plus : nous devons nous attendre à la transformation d'une partie du fer ferreux en fer ferrique au cours du broyage. Ces phénomènes peuvent se répercuter sur le calcul de la norme en faisant diminuer ou disparaître le déficit en silice de la roche par suite de la formation d'oxyde de fer virtuel à la place de silicates tels que olivine et diopside.

Afin de préciser l'influence de ce phénomène, A. de GOER a consigné dans le tableau 19 les valeurs relatives de FeO et Fe_2O_3 fournies chaque année depuis 1964. "On voit que, la quantité de fer total ne variant pas et les techniques d'analyse chimique ayant été strictement inchangées de 1964 à 1974, la suroxydation du fer doit être mise sur le compte du broyage. Le tableau fait nettement apparaître l'usure progressive du broyeur de 1964 à 1970, le changement du broyeur après 1970." On constate également que les basaltes "doléritiques" ont statistiquement un fer moins oxydé que les basanites et ankaramites. Par contre les basaltes "hawaïtiques" miocènes vont dans le même sens que les basanites.

C'est donc en connaissance de cause que nous avons conservé pour certaines discussions (cf. 6. 2.) les valeurs de FeO et Fe_2O_3 données par l'analyse en les considérant de manière statistique et non pas selon des cas individuels. Nous accorderons toujours plus de crédit au fer total.

1. 2. Les éléments traces

Les dosages de Rb et Sr de même que ceux de Ba ont été effectués dans le service de radiocristallographie du laboratoire de géologie de l'Université de Grenoble, par fluorescence X sur les mêmes poudres qui avaient servi aux analyses chimiques. L'étalonnage a été effectué sur 8 dosages, par absorption atomique, transmis par le laboratoire de géologie de l'Université de Montpellier. Les valeurs obtenues pour Ba étant trop dispersées, nous avons convenu de ne pas en tenir compte.

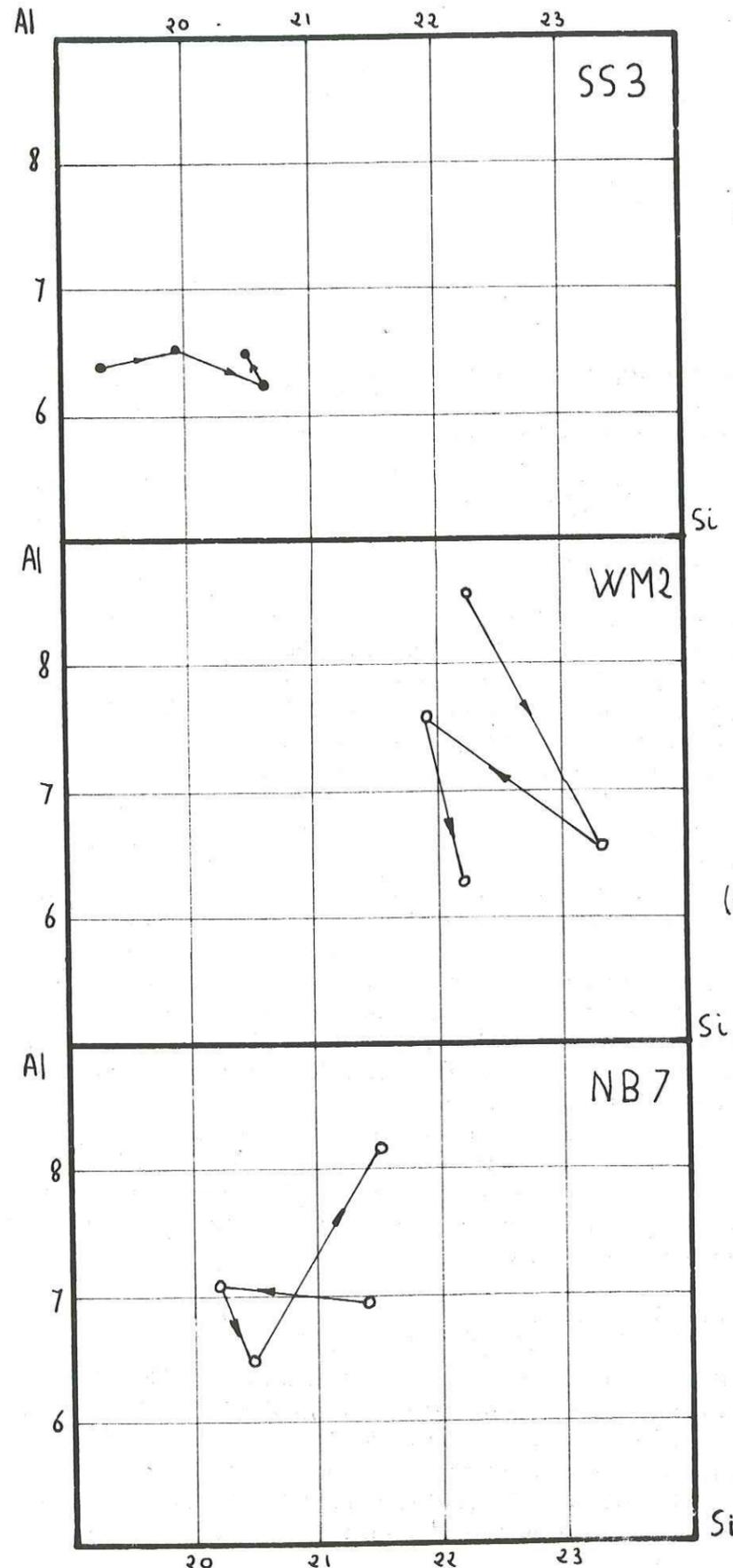


Fig. 55 - Variation des éléments majeurs au sein d'une même coulée

(Si et Al en g / 100g de roche)

1. 3. Variations au sein d'une nappe

Avant de discuter les données analytiques reportées sur diagrammes il nous a semblé bon d'étudier la variation entre échantillons prélevés en des points dispersés d'une même vaste nappe dont l'unicité ne fait aucun doute.

Nous avons choisi pour ce faire la nappe de Prat-de-Bouc (WM2) constituée par une dolérite grise, la nappe de Latga (NB7) constituée par une "dolérite" verte et l'horizon des Truffières (SS3) appartenant à la série des basanites sombres supérieures. Les variations ont été illustrées par le report des différentes valeurs de Si et Al (en g pour 100g de roche), éléments les plus variants comme nous le verrons par la suite, dans les analyses chimiques.

Sur la figure 55, le sens de la flèche indique grossièrement le sens d'écoulement de la coulée depuis son aire d'origine jusqu'à son point d'extension maximum. On ne constate aucune évolution constante qui soit fonction de la distance du point d'émission.

Les résultats quantitatifs sont consignés dans le tableau ci-dessous.

		Valeurs extrêmes		moyenne	amplitude des variations	écart maximum par rapport à la moyenne
		Si	Al			
WM2	Si	21,9	23,3	22,4	6%	4%
	Al	6,3	8,5	7,2	30%	18%
NB7	Si	20,4	21,5	21,0	5%	3%
	Al	6,5	8,2	7,2	20%	14%
SS3	Si	19,3	20,6	20,1	7%	4%
	Al	6,2	6,5	6,4	5%	3%

Des valeurs telles que 30% de variation sur Al d'un point de prélèvement à un autre, peuvent paraître très grandes. Elles reflètent cependant l'inhomogénéité du matériel basaltique et en donne une idée quantitative. Il est très peu probable que de tel écart soit à mettre sur le compte de la marge d'erreur analytique.

Remarque

Dans tous les diagrammes qui vont suivre, les échantillons des "dolérites" vertes SB4 et NB7 intercalées dans la série "sombre" inférieure, ont été regroupés avec les basaltes "clairs" "doléritiques" de la série intermédiaire.

2. Classification

2. 1. Diagramme de H. KUNO

Le diagramme de G. A. MACDONALD - T. KATSURA (1964) H. KUNO (1968) permet de distinguer les basaltes alcalins des basaltes tholéitiques en reportant $K_2O + Na_2O$ en fonction de SiO_2 .

La droite AB sépare les basaltes alcalins des tholéites. La ligne CD, dans le domaine des tholéites, sépare la série tholéitique au sens strict de la série hyperalumineuse (high-alumina basalts). La droite GH partage le champ des basaltes alcalins en moyennement et fortement alcalins.

Les roches que nous étudions ici se trouvent dans le domaine des basaltes alcalins. Une partie des basaltes "sombres" c'est à dire des basanites miocènes et planéziennes se situe du côté fortement alcalin avec une seule roche "claire" qui est l'échantillon 357 appartenant à la nappe du Cher WM3), contenant 11,87% de néphéline normative, d'ailleurs l'échantillon 358 prélevé à proximité immédiate

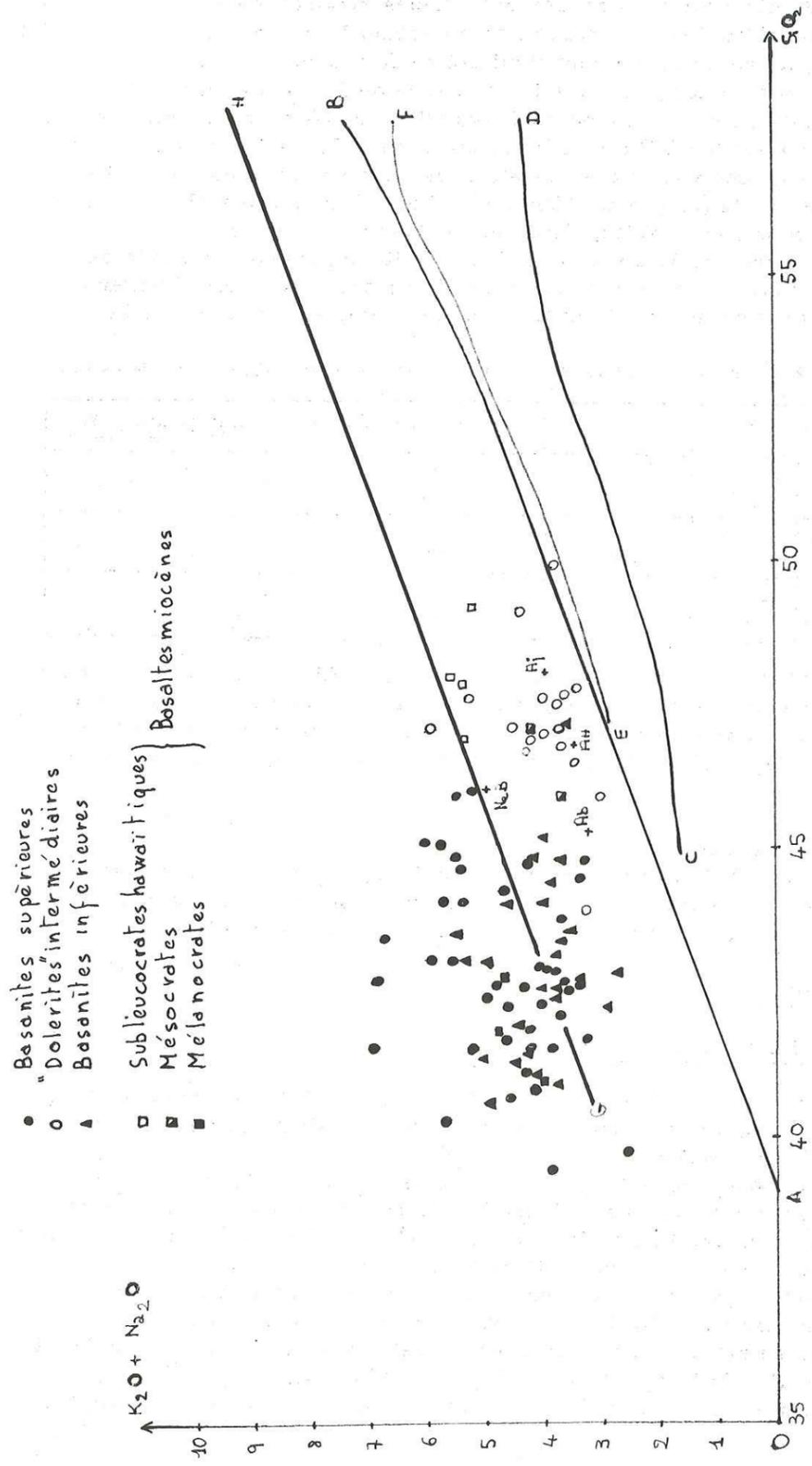


Fig. 56 - Diagramme de H. KUNO (1968)

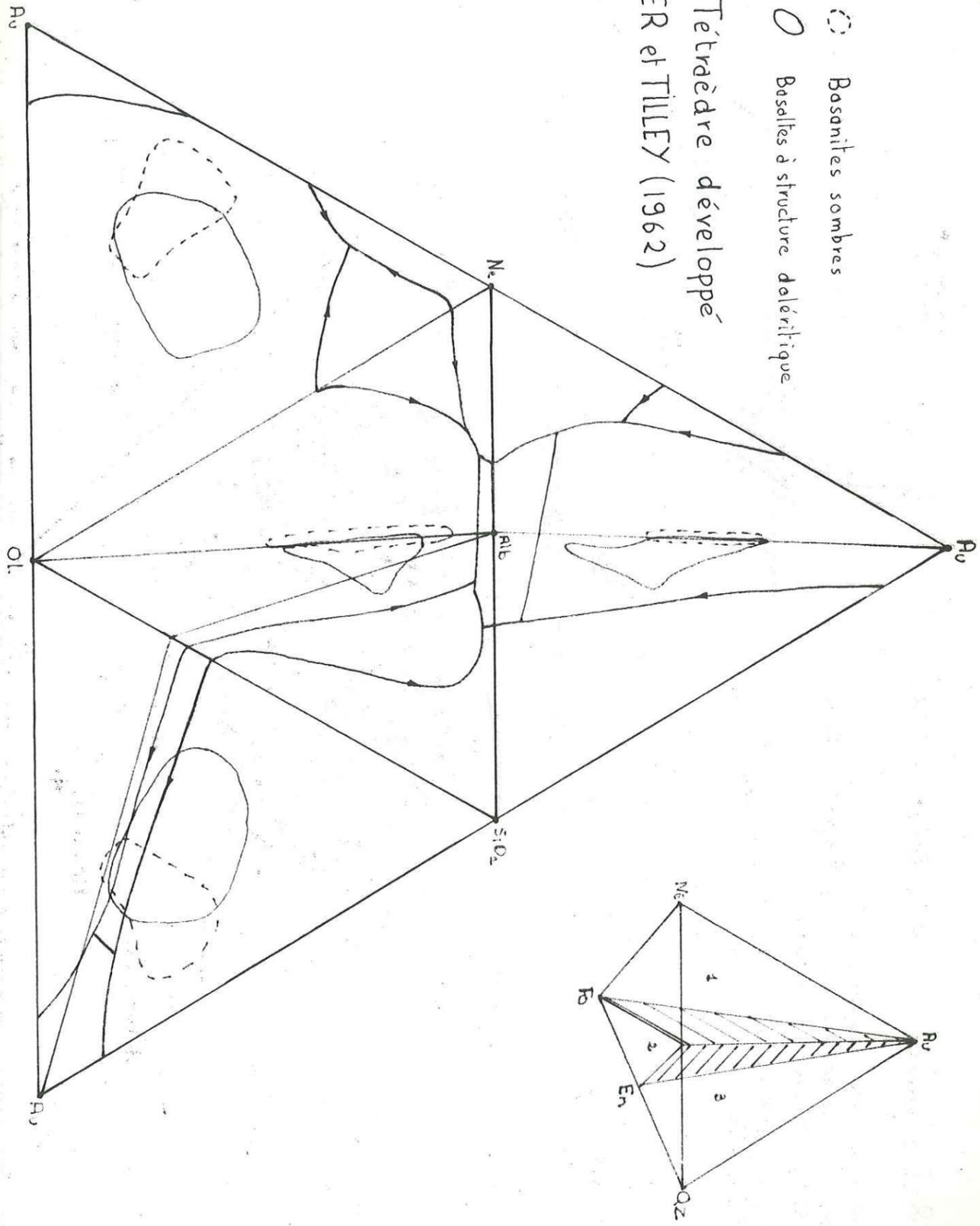
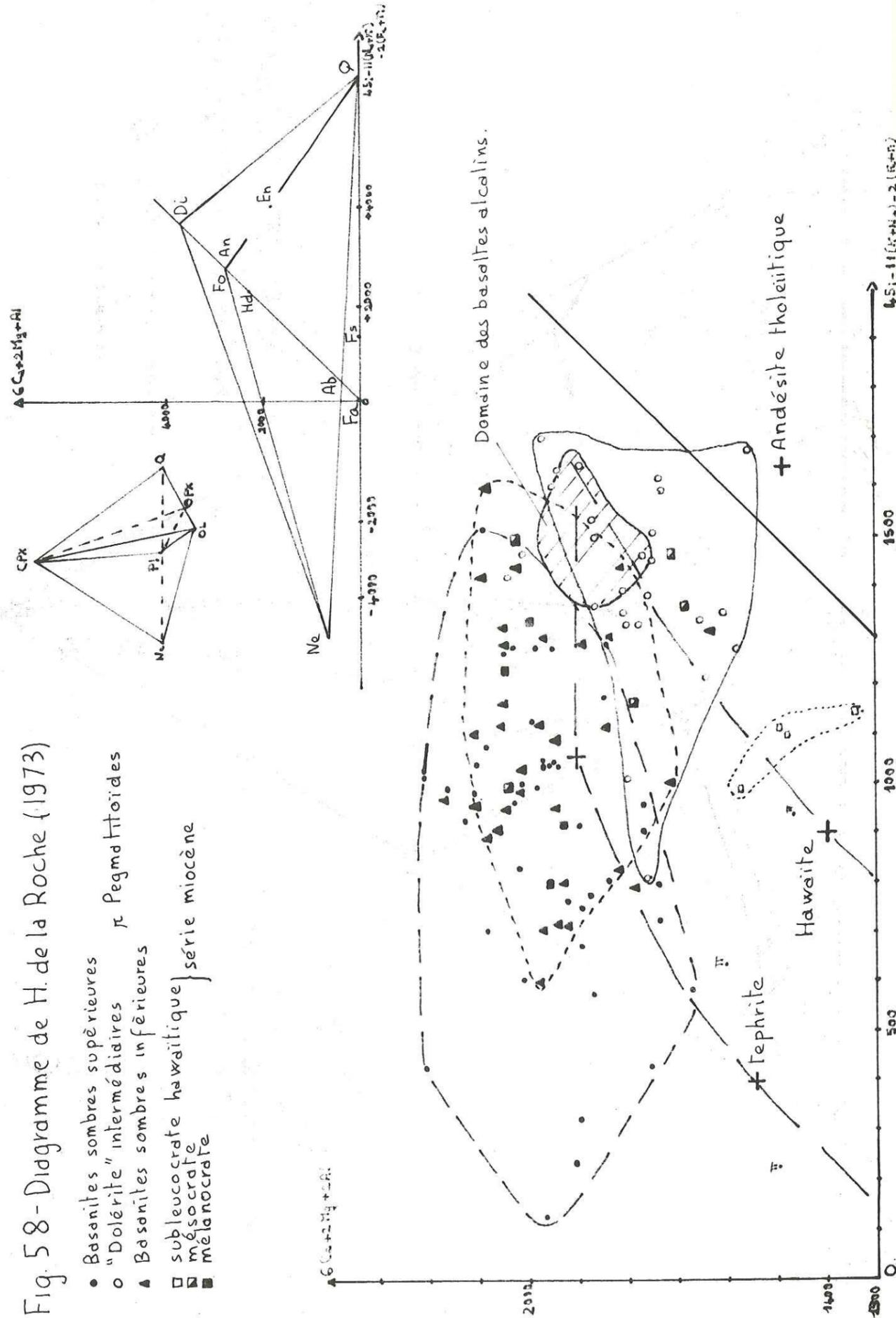


Fig. 57 - Tétrèdre développé de YODER et TILLEY (1962)

Fig. 58 - Diagramme de H. de la Roche (1973)

- Basanites sombres supérieures
 - "Dolérite" intermédiaires
 - ▲ Basanites sombres inférieures
 - subleucocrate hawaïtique
 - ▣ mésoocrate
 - mélanocrate
- π Pegmatitoïdes
} série miocène



et appartenant incontestablement à la même coulée, et présentant la même structure se regroupe avec les basaltes "clairs" planéziens. L'échantillon 357 doit donc posséder une composition chimique aberrante.

Tous les basaltes "clairs", "dolérites et hawaïtes", ainsi que l'autre moitié des basaltes "sombres" basanitiques se trouvent dans la portion moyennement alcaline. Un seul échantillon "clair" (le 355, nappe de Prat-de-Bouc WM2) est placé à la limite du champ des "high-alumina basalts". Celui-ci a 3,74% de quartz normatif, ce qui peut expliquer son affinité avec le domaine des basaltes hyperalumineux; il s'agit d'un faciès microdoléritique presque aphyrique à rares phénocristaux d'olivine, ce qui n'est d'ailleurs pas représentatif des basaltes "clairs" à structure doléritique de cette nappe.

Sur ce premier diagramme, nous voyons donc qu'aucune discrimination n'apparaît au sein des basanites puisqu'elles se retrouvent aussi bien dans le champ fortement que moyennement alcalin.

2. 2. Le tétraèdre de H. S. YODER et C. E. TILLEY (Fig. 57)

Le tétraèdre de H. S. YODER et C. E. TILLEY (1962) est actuellement largement utilisé pour la classification des basaltes. Il contient en effet les principaux composants des phases majeures basaltiques. Il est divisé en trois volumes séparés par le plan critique de sous-saturation Di-Ab-Fo et par le plan de saturation Di-Ab-Ens. Le volume 1 de la figure 57 contient les basaltes alcalins sous-saturés, le volume 2 les basaltes à hypersthène et olivine normatifs (olivine-tholéiite des auteurs anglo-saxons), le volume 3 les basaltes tholéitiques.

Nous avons reporté les points représentatifs des différents basaltes de la planèze sur le tétraèdre développé. Nous observons que les points s'alignent sur la droite représentant le plan critique de sous-saturation et que la discrimination ne s'établit pas entre basanites et "dolérites"; cependant quelques basaltes "clairs" "doléritiques" tombent dans le champ des basaltes à hypersthène et olivine normatifs, et trois d'entre eux dans le champ des tholéiites (éch. 464, 705, 355).

2. 3. Diagramme de H. de la ROCHE (Fig. 58)

Le diagramme de H. de la ROCHE (1973) est celui qui montre le mieux les diverses tendances des basaltes de la planèze de Saint-Flour. Il est une transposition du tétraèdre de H. S. YODER et C. E. TILLEY (Fig. 57). La première bissectrice correspond au plan critique de sous-saturation du tétraèdre. Le clinopyroxène, l'olivine et les plagioclases s'alignent sur cette droite critique de part et d'autre de laquelle se projettent le quartz et la néphéline. Elle est définie par la valeur nulle de $F=4Si-Al-2(Mg+Fe)-6Ca-11(Na+K)$. Sur ce diagramme nous pouvons situer les différentes classes de basalte et leurs lignes de différenciation.

Les basaltes "clairs doléritiques" se regroupent dans l'espace des basaltes alcalins, avec une tendance de différenciation vers les hawaïtes, trachytes. Les échantillons de la nappe de Tagenac (SB4 -éch. 464), de la nappe de Mallet (RM1 -éch. 705), de la nappe de Prat-de-Bouc (WM2 -éch. 355) sont à l'extrémité du nuage et présentent une affinité marquée vers les basaltes tholéitiques. Ces trois roches sont les seules à présenter dans leur norme du quartz. Si l'on peut expliquer pour les échantillons 464 et 705 l'apparition de quartz normatif en faible quantité par une teneur anormalement élevée en Fe_2O_3 , il n'en est pas de même pour l'échantillon 355 dont la seule valeur exceptionnelle de SiO_2 (49,85) permet la formation de 3,74% de quartz virtuel.

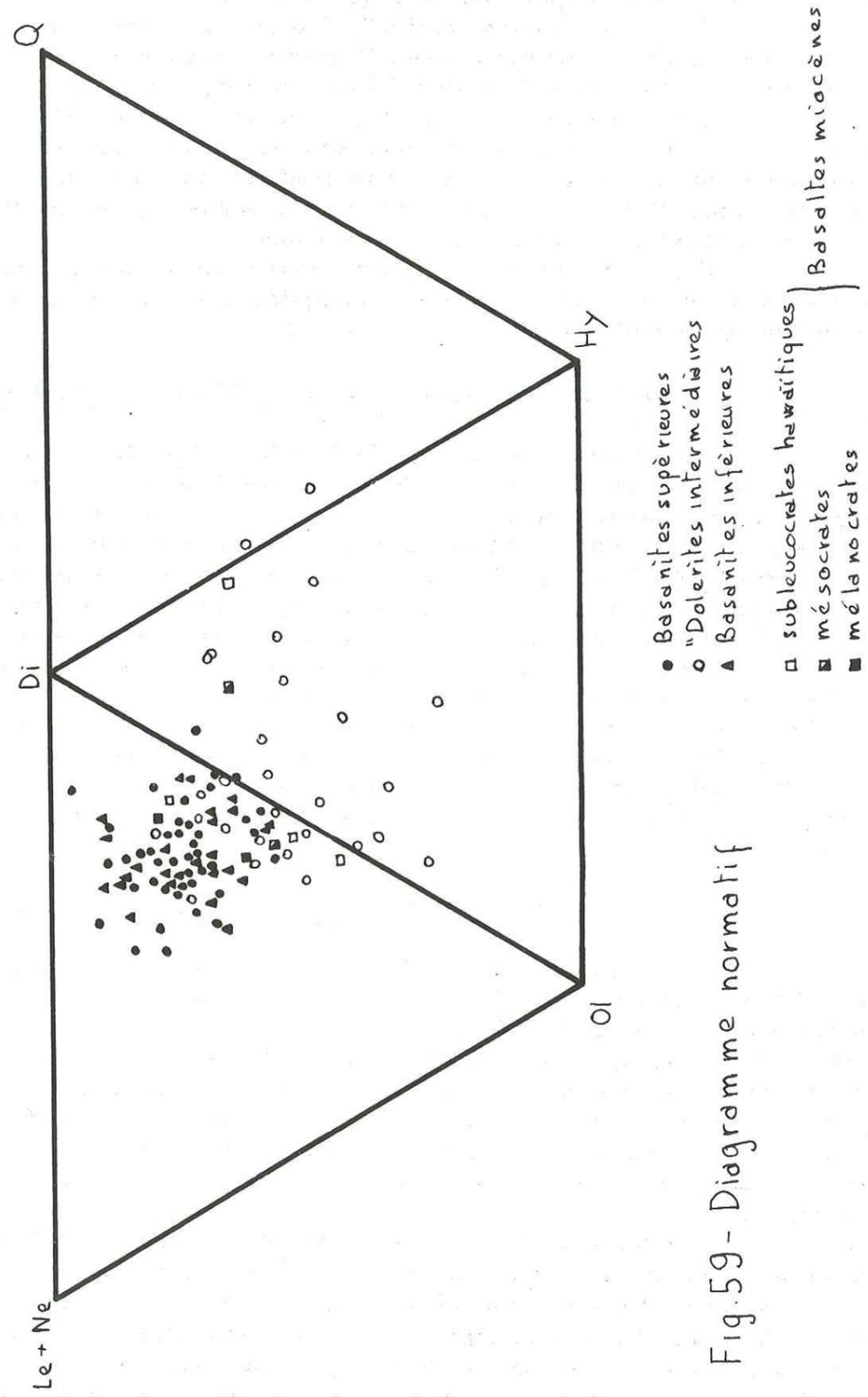


Fig. 59 - Diagramme normatif

Les échantillons de la nappe du Cher (WM3 -éch. 357) et de la nappe de Prat-de-Bouc (WM2 -éch. 400) se trouvent dans le nuage des basaltes "sombres". Ces deux laves présentent une assez grande quantité de néphéline normative 11,89 pour l'une et 6,74 pour l'autre; ceci permet de comprendre leur lien avec les basanites. En ce qui concerne tous ces points aberrants, il est relativement facile de contrôler avec d'autres prélèvements effectués dans les mêmes nappes qu'il ne s'agit que d'anomalies au sein de groupes homogènes.

Les basaltes "sombres" inférieurs occupent un domaine intermédiaire entre celui des "sombres" supérieurs et des "clairs". Il recouvre une grande partie du domaine des basaltes alcalins et entièrement celui des basanites.

Les basaltes "sombres" supérieurs sont situés entièrement dans le champ des basanites et suivent nettement la tendance de différenciation téphrite-phonolite des basaltes alcalins sous-saturés. Les échantillons qui se trouvent à l'extrémité gauche du diagramme, sont ceux qui contiennent le plus de néphéline normative (jusqu'à plus de 20%) et le plus de feldspathoïdes observés au microscope (coulée de Chabrunat RS6 -éch. 804-805, culot de Cheylandes WS7 -éch. 612).

Les faciès pegmatitoïdes correspondant respectivement aux basaltes "sombres" et "clairs" planéziens prolongent bien les deux tendances de différenciation.

En ce qui concerne les basaltes miocènes, les plus mélanocrates sont dans la même position que les "sombres" inférieurs, les mésocrates se situent avec les "clairs", tandis que les subleucocrates approchent du point des hawaïtes. L'échantillon 479 (promontoire de Rochegonde) qui contient de l'hypersthène normatif (6,17) est le plus proche de la bissectrice donc du plan critique.

2. 4. Les normes

H. S. YODER et C. E. TILLEY (1962) ont proposé une classification des différents basaltes : les tholéiites (à quartz normatif), les tholéiites à olivine (à olivine et hypersthène) et les basaltes alcalins (à néphéline). Cependant quelques basaltes alcalins à olivine, hawaïte et mugéarite ne satisfont pas à cette classification. Ces roches montrent toutes les caractéristiques minéralogiques des roches alcalines mais contiennent trop d'alcalins pour être appelées "tholéiite à olivine". La classification de A. POLDERVAART (1964) est plus satisfaisante; elle divise les basaltes alcalins en un groupe à olivine et hypersthène normatif et en un groupe à néphéline normative.

Le calcul des normes apporte des éclaircissements au sujet du partage des basaltes planéziens en deux séries:

-Les basaltes alcalins "sombres" contiennent de l'olivine et de la néphéline normative (toujours plus de 3% pour cette dernière). Les roches les plus sous-saturées contiennent de la leucite normative, voir un orthosilicate de Ca virtuel comme c'est le cas pour le culot de Cheylandes (WS7 -éch. 612). Pour la coulée terminale du Puy de Chabrunat (RS6 -éch. 804) déficitaire en SiO₂ mais aussi en Al₂O₃ (9,25%), le calcul conduit à la formation d'aegyrine. Les roches les moins sous-saturées, coulée terminale du Puy de la Rode (RS6 -éch. 794), nappe de Secourieux (NS6 -éch. 713), contiennent de l'hypersthène normatif respectivement 1,61% et 0,20%; dans le diagramme de H. de la ROCHE, nous les retrouvons à la limite du domaine des basaltes "clairs". Ce sont donc deux roches à tendance plus acide; néanmoins l'une et l'autre sont relativement riches en petits nodules de péridotite (lherzolite), qui n'existent jamais dans les basaltes "clairs".

-Les basaltes "clairs" possèdent soit de l'hypersthène norma-

tif jusqu'à 16,14% dans l'échantillon de la nappe de Mallet (RM1 -éch. 705), soit de la néphéline normative, mais toujours moins de 3% ce qui d'après R. BROUSSE (1971) dénote des potentialités acides. Les échantillons 357 (nappe du Cher WM3) et 40 (nappe de Prat-de-Bouc WM2) déjà signalés possèdent plus de 3% de néphéline normative ainsi que trois échantillons de la nappe de Latga (NB7 -éch. 177, 185, 960); mais ces derniers sont des "dolérites vertes" intercalées dans la série "sombre" inférieure, et qui ont normalement des affinités avec les basaltes "sombres" fortement alcalins.

Les échantillons 355 (nappe de Prat-de-Bouc WM2), 705 (nappe de Mallet RM1) et 464 (nappe de Tagnac SB4) contiennent de l'hypersthène et du quartz normatif sans olivine normative, ils présentent une plus grande acidité et se rapprocheraient des tholéiites, mais les observations microscopiques prouvent bien que ce sont toujours des basaltes alcalins.

Nous avons représenté sur la figure 59, la position des différents groupes basaltiques dans le diagramme normatif Ne (+Le) - Ol - Di - Hy - Q. Les basanites sombres sont très bien regroupées, par contre le champ des basaltes "clairs" à structure doléritique est plus étendu.

Cette représentation peut donner une idée de la composition normative moyenne des deux groupes de même que celle de la proportion des "dolérites" saturées ou sous-saturées. Les quatre basaltes "hawaïtiques" sont dispersés dans les trois triangles.

3. Etude des éléments majeurs

3. 1. Histogramme de fréquence (Fig. 60)

Nous avons établi les histogrammes de fréquence des éléments majeurs en g pour 100g de roche, dans chaque série des basaltes planéziens. Ces fréquences cumulées, reportées sur l'abaque de Henry, permettent de définir une médiane pour chaque élément. Nous pouvons ainsi les comparer statistiquement.

Nous remarquons que les basaltes à structure doléritique, par rapport aux basanites sombres, sont plus riches en Si et Al au détriment des autres éléments.

Nous constatons de plus que les deux séries "sombres" sont très voisines voir confondues.

Mais un examen plus poussé en rapport avec les données des analyses modales (cf. Fig. 28) peut nous apporter quelques renseignements sur l'influence des phases minérales.

Différence entre basanites et "dolérites"

- La plus forte teneur en Si et Al dans les "dolérites" doit être évidemment mise sur le compte de leur richesse en plagioclase.

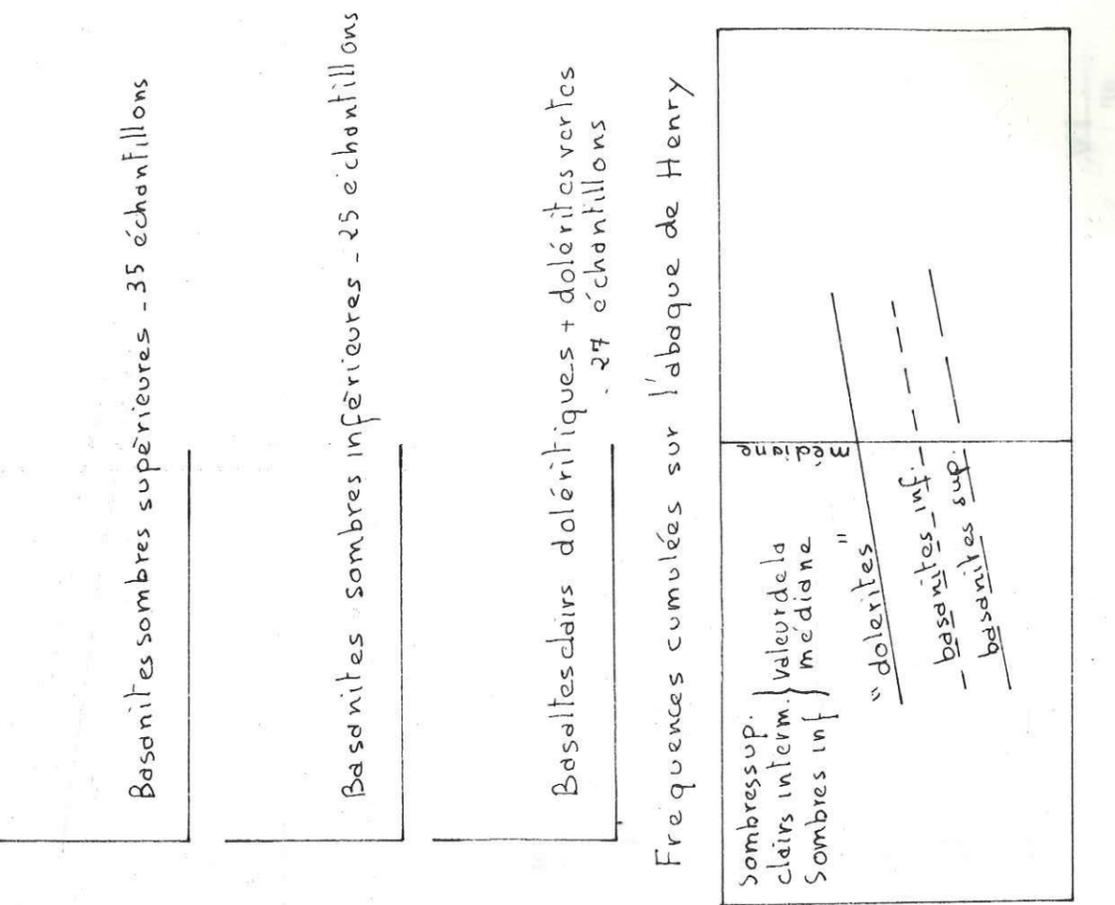
- La diminution de tous les autres éléments s'explique également par un appauvrissement corrélatif de tous les autres minéraux, en particulier les pyroxènes (Ca, Mg, Ti) et l'absence d'une phase de cristallisation résiduelle riche en alcalins.

- Il est cependant étonnant que la plus grande proportion en olivine des "dolérites" par rapport aux basanites ne se traduise pas par une évolution du taux de Mg, celui-ci étant à peu près identique dans les péridots des deux groupes. Mais ceci peut s'expliquer par le fait que cette concentration plus forte est mineure en regard de celle des plagioclases.

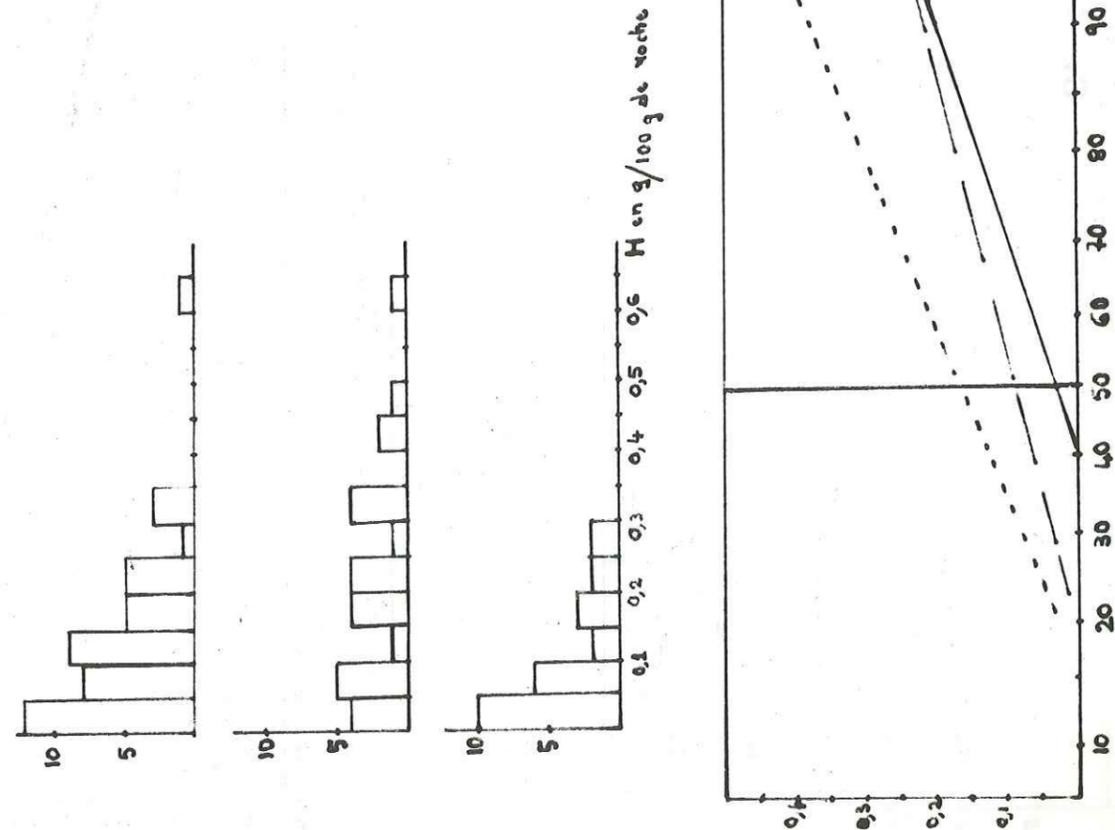
- La quantité de fer total est également sensiblement plus fai-

ble dans la série "claire" à structure doléritique.

Fig. 60 - Histogrammes de fréquence des éléments pour les basaltes planéziens

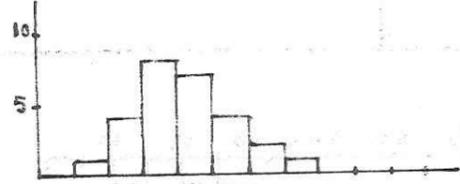
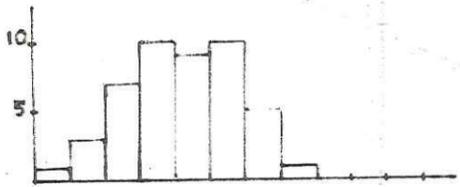


H



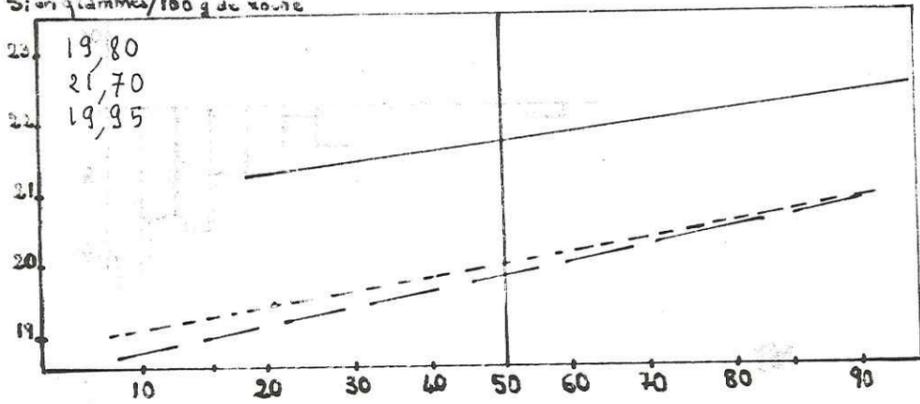
b

Si

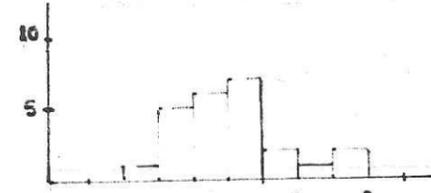
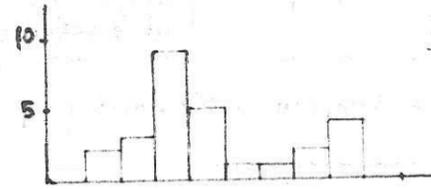
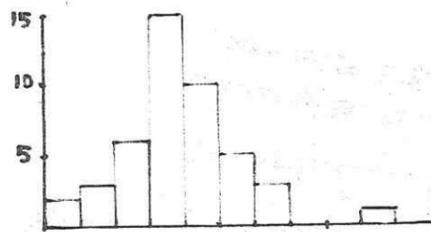


Si en grammes/100g de roche

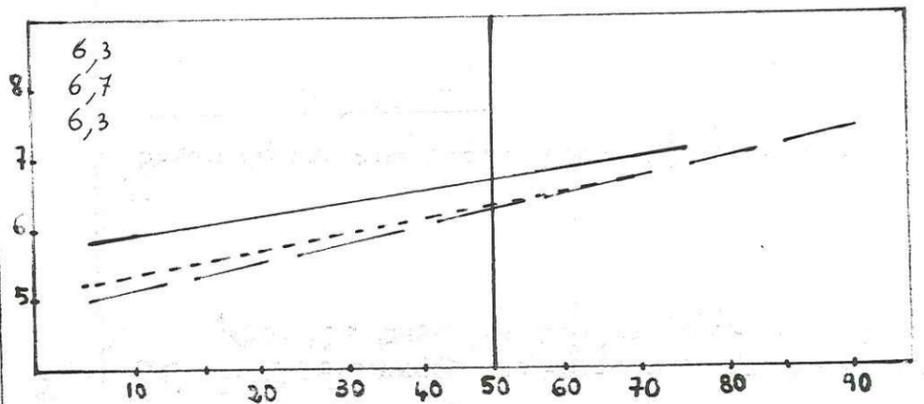
Si en grammes/100 g de roche



Al

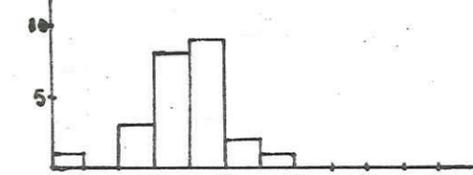
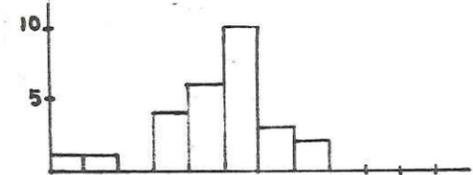
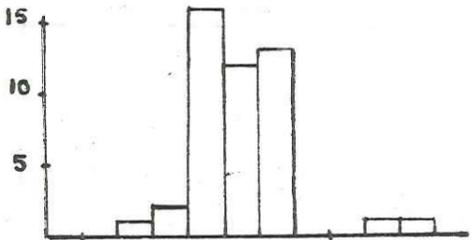


Al en grammes/100 g de roche

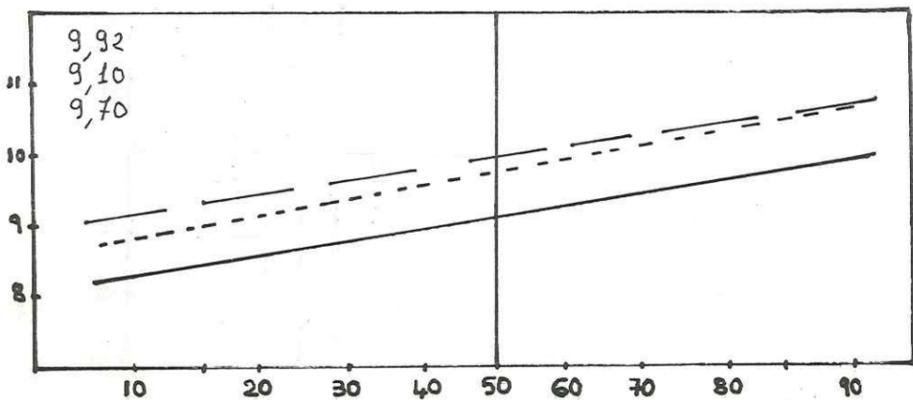


c

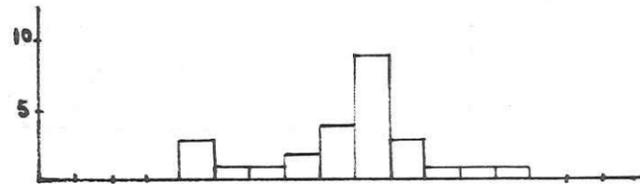
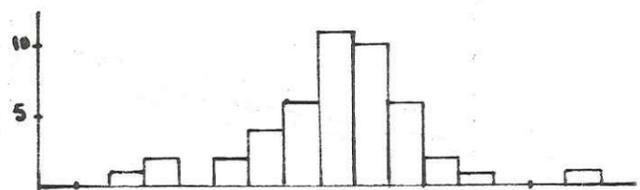
Fe



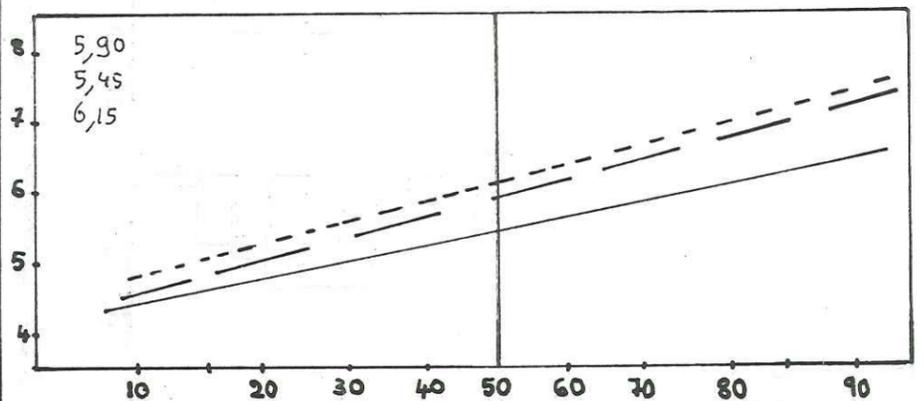
Fe²⁺ en g/100 g de roche



Mg

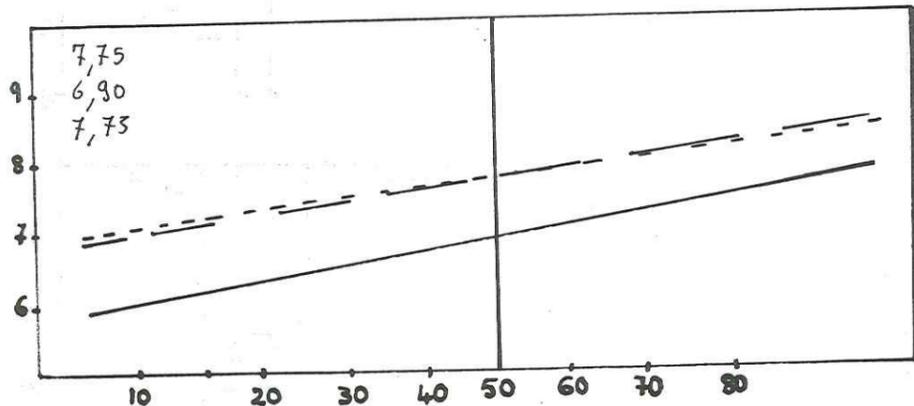
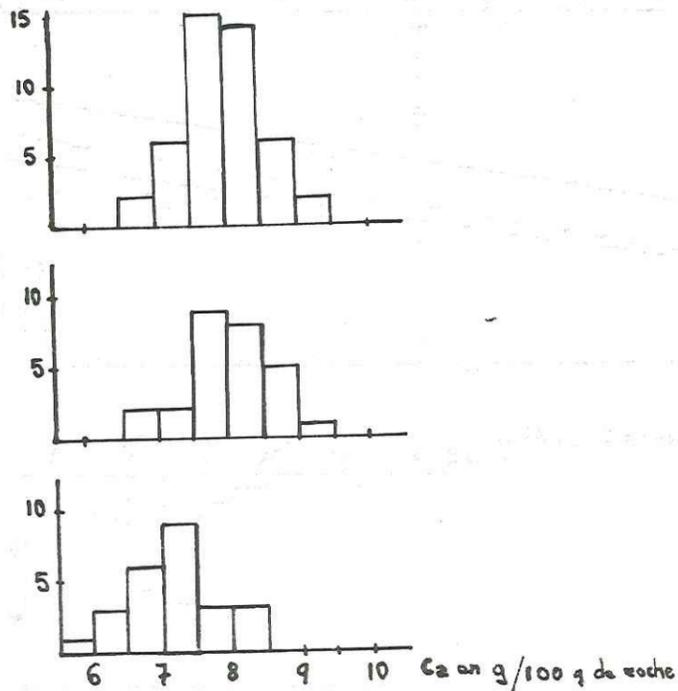


Mg en g/100g de roche

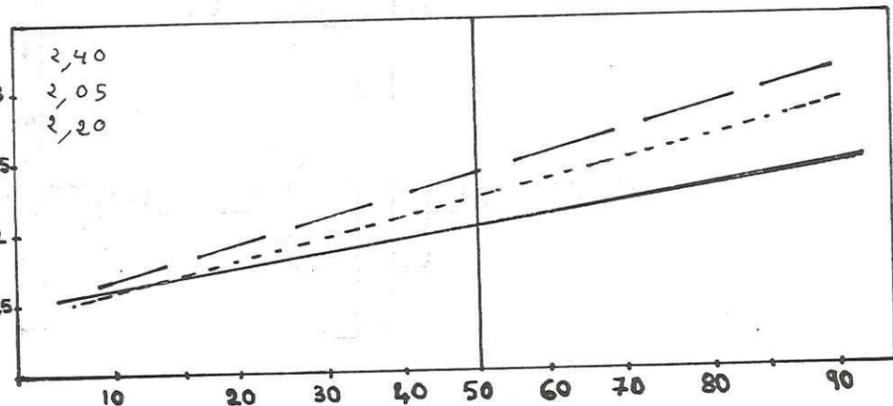
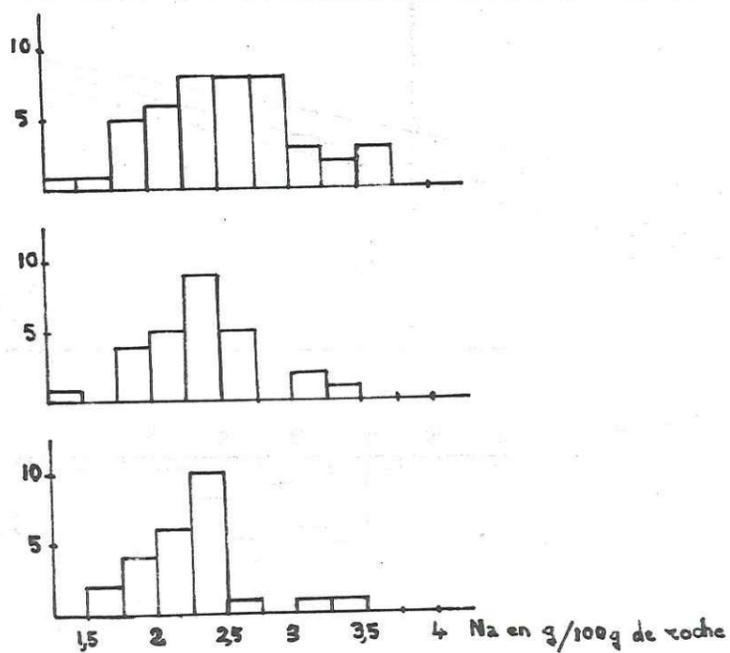


d

Ca

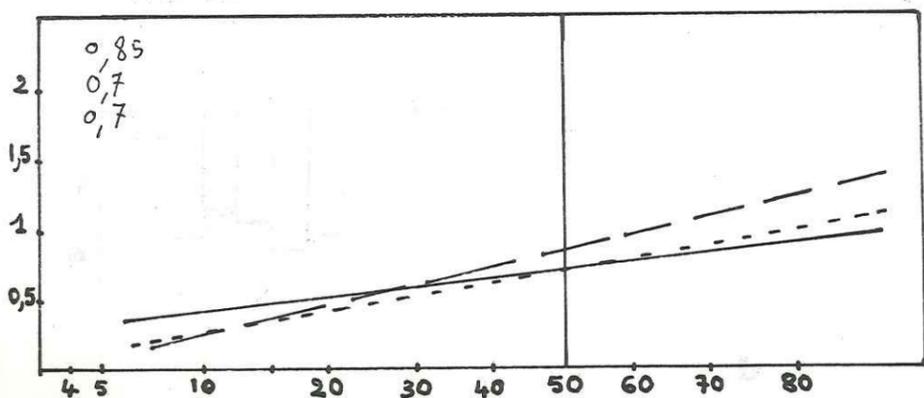
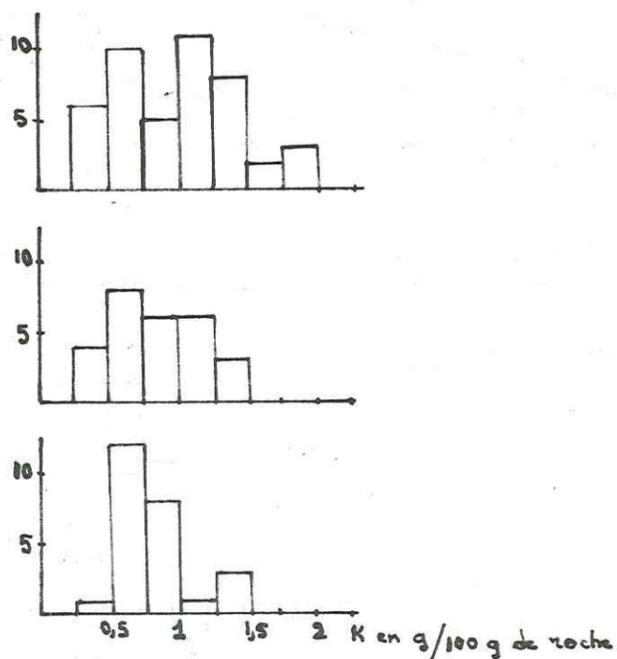


Na



e

K



Ti

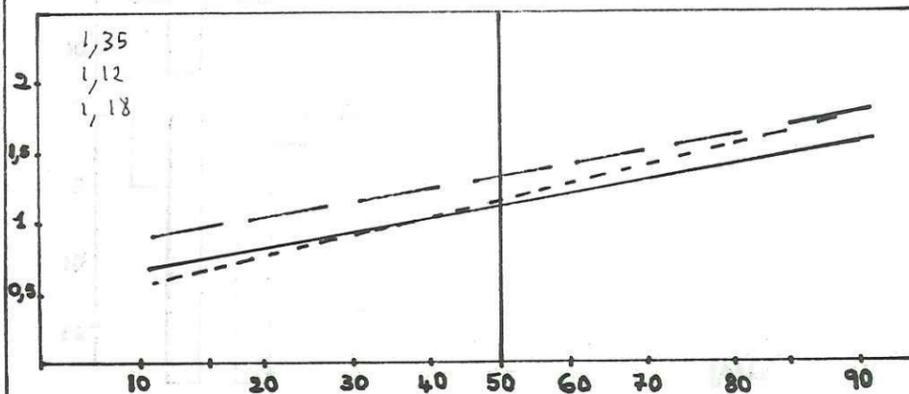
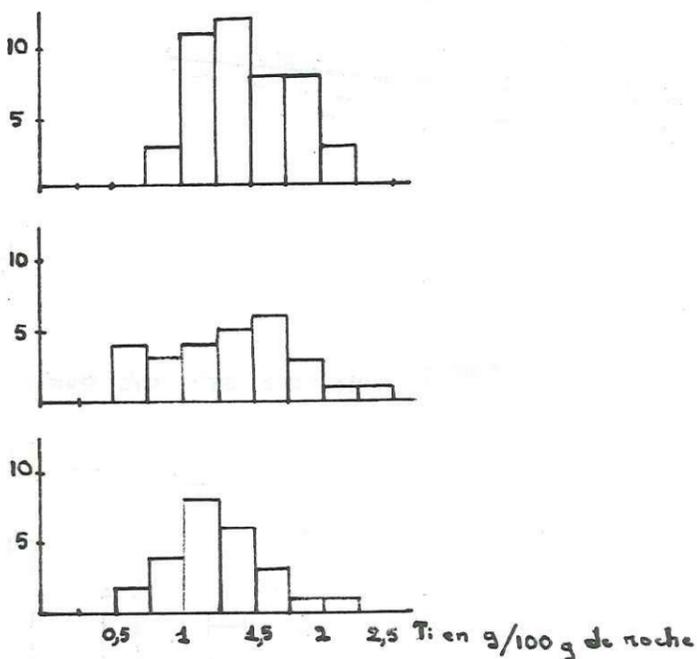
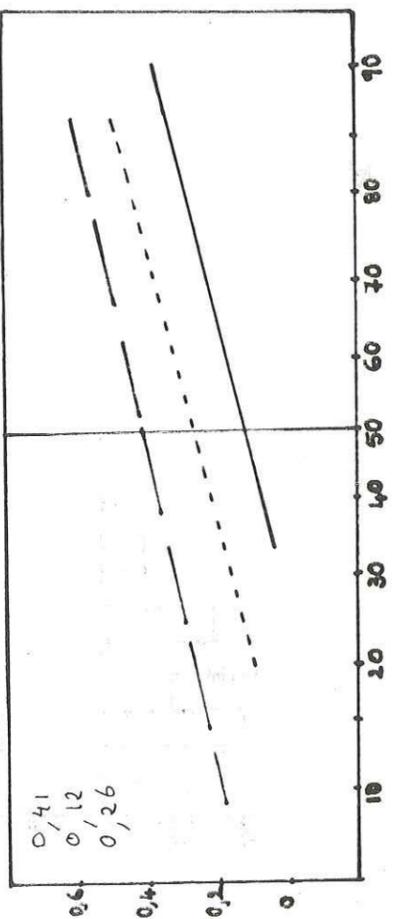
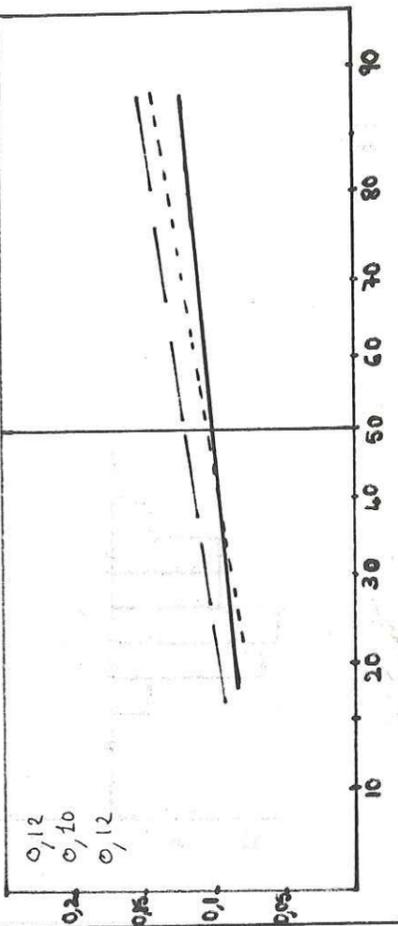


Tableau 20 : Composition moyenne de différents basaltes

	Basalte som- bre supérieure moyenne 45 analyses	Dolérite gri- se + verte 25 analyses	Basalte som- bre inférieure moyenne 27 analyses	Dolérite verte moyenne 7 analyses	Basalte à ten- dance hawai- tique, moyen 4 analyses	Hawaïte moy- enne d'Hawai 0,18	Dolérite gri- se très leuco- crist. éch. 630 0,15	Basalte an- karamitique rés sous sa- turée éch. 612 0,15	Ankaramite rés magné- sienne éch. 653 0,20	Basalte à fa- ctés résiduel éch. 804 0,25
SiO ₂	43,00	47,25	43,50	44,75	47,90	48,60	46,60	40,20	44,70	41,50
Al ₂ O ₃	12,50	13,50	12,50	13,60	14,65	16,49	20,30	11,65	8,65	9,25
FeO	5,50	7,50	6,50	6,60	5,70	7,40	6,50	5,45	4,75	6,30
Fe ₂ O ₃	7,50	5,5	7,00	6,20	6,90	4,19	6,40	8,90	8,85	8,50
MgO	10,75	9,00	11,00	10,25	6,30	4,70	4,75	13,00	16,30	11,20
CaO	11,35	9,75	11,25	10,30	8,20	7,79	9,55	12,55	10,40	11,55
Na ₂ O	3,40	3,00	3,00	2,50	3,65	4,43	3,20	4,00	2,40	4,60
K ₂ O	1,20	0,97	1,05	0,95	1,80	1,60	1,10	1,70	0,90	2,35
TiO ₂	2,60	1,80	2,20	1,70	2,50	3,16	1,60	2,45	2,10	2,85
P ₂ O ₅	1,08	0,52	0,60	0,40	0,80	0,69	0,35	1,20	0,80	1,20
MnO	0,18	0,15	0,16	0,20	0,15	0,18	0,15	0,15	0,20	0,25



graph of MnO/5 wt %

graph of MnO/5 wt %

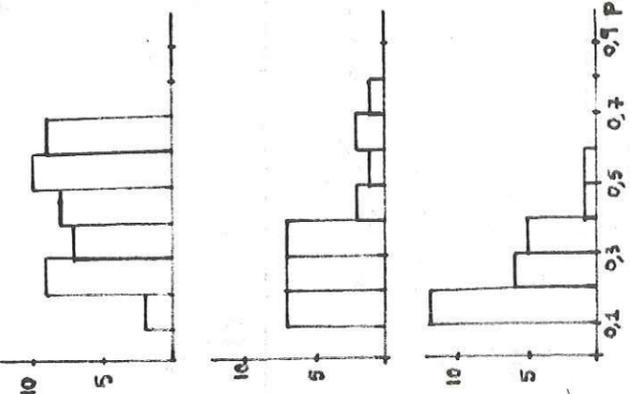
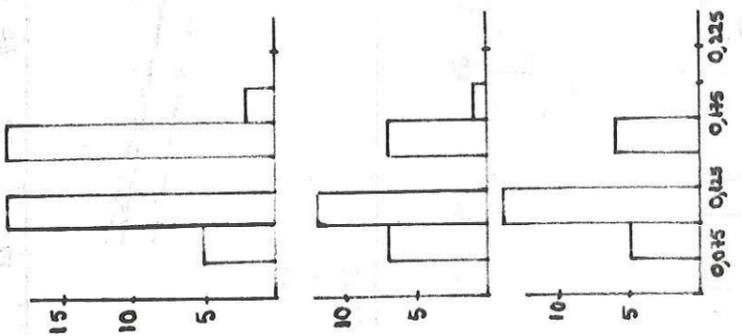
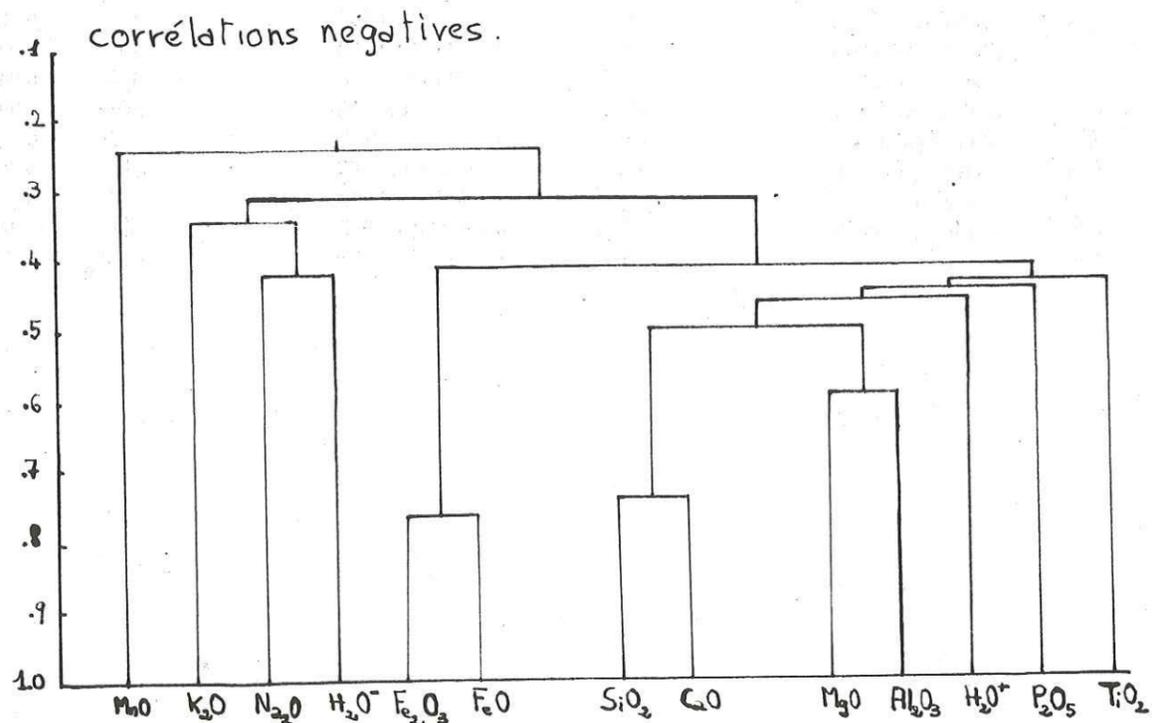
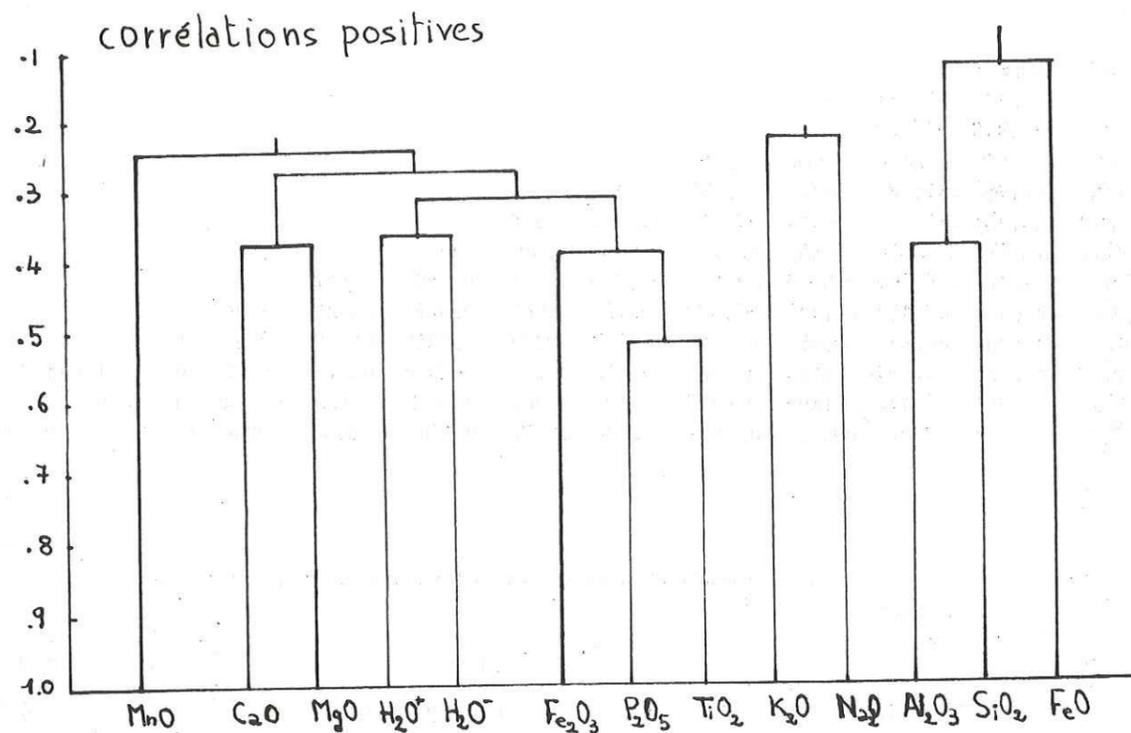


Fig. 61- Dendrogrammes



raux lourds dans une lave peu sous-saturée.

- Basanite à faciès résiduel : La concentration locale sous forme de veinules, de minéraux de cristallisation tardive dont l'association caractérise une phase très différenciée de composition vraisemblablement phonolitique, se traduit dans l'analyse chimique globale par un léger déficit en SiO₂ et Al₂O₃ et par une très forte teneur en alcalins.

3. 2. Corrélations entre éléments

Nous avons effectué à l'aide du programme de calcul de l'I. M. S. S., l'étude des coefficients de corrélation linéaire (r) des oxydes majeurs pris deux à deux pour le total de nos analyses. Ce calcul permet de mettre en valeur l'affinité (corrélation positive) ou l'opposition (corrélation négative) de chaque élément vis à vis de chacun des autres.

Les résultats sont présentés

- dans la matrice symétrique des coefficients de corrélation (r) (tableau 21). On admet que les valeurs de r significatives sont comprises entre 1 (corrélation d'un élément avec lui-même) et 0,4.

- dans les analyses de grappes simplifiées ou dendrogrammes qui illustrent les affinités ou oppositions réciproques entre éléments et groupes d'éléments (Fig. 61).

Les valeurs absolues des coefficients de corrélation étant médiocres, inférieures à 0,8 pour les corrélations négatives et inférieures à 0,52 pour les corrélations positives, prouvent la diversité des tendances des basaltes étudiés. Il est normal que les corrélations négatives soient meilleures que les corrélations positives dans une population (une analyse chimique) où la somme des individus (les oxydes) ne peut pas être plus grande que 100.

Il se dégage néanmoins que :

- SiO₂ est corrélé positivement à Al₂O₃ (et dans une proportion moindre à FeO). D'après les histogrammes de fréquence, nous avons vu que ces deux éléments sont déterminants dans la distinction de la série "claire" et de la série "sombre" planézienne.

- TiO₂ est corrélé positivement à P₂O₅ - Fe₂O₃, dans une proportion moindre ces éléments sont corrélés positivement à H₂O⁺, H₂O⁻.

- De même que CaO et MgO sont corrélés positivement entre eux.

- K₂O et Na₂O sont corrélés positivement entre eux, mais étant donnée la faible valeur de leur coefficient de similarité, ils peuvent être considérés comme neutres vis à vis des deux séries.

Les corrélations négatives opposent :

- Fe₂O₃ à FeO, cela traduit le degré d'oxydation supérieur des basanites par rapport aux "dolérites".

- CaO à SiO₂ } la richesse en pyroxènes des basanites "sombres" s'oppose à la richesse en feldspaths des basaltes "doléritiques".
- MgO à Al₂O₃ }

Le groupe SiO₂, Al₂O₃, FeO des basaltes "clairs" s'oppose donc au groupe MgO, CaO, Fe₂O₃ des basaltes "sombres".

Les diagrammes FeO - Fe₂O₃ et SiO₂ - CaO illustrent leurs différentes tendances (Fig. 62 - 63).

- Basanites supérieures
- Dolérites intermédiaires
- ▲ Basanites inférieures
- Basaltes hawaïtiques miocènes
- " " mésocrate
- " " mélanocrate

Fig. 62

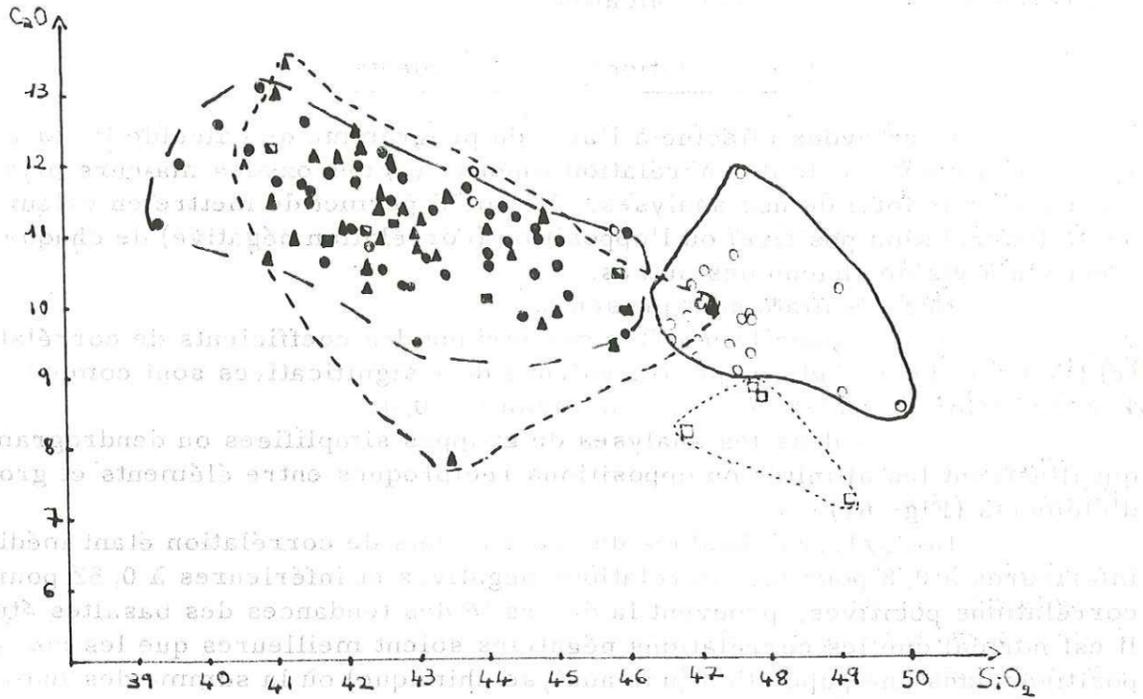
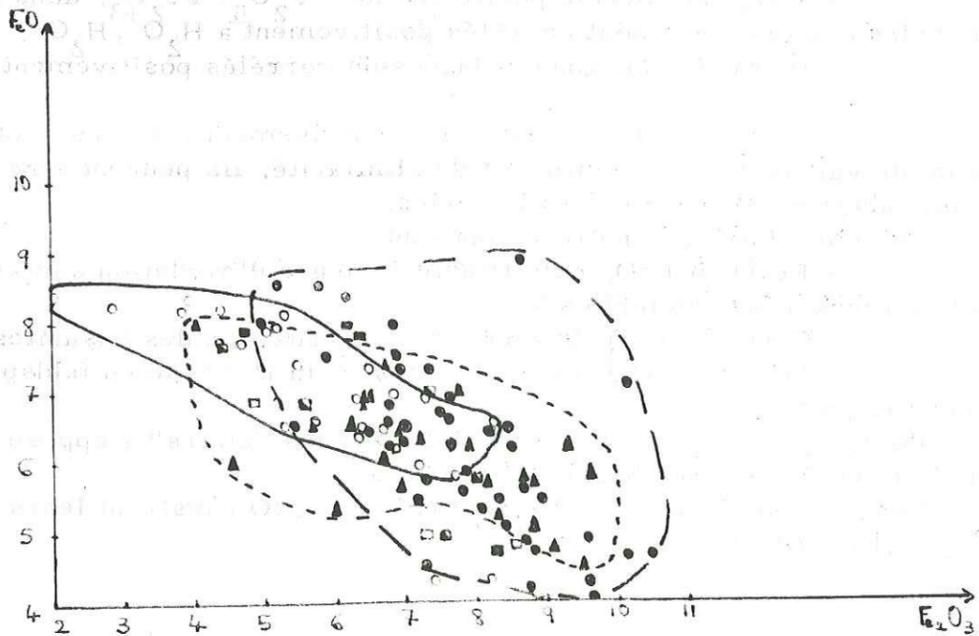


Fig. 63



157

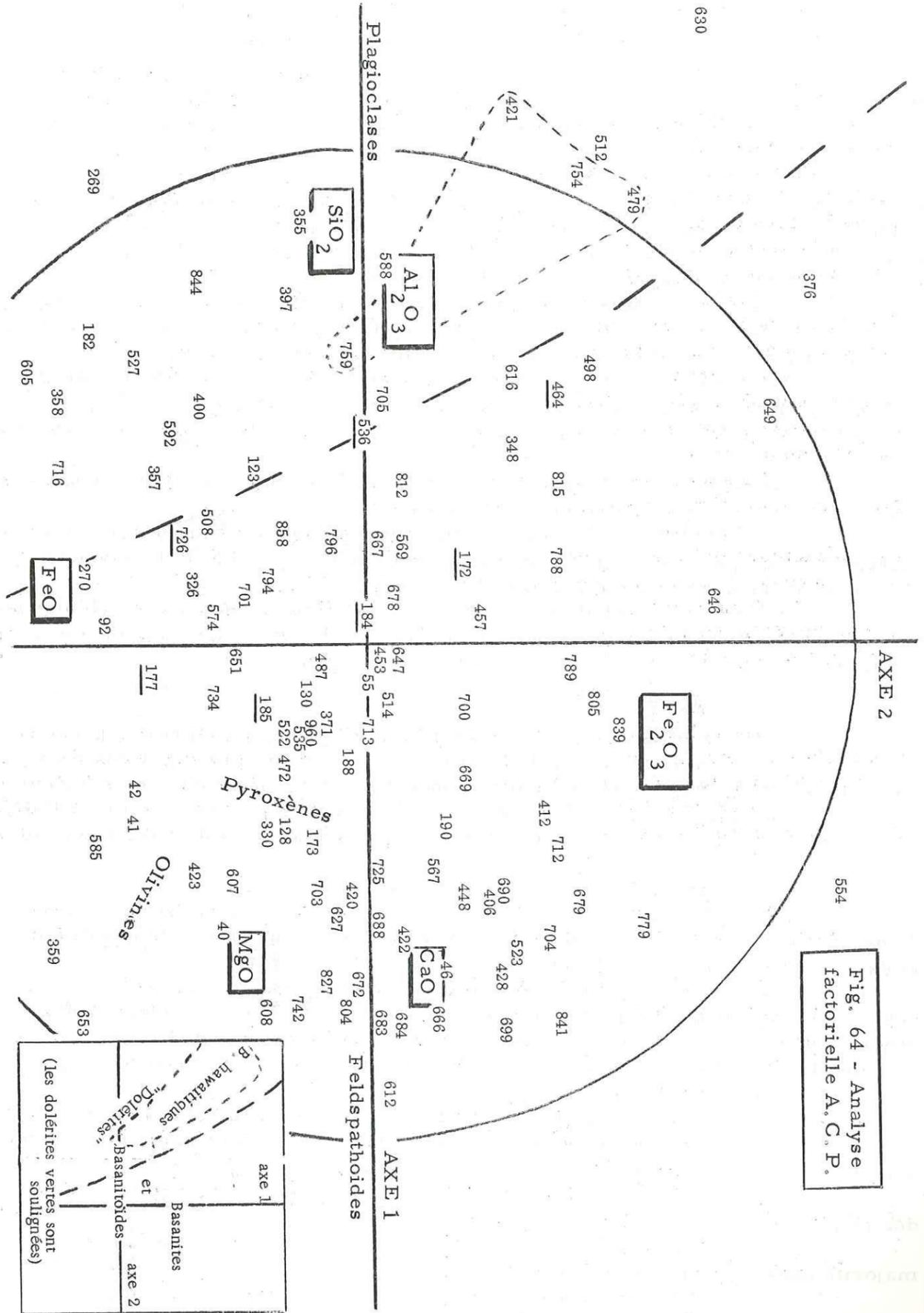


Fig. 64 - Analyse factorielle A.C.P.

3. 3. Etude statistique multivariée des variations de composition chimique de l'ensemble

Nous avons effectué, à l'aide du programme de calcul "analyse" de l'I. M. S. S., une analyse en composantes principales (ACP). On obtient en premier lieu la matrice symétrique des variances - covariances équivalente, lorsque les mesures sont normées par leur écart-type, à la matrice des coefficients de corrélation (cf. tableau 21). Ce type d'analyse permet de visualiser, par la projection des variables, les principales corrélations entre éléments chimiques selon 13 axes ou facteurs. 5 facteurs suffisent à expliquer 92% de la variance, dont 68% avec seulement 2 facteurs (tableau 22). Nous donnerons la représentation graphique de la projection sur le plan des axes 1 et 2.

Nous avons gardé comme significative pour chaque axe les variables dont le carré de la corrélation avec chaque facteur est supérieur à 0,16 (limite correspondant à un coefficient de corrélation linéaire égal à $\pm 0,4$).

Le premier facteur (axe 1) oppose fortement le groupe $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ au groupe $\text{CaO} - \text{MgO}$. La bonne corrélation, entre CaO et MgO de même que SiO_2 et Al_2O_3 , est bien décrite par ce facteur qui discrimine 48% des variations de l'ensemble étudié.

Le second facteur (axe 2) oppose Fe_2O_3 à FeO (et MgO) avec une discrimination de 20% des variations de l'ensemble.

La qualité de représentation diminue notablement au niveau des trois autres facteurs qui n'expliquent respectivement que 13, 7 et 4% de la variance. Nous n'avons donc retenu que les axes 1 et 2 (Fig. 64).

Nous avons symbolisé sur chaque axe l'influence des divers éléments. Lorsqu'un élément intervient au niveau de 2 axes, il a été placé dans un secteur résultant de la valeur de ses corrélations selon chaque facteur.

Axe 1

Les échantillons projetés du côté du pôle (CaO , MgO) correspondent aux roches riches en pyroxène et déficitaires en Si (feldspathoïdes). Ceux projetés du côté du pôle (SiO_2 , Al_2O_3) correspondent à des roches riches en feldspath.

Les laves "claires" ont leur domaine d'extension proche du pôle (SiO_2 , Al_2O_3), les laves "sombres" ont leur domaine d'extension vers le pôle (CaO , MgO).

Axe 2

La projection sur l'axe 2, qui oppose Fe_2O_3 à FeO (MgO), permet de décrire des variations quantitativement moins importantes que l'opposition feldspath-pyroxène, mais indépendamment de cette dernière.

On aboutit finalement à définir les principales directions d'influence des proportions de quatre phases minérales: pyroxène calcique, feldspathoïde, olivine, plagioclase. Le plan se trouve ainsi scindé en 2 par une ligne au Sud-Est de laquelle nous retrouvons la majorité des minéraux lourds et au Nord-Ouest le domaine des plagioclases.

La répartition des roches étudiées dans cet ensemble est la suivante:

- les basaltes miocènes à tendance hawaïtique sont entièrement dans le champ des plagioclases.
- les "dolérites" planésiennes sont pour la plupart dans le champ des plagioclases.
- Les séries "sombres" planésiennes s'étalent largement et en majorité dans le domaine des minéraux lourds.
- Il existe une zone de recouvrement entre les champs d'extension de ces deux derniers groupes. Les échantillons qui y figurent, sont pour la

plupart ceux que nous avons déjà signalés comme points aberrants à propos d'autres diagrammes. On note en particulier la présence de quatre échantillons de "dolérites" vertes (nappe de Latga NB7 -éch. 177-185-726, nappe de Tagenac SB4 -éch. 172) montrant des affinités avec le domaine basanitique.

Remarquons enfin, qu'aucune répartition selon des critères géographiques ou stratigraphiques n'a donné de résultat.

4. Les éléments-traces Rb et Sr

Les concentrations en éléments-traces dans les roches volcaniques apportent des informations sur les relations génétiques des différents liquides. Les quantités de Rb et Sr des roches saturées et sous-saturées sont des caractéristiques des types de magma au même titre que leur minéralogie et leurs éléments majeurs.

4. 1. Le rubidium

K et Rb ont des rayons ioniques très semblables, soit 1,49 Å et 1,33 Å aussi Rb se substitue facilement au K dans les minéraux contenant cet élément. Rb et K auront donc tendance à avoir des courbes d'évolution similaires.

De plus d'après MURTHY et al. (1967), il semble que tant dans les roches provenant d'un processus de différenciation par cristallisation fractionnée, Rb est enrichi préférentiellement dans le liquide par rapport au K.

Le rapport K/Rb aura donc tendance à décroître avec la séquence de différenciation.

Rb apparaît en valeurs détectables dans les feldspaths et feldspathoïdes. Il se trouve de préférence dans les feldspaths potassiques où il se substitue à K, plutôt que dans les plagioclases où il pourrait remplacer Na et/ou Ca. Les valeurs de Rb dans les plagioclases à teneur variable en anorthite sont uniformément basses, indiquant une substitution limitée. HEIER (1964) a montré que dans les néphélines le rapport K/Rb est inférieur à celui des feldspaths potassiques prouvant ainsi qu'une plus grande quantité de Rb est mobilisée dans la néphéline. Cela se vérifie dans les basanites plus riches en Rb que les basaltes "doléritiques" (Fig. 68)

4. 2. Le strontium

Sr est principalement distribué dans les minéraux riches en Ca tels que le plagioclase, le clinopyroxène, l'apatite, et des minéraux riches en K tels que le feldspath potassique et les feldspathoïdes. En effet Sr et Ca possèdent des charges identiques mais ont des rayons ioniques différents ($\text{Ca}^{++} = 0,99 \text{ Å}$ - $\text{Sr}^{++} = 1,17 \text{ Å}$). Ca sera donc favorisé par rapport au Sr au début de la cristallisation.

On peut supposer que la substitution $\text{Ca} \rightarrow \text{Sr}$ se fait surtout dans les plagioclases, le remplacement est minimum pour les minéraux mafiques calciques, ceux-ci n'acceptant que peu de Sr (NOCKOLDS et ALLEN, 1953). J. R. BUTLER et W. SKIBA (1962) ont montré que Sr croît en fonction inverse de la teneur en anorthite et n'est donc pas corrélé directement avec Ca. GOLDSCHMIDT (1954) a démontré que les feldspathoïdes contiennent beaucoup de Sr. L. R. WAGER et R. L. MITCHELL (1951), H. R. CORNWALL et H. J. ROSE (1959) et J. F. G. WILKINSON (1959) ont montré que le clinopyroxène, quoique étant relativement riche en Ca, contient beaucoup moins de Sr que le plagioclase coexistant. L'apatite contient aussi beaucoup de Sr mais est un constituant mineur.

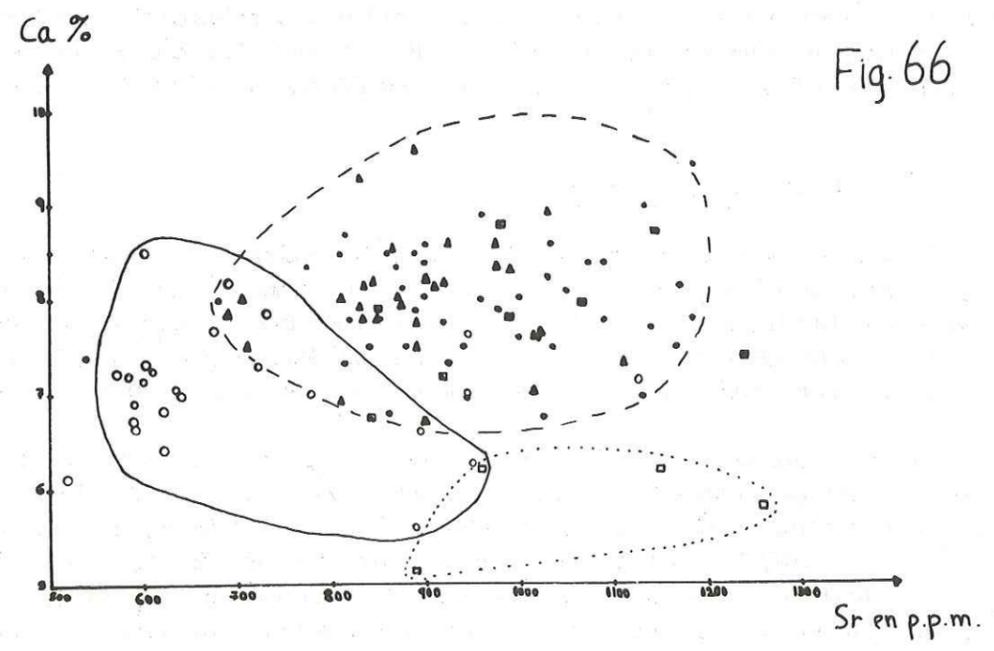
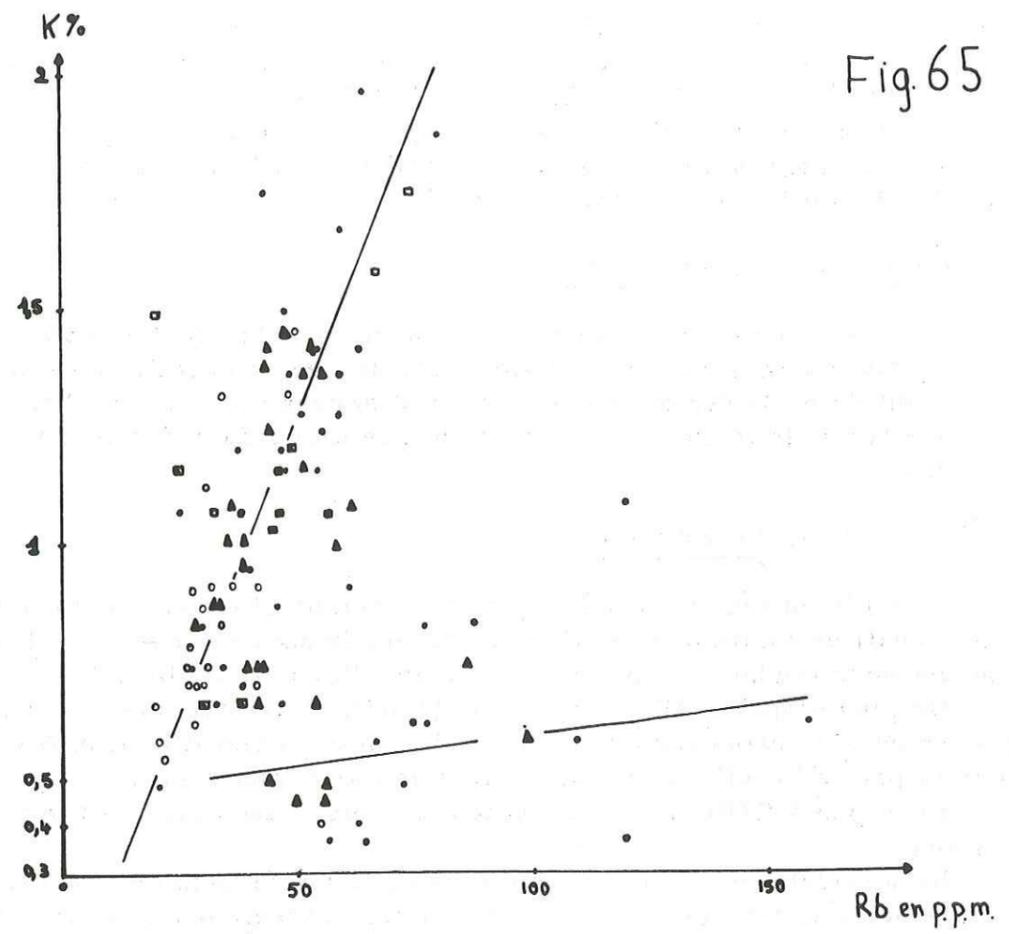


Fig. 68 - Histogrammes de fréquence Rb et Sr

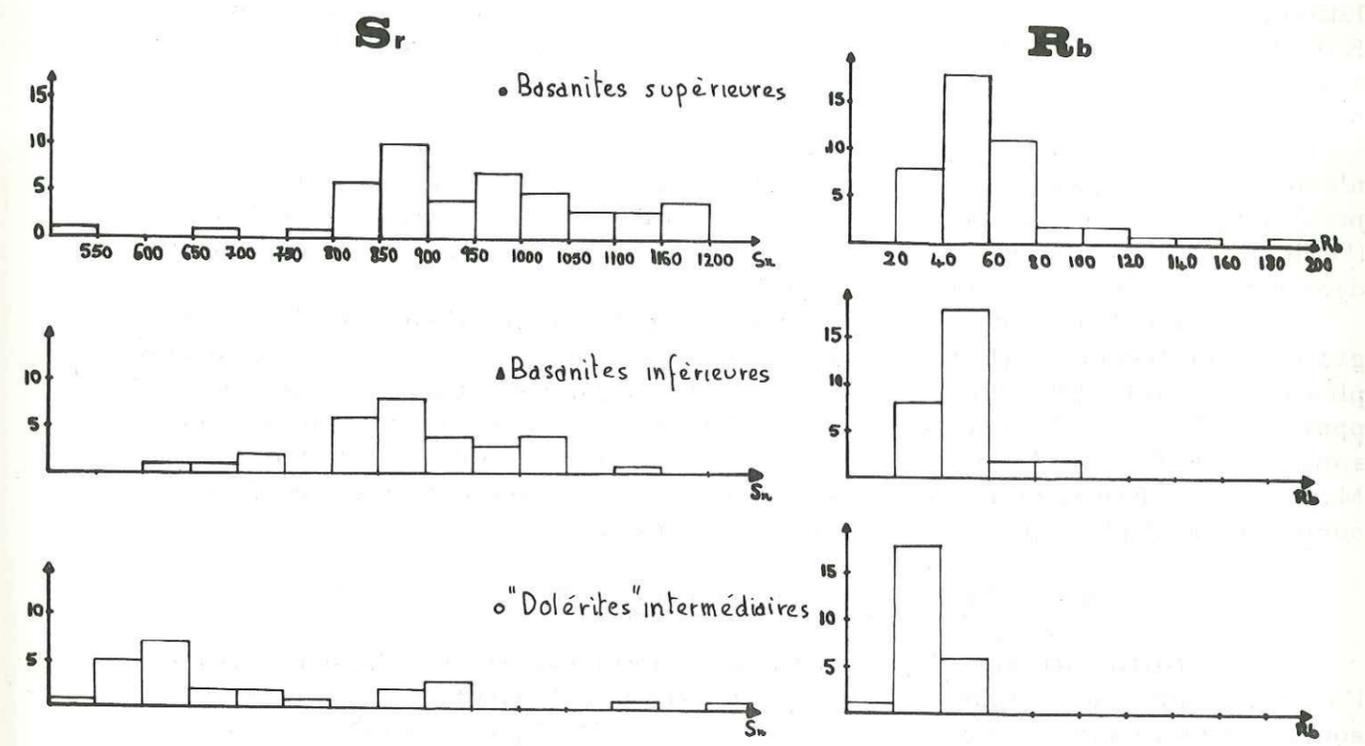
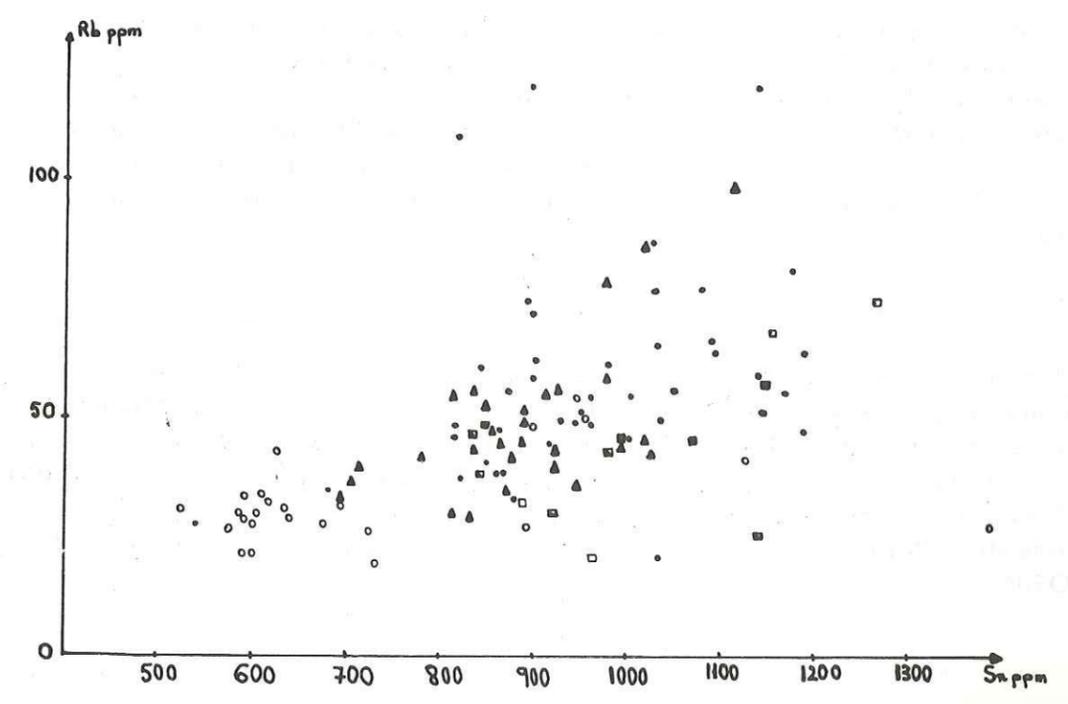


Fig. 67



Nous constatons que pour les basaltes planéziens en fait l'affinité de K et Rb et de Ca et Sr n'est pas toujours la règle. Pour illustrer ces remarques nous avons les diagrammes K-Rb et Ca-Sr.

Sur K-Rb (Fig. 65), nous remarquons deux tendances, une en corrélation positive entre K et Rb, l'autre où le Rb augmente beaucoup tandis que le K évolue peu. Nous remarquons que 31% des basanites supérieures, 14% des basanites inférieures et 4% des basaltes à structure doléritique sont dans ce dernier cas, mais cette augmentation semble aléatoire.

Sur Ca-Sr (Fig. 66), la figure ne montre pas de corrélation. Le Ca n'évolue presque pas (7 à 9%), tandis que Sr augmente énormément (500 à 1250 ppm); de plus on constate une dispersion des différentes partitions basaltiques ("dolérites" et basanites) pour les valeurs de Sr, quoique les "clairs" se situent dans leur majorité entre 500 et 800 ppm.

En observant le diagramme Rb-Sr (Fig. 67) de même que les histogrammes de fréquence (Fig. 68), nous voyons que la série "claire" est beaucoup plus pauvre en Rb (20-40 ppm) et Sr (550-650 ppm) que les basanites (Rb=40-60 ppm, Sr très variable mais supérieur à 800 ppm). Nous savons en effet que la somme de K+Ca est plus importante dans les basaltes "sombres". En accord avec M. PRINZ (in Poldervaart, 1967), nous constatons que les basaltes à néphéline normative sont plus spécialement riches en Rb et Sr.

4. 3. Signification de la teneur en Sr

HUBBARD (1969) et M. PRINZ (in Poldervaart, 1967) ont remarqué l'accroissement de la teneur en Sr parallèlement à l'approfondissement de la source magmatique. Ce critère est par ailleurs utilisé par R. BROUSSE (in colloque Jung, 1971) pour déterminer la profondeur relative des sources magmatiques des différentes provinces volcaniques d'Auvergne. En se fiant à ses données nous pouvons admettre une origine plus profonde pour les basanites sombres (moyenne de 920 ppm) que pour les basaltes "clairs" "doléritiques" planéziens (moyenne de 730 ppm).

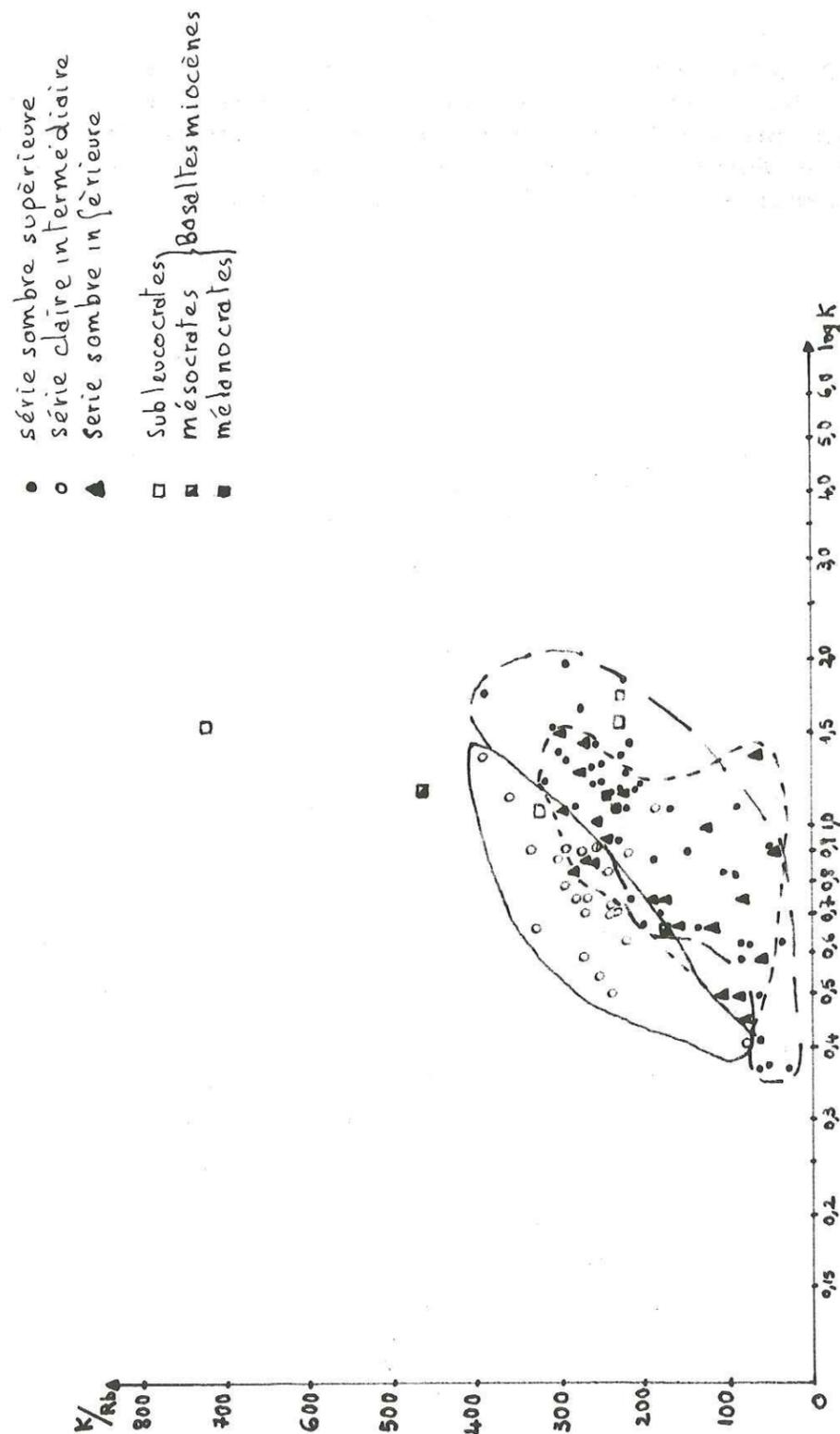
4. 4. Signification du rapport K/Rb

Nous arrivons à des conclusions analogues avec le rapport K/Rb. Dans le diagramme de la figure 69, le champ des basaltes "doléritiques" se situe dans un rapport allant de 200 à 400, celui des basanites sombres entre 10 et 300. P. W. GAST (1968) a remarqué que les basaltes tholéitiques ont un rapport K/Rb supérieur à celui des basaltes alcalins. Nous pouvons donc supposer que K/Rb est lui aussi fonction de la profondeur. Nous arrivons à la même conclusion que pour la teneur en Sr.

4. 5. Le rapport Rb/Sr

Les résultats précédents sont cependant en contradiction avec les indications données par le rapport Rb/Sr. En effet celui-ci d'après M. PRINZ est également indicateur de la profondeur d'origine des magmas, Rb/Sr étant plus petit dans les basaltes alcalins (0,05) et plus grand dans les tholéiites (0,06) S'il en est ainsi, nous trouvons cette fois-ci une profondeur d'origine plus grande pour les basaltes "clairs" (Rb/Sr = 0,034) que pour les basaltes "sombres" (Rb/Sr = 0,050).

Fig. 69 - Diagramme K/Rb - Log K



Rb et Sr nous apportent donc quelques résultats parfois peu cohérents sur la genèse des séries basaltiques planésiennes. Mais n'oublions pas que toutes les données précédentes relatives à la profondeur sont basées sur la comparaison entre tholéiites et basaltes alcalins alors que nous extrapolons nos résultats au seul groupe des basaltes alcalins, sur des écarts moindres.

Chapitre III : PROBLEMES DE BASALTOGENESE

Nous pouvons envisager plusieurs solutions pour expliquer les différences apparaissant aux deux niveaux des séries basaltiques cantaliennes de la région étudiée: soit d'une part la présence de basaltes à tendance hawaïtique au sein de la série miocène, d'autre part l'intercalation d'horizons "clairs" à structure doléritique dans les séries planésiennes.

Nous envisagerons tour à tour les possibilités de différenciation, de contamination et de genèse à différents niveaux.

1. La différenciation

Différents paramètres permettent de représenter les séries magmatiques en fonction du degré de différenciation de chacune des laves :

- le D. I. de C. P. THORNTON et O. F. TUTTLE (1960)

$$D. I. = (Ne + Le + Or + Ab + Q) \text{ norme}$$

- l'indice de LARSEN

$$SiO_2/3 + K_2O - (FeO + MgO + CaO)$$

- l'indice² R de J. JUNG et R. BROUSSE (1958)

$$R = (K + Na/K + Na + Ca) \times 100$$

- le S. I. de H. KUNO (1959)

$$S. I. = MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$$

L'indice de H. KUNO étant plus intéressant pour les termes basiques et ultrabasiques, nous conserverons celui-ci.

Les diagrammes (Fig. 70-71) représentent les variations des pourcentages pondéraux des différents oxydes en fonction de l'indice de solidification de H. KUNO. Il est supposé que la valeur du S. I. décroît proportionnellement avec la somme du liquide résiduel. Tous les magmas indifférenciés ont un S. I. compris entre 40 et 35. Les roches ayant un S. I. plus haut que 40 confirmé par une haute valeur de MgO semblent être des produits d'accumulation de cristaux d'olivine et de pyroxène.

En ce qui concerne la planèze, les trois différentes séries: basaltes à structure doléritique, basanites sombres inférieures et basanites sombres supérieures, évoluent parallèlement.

Leur S. I. est compris:

- entre 50 et 25 pour les basanites sombres supérieures
- entre 46 et 27 pour les basanites sombres inférieures
- entre 42 et 22 pour les basaltes à structure doléritique

L'intervalle de différenciation est le plus grand dans les basanites supérieures; leur évolution marquée vers les téphrites est ainsi attestée.

Nous retrouvons toujours SiO_2 et Al_2O_3 supérieurs, et $FeO+Fe_2O_3$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 et P_2O_5 inférieurs pour les basaltes à structure doléritique. Les basanites inférieures se situent entre les deux autres séries.

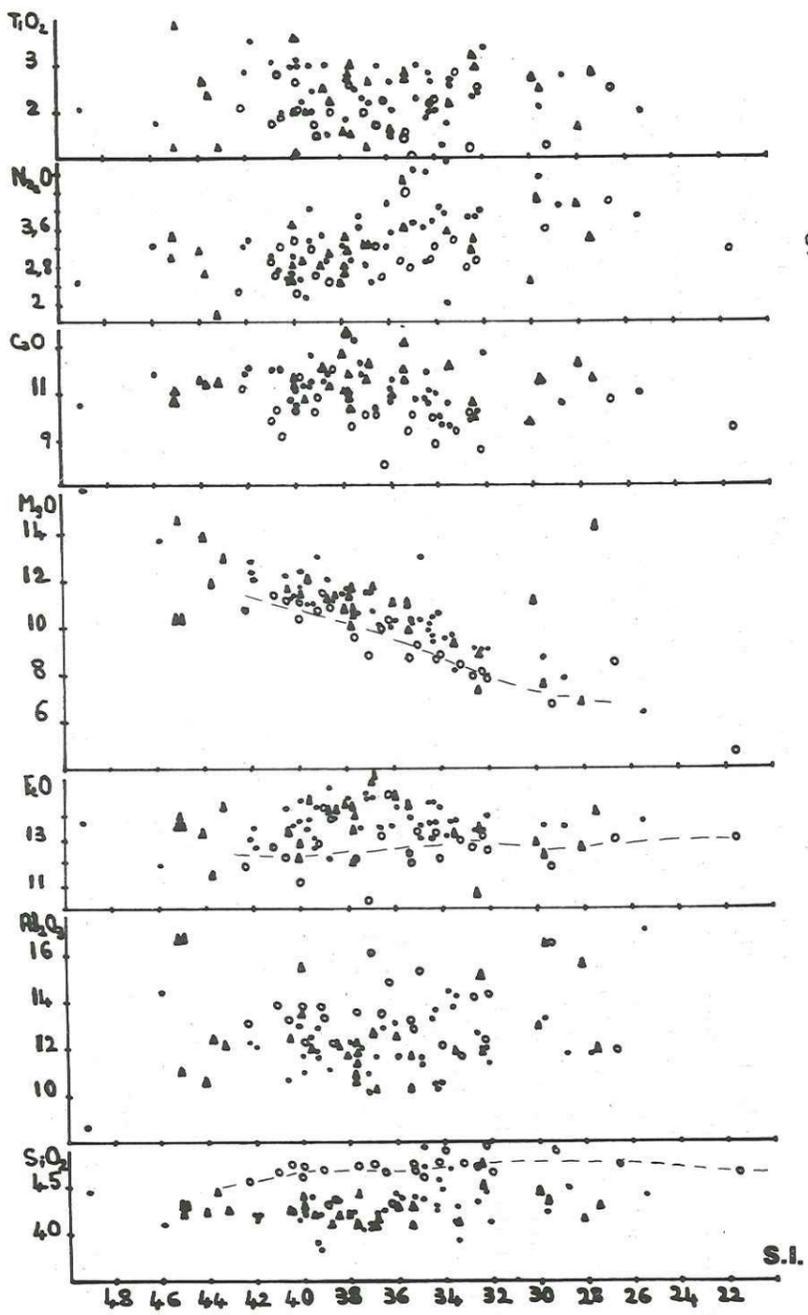


Fig. 70 -
Oxydes/S.I.
Séries planésiennes

- Basanites sup.
- "Dolérites" interm.
- ▲ Basanites inf.

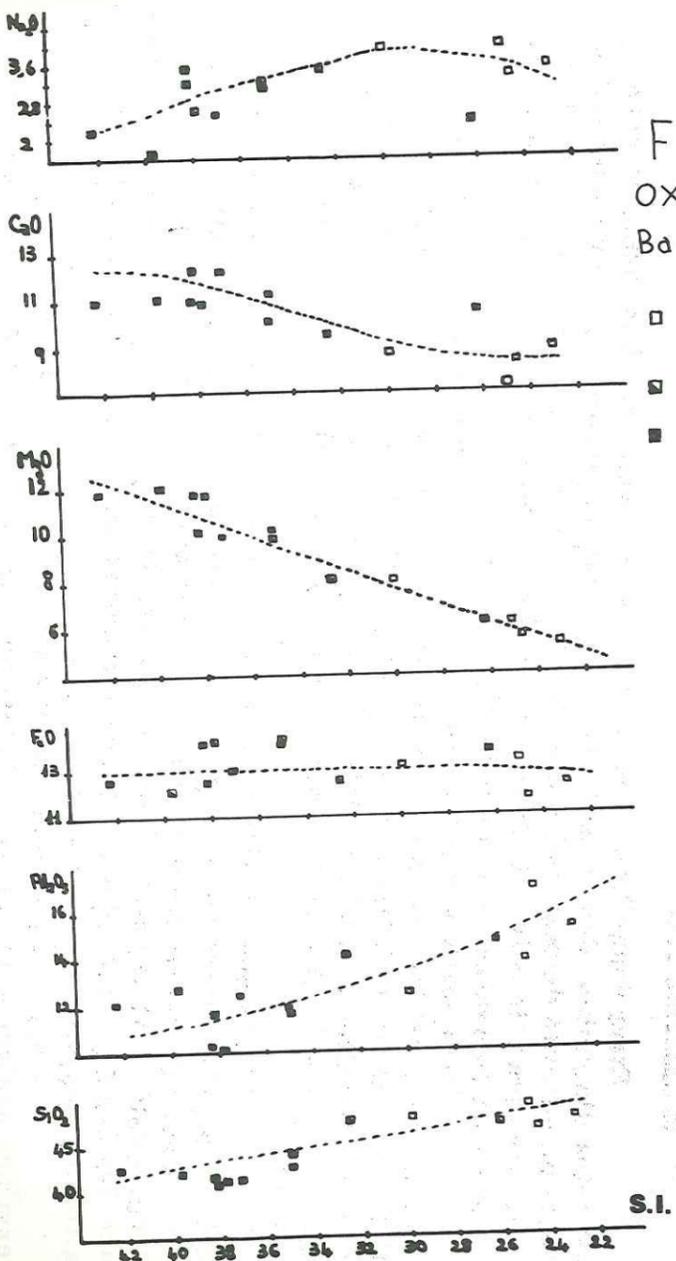
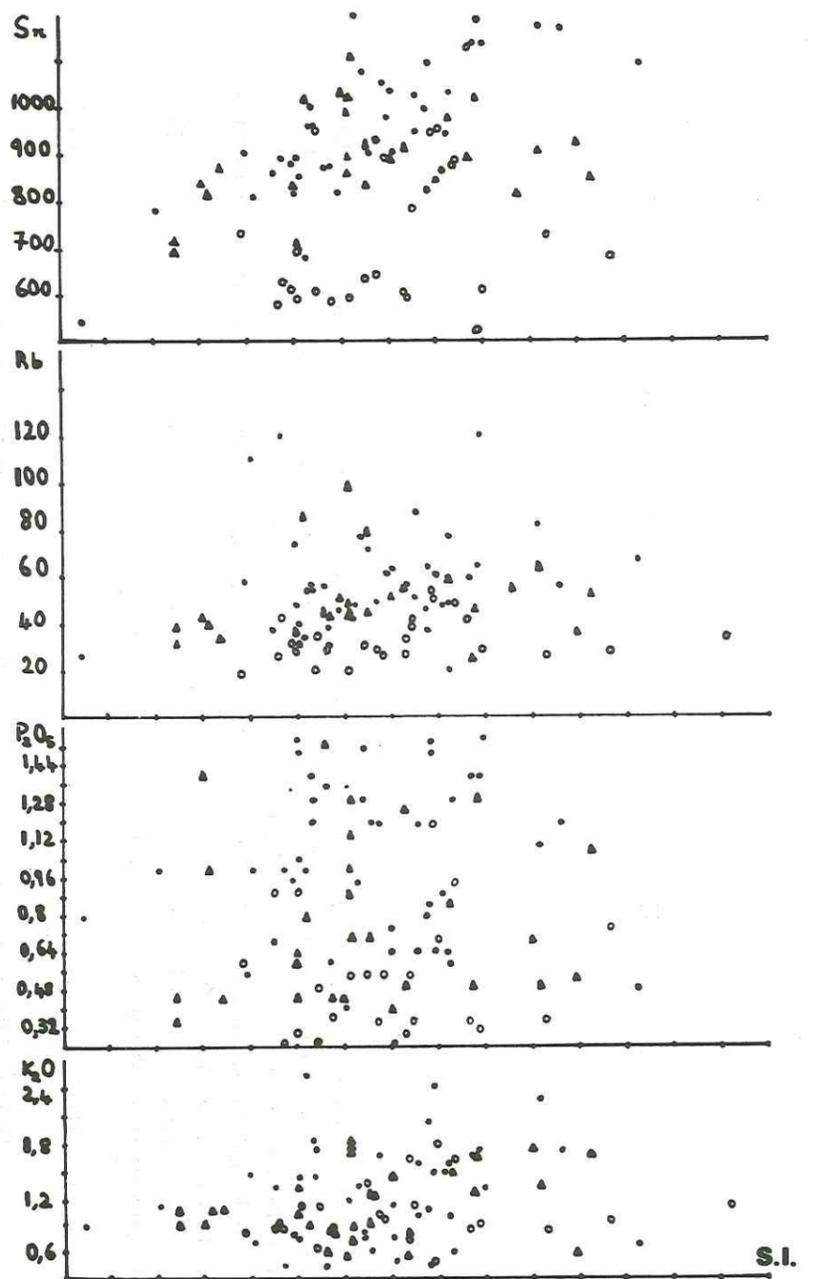
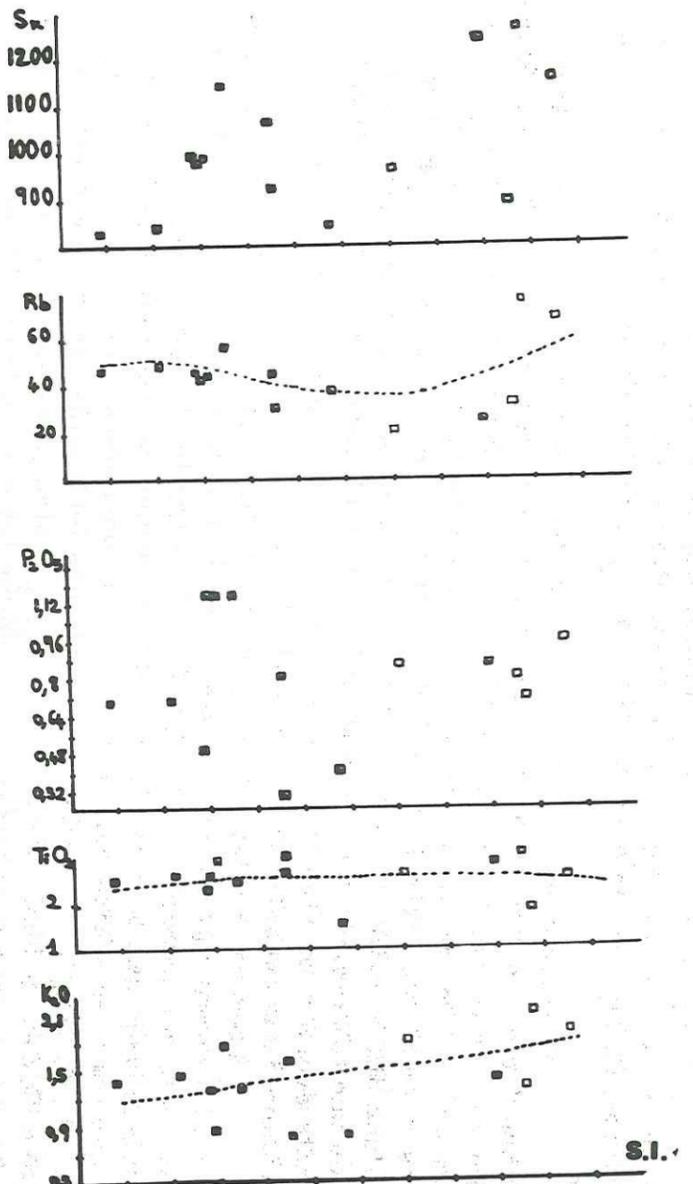


Fig. 71 -
Oxydes/S.I.
Basaltes miocènes

- Subleucocrates hawaïtiques
- Mésocrates
- Mélanocrates



Nous obtenons les mêmes résultats pour Rb et Sr.

Dans chacun des trois groupes, depuis les termes les plus pauvres jusqu'aux plus riches en SiO_2 , la différenciation s'opère essentiellement par une diminution de MgO et une augmentation de Al_2O_3 et des alcalins de même que Rb et Sr.

Nous sommes donc obligés d'admettre que série "claire" et séries "sombres" sont indépendantes et que la première n'est pas le fruit d'une différenciation de la seconde. Ceci est par ailleurs en accord avec la composition modale des deux séries montrant que les basaltes à structure doléritique sont plus riches en olivines, contrairement à l'évolution que nous serions en droit d'attendre d'une différenciation par gravité ou cristallisation fractionnée. En outre on sait qu'une telle différenciation aboutit à un enrichissement en K_2O - Na_2O des produits évolués; or c'est le contraire que nous observons, la série à structure doléritique intermédiaire étant moins alcaline.

Dans le cas des basaltes miocènes, le schéma est différent; nous observons un passage progressif depuis les roches mélanocrates jusqu'aux leucocrates. S. I. est compris entre 42 et 22. L'intervalle d'évolution depuis les ankaramites jusqu'aux basaltes à tendance hawaïtique est du même ordre de grandeur que dans les séries planésiennes. Nous constatons l'augmentation de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , éléments constituant des feldspaths, et la diminution corrélatrice de CaO et MgO. TiO_2 et $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ restent constants. Rb et Sr augmentent également avec la différenciation quoique les deux valeurs obtenues pour le basalte subleucocrate du Rougeat soient faibles. Nous pouvons donc conclure à une différenciation pour les basaltes miocènes.

Nous nous expliquons ainsi pourquoi les termes "clairs" correspondants aux deux époques basaltiques n'ont pas les mêmes caractères. Car si la différenciation des basanites miocènes aboutit à des "hawaïtes", nous ne pouvons faire dériver directement les basaltes à structure doléritique des basanites planésiennes. Il faut donc rechercher une autre solution pour ce dernier cas.

2. La contamination

Etant donné la présence d'enclaves énallogènes de quartz, voire de silicates d'alumine, dans tous les basaltes étudiés, nous pouvons supposer qu'une certaine quantité de matériel sialique a été assimilée par le magma. En particulier, nous pourrions imaginer que les basaltes à structure doléritique planésiens seraient un équivalent contaminé des basanites.

La question est de savoir dans quelles proportions s'est faite cette contamination; or des fragments centimétriques de granite ou de gneiss sont relativement courants à l'échelle du terrain dans les basanites, mais très rares dans les basaltes à structure doléritique. Cela pourrait être dû à ce que les basanites correspondent à un dynamisme plus explosif que les basaltes "clairs" très effusifs.

L'absence d'enclaves dans les basaltes à structure doléritique pourrait être interprété comme une digestion de ces dernières. Mais cette assimilation se traduirait dans leurs compositions chimiques avec non seulement un enrichissement en SiO_2 , Al_2O_3 mais aussi en K_2O , Na_2O . Or le fait que les basaltes à structure doléritique soient plus faiblement alcalins que les autres, exclut d'emblée la contamination.

Cinq mesures isotopiques du Sr ont été faites sur 5 poudres ayant servi aux analyses chimiques. Il n'est pas question de tirer des conclusions définitives à partir de ces mesures trop restreintes. Cependant on peut constater (tableau 23):

- que le rapport reste voisin de 0,704-0,705 pour les basanites
- qu'il monte à 0,709-0,710 pour les basaltes à structure dolé-

ritique.

Tableau 23 : Composition isotopique du stontium

Analyses au spectrographe de masse effectuées par Y. Vialette, Clermont-Ferrand.
Coupe de référence de Latga à Saint-Flour (thèse A.G.H. p.246).

Réf. échant.	n° an. spectro.	Horizon stratigr.	K%	Rb ppm	Sr ppm	Rapport $\text{Sr}_{87} / \text{Sr}_{86}$
421	2478	Bml	2,230	69	1148	0,7041 ± 0,0010
				78	1160	0,7059 ± 0,0005
420	2479	Bmm	0,725	44	972	0,7084 ± 0,0006
				47	979	0,7079 ± 0,0008
406	2680	SB1	0,853	41	827	0,7057 ± 0,0005
				47	839	
177	2481	NB7	1,100	35	659	0,7106 ± 0,0009
					665	0,7084 ± 0,0006
182	2482	SM2	0,747	18	551	0,7094 ± 0,0010
					552	0,7082 ± 0,0009
128	2483	SS3	1,320	46	852	0,7044 ± 0,0007
184	2484	SS4	0,946	87	1075	0,7063 ± 0,0007

Il est admis que les valeurs de $\text{Sr}_{87}/\text{Sr}_{86}$ des basaltes alcalins sont comprises entre 0,703 et 0,706. Cette valeur peut légèrement augmenter dans le cas des tholéiites (0,708), toutefois dans le cas de rapports atteignant 0,709 à 0,710, comme ceux des "dolérites" de Latga et Bouzentès, il est possible d'envisager un phénomène de contamination par la croûte. Mais ces valeurs peuvent aussi refléter une augmentation des teneurs en Sr radiogénique des couches moins profondes du manteau, d'où serait issu le magma parental doléritique.

En ce qui concerne l'échantillon 421 des orgues de Saint-Flour, le rapport de 0,704 serait en faveur d'une origine des basaltes "clairs" miocènes par différenciation à partir des termes basanitiques. Par contre la valeur trop élevée dans le basalte miocène (éch. 420) du cimetière de Saint-Flour indiquerait une légère contamination.

Il nous semble cependant que la contamination est un phénomène mineur; comme nous allons le voir par la suite, nos arguments les plus probants vont dans un autre sens.

3. Origines différentes

La solution de la différenciation ayant été retenue pour la série miocène mais ne pouvant expliquer la différence entre les deux séries planésiennes, nous avons été amenés à considérer deux magmas évoluant chacun pour son propre compte.

Nous allons maintenant en récapitulant les données pétrographiques et chimiques essayer de préciser les conditions de genèse relatives à chaque magma.

Tableau 24 : Comparaison des échantillons 177 et 535

	Dolérite verte de Latga NB7 éch. 177	Basanitoïde de l'horizon des Truffières SS3 éch. 535	Différence
SiO ₂	43,80	43,70	-0,10
Al ₂ O ₃	12,20	12,25	+0,05
Fe ₂ O ₃ +FeO	13,40	13,80	+0,40
MgO	11,10	11,05	-0,05
CaO	11,45	11,70	+0,25
Na ₂ O	2,20	2,90	+0,70
K ₂ O	1,10	0,85	-0,25
TiO ₂	2,05	1,55	-0,50
P ₂ O ₅	0,30	0,60	+0,30
MnO	0,20	0,20	0
H ₂ O ⁺	1,75	1,20	-0,55
H ₂ O ⁻	0,40	0,55	+0,15

Rappelons tout d'abord que les enclaves de péridotite se trouvent uniquement dans les basanites. Ceci pourrait conduire à l'hypothèse que les basaltes à structure doléritique sont des produits de basse pression qui par conséquent ne peuvent pas retenir des xénolithes dont la paragenèse est de haute pression.

Nous avons vu également que le schéma de cristallisation des deux séries basaltiques planéziennes était très différent. Ceci n'est pas seulement dû à une variation du chimisme. En effet les échantillons 177 et 535 (tableau 24) ont des compositions chimiques très proches alors qu'ils présentent des structures microscopiques tout à fait dissemblables, le premier étant à structure doléritique typique, le second étant microlitique porphyrique. Ce sont donc dans les conditions thermodynamiques appliquées à chacun des magmas que se situe la différence. En effet nous avons pu voir que les basanites "sombres" avaient cristallisé sous une pression d'oxygène et d'H₂O plus forte que les basaltes à structure doléritique.

La quantité de Al₂O₃ et de MgO permet également de nous apporter quelques précisions. Après les travaux de D. H. GREEN et A. E. RINGWOOD (1967), COHEN et al. (1967), ITA et KENNEDY (1967) et O'HARA (1968), R. BROUSSE (in symposium Jung, 1971) utilise ces deux éléments comme "indicateur des degrés de fusion ou des profondeurs de genèse" des basaltes du Massif Central français. "A degré constant de fusion partielle, les liquides apparus à basse pression (moins de 9 Kb) ont des teneurs plus fortes en Al₂O₃ et moindres en MgO que ceux nés à plus hautes pressions". Les basaltes à structure doléritique ont donc cristallisé à plus faible profondeur que les basaltes "sombres".

Enfin rappelons que les teneurs en strontium et le rapport K/Rb nous avaient permis d'aboutir à des conclusions analogues.

On peut essayer de mieux situer et de chiffrer la profondeur de formation de ces deux foyers magmatiques.

On admet actuellement l'existence d'une continuité entre les grands groupes de basalte engendrés par fusion partielle à des profondeurs variées du manteau, toutes sortes de basaltes transitionnels existants depuis les basaltes alcalins jusqu'aux tholéiites. A. SUGIMARA (1960) a montré que le rapport

$$= \text{SiO}_2 - 47 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$$

est fonction de la profondeur du plan sismique, générateur de magma, sous l'arc insulaire du Japon. En transposant ces données dans le Cantal et en admettant que les paramètres de l'équation ne change pas, on peut calculer:

- $\theta = 33,5$ pour le basalte à structure doléritique moyen
- $\theta = 25,8$ pour les basanites moyennes

Leur degré de différenciation étant équivalent, on peut estimer que les basaltes à structure doléritique se sont formés entre 230 et 300 km, et les basanites entre 300 et 500 km.

En résumé beaucoup de données convergent vers le même résultat. Série des basaltes à structure doléritique et série des basanites de la planèze apparaissent comme l'expression de deux sources magmatiques indépendantes situées à deux niveaux: le premier à grande profondeur et de haute pression, le second à une profondeur moindre et de moindre pression.

CONCLUSION

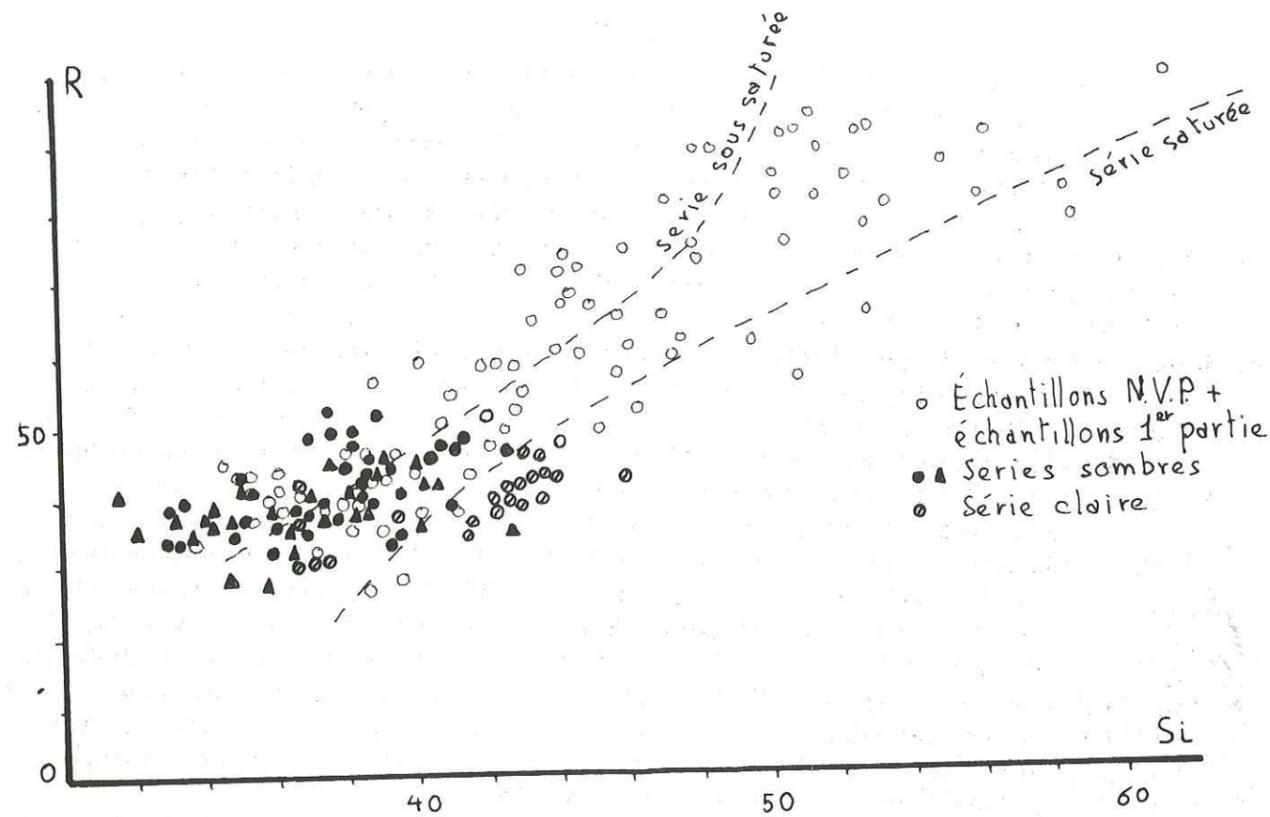
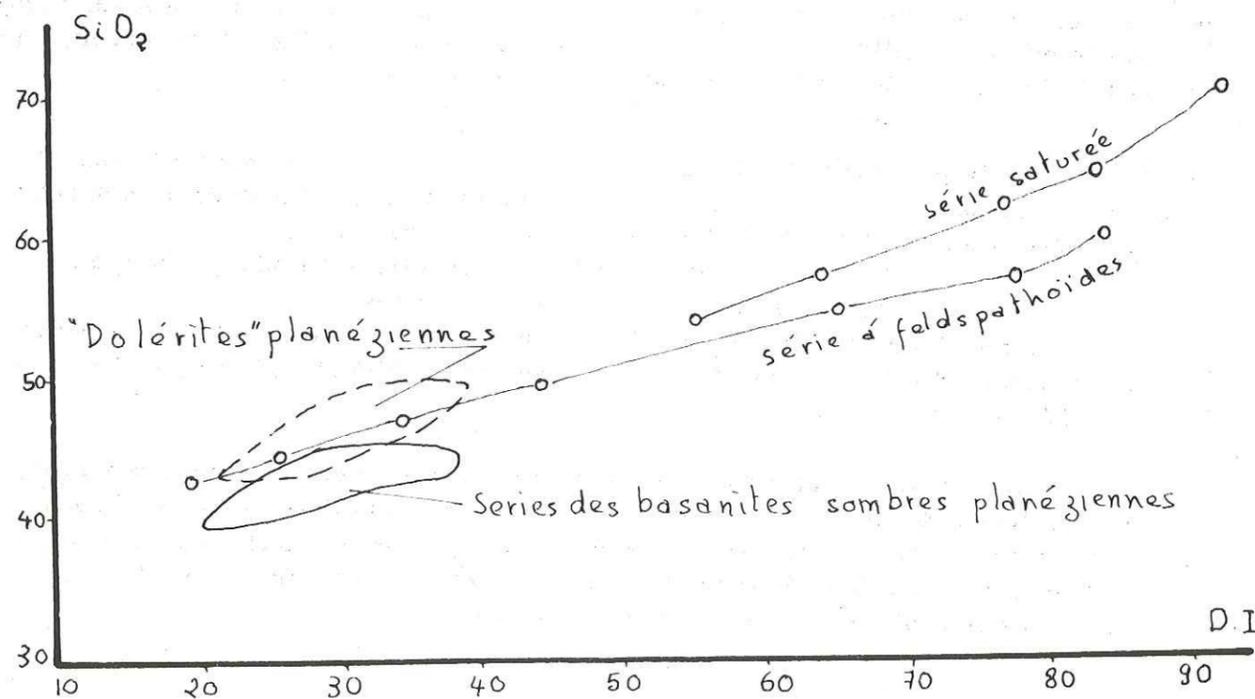


Fig. 72 - Diagramme R-Si de J. Jung et R. Brousse

Fig. 73 - Diagramme D.I./SiO₂

Etant donné les résultats précédents, on doit se poser la question de savoir si les deux séries basaltiques indépendantes de la planèze de Saint-Flour peuvent s'intégrer dans le schéma des deux lignées magmatiques proposées pour l'ensemble des laves du Cantal par N. VATIN-PERIGNON (1966) et R. BROUSSE (1971).

On pourrait en effet penser à priori que la série des basanites représente le pôle indifférencié de la lignée sous-saturée conduisant aux phonolites et la série "doléritique claire" le pôle basique de la série saturée conduisant aux rhyolites. Cette hypothèse bimagmatique est en effet la seule qui ait été proposée actuellement dans le Cantal à la suite de synthèse magmatologique portant sur un nombre suffisamment important d'analyses chimiques.

On ne doit cependant pas ignorer qu'elle est controversée à l'heure actuelle. Notamment A. de GOER (in symposium Jung, 1971 - in thèse 1972) a proposé un schéma similaire à celui de L. GLANGEAUD (1943 - 1965) pour le Mont-Dore (palingénèse liée aux effondrements centraux) en s'appuyant sur des critères chronologiques et structuraux. Il ne nous appartient pas de débattre ici ce sujet et notre discussion se bornera à une comparaison avec les grandes familles de laves basaltiques, définies par les auteurs précédents.

Nous avons reporté les points représentatifs des deux séries planéziennes dans les diagrammes qui séparent le mieux les deux séries cantaliennes, c'est à dire:

- diagramme R - Si de J. JUNG - R. BROUSSE
- diagramme D. I. - SiO₂ de C. P. THORNTON et O. F. TUTTLE

Diagramme R-Si (Fig. 72)

Les deux groupes basaltiques sont nettement séparés. Les basanites "sombres" se groupent de préférence dans le prolongement de la lignée sous-saturée, mais s'étalent largement jusqu'à l'origine de la lignée saturée. Les basaltes "clairs" à structure doléritique forment dans leur majorité un groupe à part qui ne semble pas avoir été défini ni étudié dans les travaux antérieurs; son affinité avec les groupes de roches saturées est marquée.

Diagramme D. I. - SiO₂ (Fig. 73)

Ce diagramme discrimine bien les termes basaltiques dans les deux lignées. La série basaltique se trouve légèrement au-dessous de la série sous-saturée telle qu'elle a été tracée par R. BROUSSE (1971). Ceci peut être dû au nombre relativement faible d'analyses de basaltes utilisées par cet auteur, la position des valeurs moyennes pouvant être influencée par les nouvelles analyses de la planèze de Saint-Flour. Mais cela pourrait signifier aussi que les

basanites de la planèze sont plus sous-saturées en moyenne que les autres basaltes cantaliens.

On peut considérer que la série "doléritique" est tout d'abord confondue avec la lignée sous-saturée (en supposant l'exactitude de son tracé) puis qu'elle s'en écarte pour prendre la direction de la série saturée. Cependant un hiatus important existe entre les termes "doléritiques" les plus différenciés et les points suivants de la lignée rhyolitique.

Il ressort de ces deux diagrammes que les basanites se rattachent toutes à la lignée sous-saturée; une extrapolation de la série "claire doléritique" planézienne à la série saturée cantalienne est difficile. Mais la difficulté ne vient-elle pas du fait que les termes basiques de la série saturée sont mal connus dans le Cantal?

D'après N. VATIN-PERIGNON (1966) les basaltes qui se placent à l'origine de la lignée saturée ne se distinguent de ceux de la lignée sous-saturée que par la présence de péridots en moins grande quantité et l'absence de feldspathoïdes.

Si l'on prend le cas du Mont Dore où le même schéma bimagmatique a été proposé par R. BROUSSE (1960), les basaltes qui ont évolué pour donner la série saturée sont des trachybasaltes pauvres en olivine. Or les dolérites planéziennes sont très différentes de ces types; elles sont entre autres riches en olivine, et leur chimisme (tableau 25) montre une plus forte teneur en Mg et Fe total compensée par un plus faible Al et K. Par ailleurs ces "trachybasaltes" ou "basaltes saturés" ne semblent pas représentés dans la planèze de Saint-Flour. Les basaltes "hawaïtiques" miocènes s'en rapprochent par contre beaucoup plus.

Tableau 25 : Comparaison des compositions chimiques des basaltes "saturés" et des "dolérites"

	Basalte "saturé" du Cantal	Basalte "saturé" du Mont-Dore	Dolérite planézienne moyenne
SiO ₂	47,76	46,91	47,25
Al ₂ O ₃	15,75	16,90	13,50
FeO	5,05	5,08	7,50
Fe ₂ O ₃	6,28	7,18	5,50
MgO	6,45	5,97	9,00
CaO	10,63	9,56	9,75
Na ₂ O	3,17	3,20	3,00
K ₂ O	1,35	1,70	0,97
TiO ₂	2,71	2,96	1,80
P ₂ O ₅	0,60	0,33	0,52
MnO	0,25	0,11	0,15

Il reste néanmoins que selon R. BROUSSE (1971): "seuls les basaltes parents à olivine plus hypersthène... ou à très faible teneur en néphéline normative évoluent vers une expression à excès de silice. La valeur critique de la sous-saturation en néphéline normative du basalte parent semble être de 3%". Ceci pourrait s'appliquer au groupe des basaltes "doléritiques".

Ainsi la série des basaltes à structure doléritique planéziens semble avoir une position intermédiaire entre les deux séries basaltiques regardées par N. VATIN-PERIGNON et R. BROUSSE comme parentales des deux "lignées" cantaliennes.

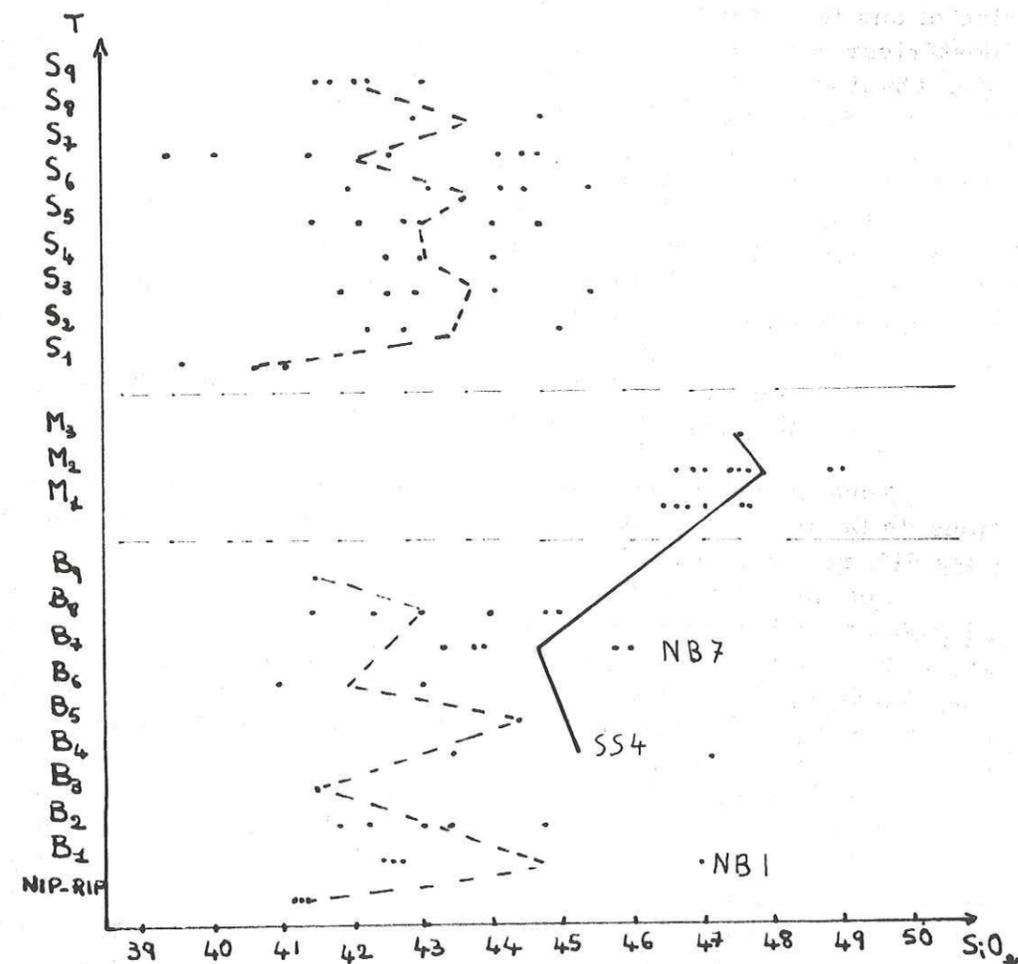


Fig. 74 - Chronodiagramme : Variation de la teneur en SiO₂ des basaltes planéziens, en fonction du temps. (succession chronologique d'après A. de Goër)

Elle diffère des basaltes de la "série sous-saturée" par l'absence de feldspathoïdes mais s'en rapproche par l'abondance des péridots. Elle s'éloigne des basaltes de la "série saturée" par sa faible alcalinité (notamment sa basse teneur en K_2O) mais s'y apparente par sa teneur faible ou nulle en néphéline normative. Enfin elle se singularise dans l'ensemble des basaltes par une structure propre liée à la cristallisation précoce des plagioclases.

Mais le regroupement de laves appartenant à des cycles très différents n'est-il pas un artifice? La série "claire" intermédiaire n'existe pas seulement sur la planèze de Saint-Flour, des faciès doléritiques se rencontrent dans le Sud du Cantal dans la région de Thérondels (M. F. PESME, 1974), dans la région de Mauriac et sur le plateau du Limon. Elles sont toujours liées aux séries basaltiques postérieures aux laves intermédiaires et différenciées telles qu'andésite, trachyte, rhyolite et phonolite. On ne les observe par contre jamais dans le cycle basaltique miocène initial. Or si ces basaltes "doléritiques" devaient être le magma parental de la "série saturée", on ne comprend pas pourquoi ils ne se seraient exprimés qu'après leur produit de différenciation.

A notre sens, les basaltes à structure doléritique de la planèze de Saint-Flour représentent un magma tout aussi primaire que celui des basanites, mais dont le foyer magmatique est plus superficiel. Nous rejoignons et vérifions en cela les hypothèses formulées par A. de GOER (1972).

Possibilité d'une différenciation progressive dans le temps de la série "doléritique"

Nous avons établi un chronodiagramme (Fig. 74) pour représenter les variations de la quantité de SiO_2 , oxyde le plus variant, en fonction de la superposition des différentes nappes basaltiques planéziennes.

Les deux séries "sombres" ne montrent pas d'évolution constante mais des oscillations quelconques; par contre dans la série "claire", le pourcentage de SiO_2 s'accroît nettement au cours du temps. En particulier, les deux premiers épisodes "doléritiques" ("dolérites vertes") intercalés dans la série "sombre" inférieure ont comme nous l'avons déjà vu une composition chimique assez proche de certaines basanites mais s'en distinguent par leur structure. Ce n'est que par la suite que l'épisode "clair" s'individualise franchement.

On peut être alors tenté d'imaginer que les réservoirs magmatiques des "dolérites" s'est individualisé, à partir du foyer plus profond des basanites, pour venir par la suite évoluer indépendamment. Il ne faut pas oublier cependant que d'après les valeurs et les courbes d'évolution du S. I. de I. KUNO, les deux magmas sont primaires et qu'à aucun moment on observe la convergence de deux lignées évolutives. Nous écarterons donc cette hypothèse.

En conclusion, les basaltes à structure doléritique de la planèze de Saint-Flour semblent n'être qu'un épisode un peu particulier dans le cycle basaltique final cantalien, sans rapport avec une lignée de laves "saturées". Leur signification structurale, tout comme celle de l'ensemble du volcanisme basaltique primaire clôturant l'histoire du volcan cantalien, reste encore à élucider.

ANNEXE II

I Tableau de localisation des échantillons de la planèze de S^t-Flour

N°	Chr.	Réf.	Analystes	An.	X	Y	Dénomination	Type
40	Bmk	2932	S. Pignide	64	660,8	305,0	Basalte miocène du plateau de Mons	Ankaramite limburgitique
41	Bmk	3578	S. Couturié	66	660,3	305,1	Basalte miocène du calvaire de Vendèze	Ankaramite limburgitique
42	Bmm	3579	"	"	659,0	304,5	Basalte miocène du calvaire de S ^t -Flour	Basalte aphyrique mésocrate
46	SB3	6684	"	74	648,6	294,0	Nappe de la Jarriges	Basalte subaphyrique
55	Bmm	2649	J. Orliac	64	648,3	293,9	Basalte miocène Cordesse-Rochebrune	Basalte mésocrate sombre
92	WS2	2943	"	"	633,5	306,7	Horizon de Niermont	Basanite aphyrique
123	SM2	2555	"	"	655,2	301,8	Nappe de Bouzentès	Dolérite grise
128	SS3	2641	"	"	654,7	300,1	Horizon des Truffières	Basalte sombre
130	SS3	2650	"	"	654,9	300,7	Horizon des Truffières	Basalte riche en ph ^x d'olivine
172	SB4	6685	S. Couturié	74	653,7	300,5	Nappe de Tagenac	Dolérite verte
173	SB6	2556	J. Orliac	64	653,8	300,4	Nappe de Sériers	Basalte aphyrique
177	NB7	2557	"	"	653,8	300,5	Nappe de Latga	Dolérite verte
182	SM2	2930	S. Pignide	"	653,3	300,3	Nappe de Bouzentès	Dolérite grise
184	SS4	2929	"	"	652,9	300,3	Nappe de Cussac	Basalte aphyrique
185	NB7	2558	J. Orliac	"	653,7	300,3	Nappe de Latga	Dolérite sombre
188	SB5	2642	"	"	653,7	300,1	Horizon infra-Sériers	Basalte noir à ph ^x d'olivine
190	SB6	2931	S. Pignide	"	653,6	300,0	Nappe de Sériers	Basalte bleuté
269	WM2	3104	S. Couturié	65	636,8	306,1	Nappe de Prat-de-Bouc	Basalte doléritique clair
270	WB8	3105	"	"	636,8	305,6	Nappe du Bourg	Basalte semi-porphyrique
326	WS3b	3106	"	"	639,0	305,0	Horizon de Niermont terminal	Basalte sub-aphyrique
330	WB1	40Gr	B. Uselle	"	638,3	304,4	Rapporté aux coulées basales du H ^t -Epi	Basanite porphyrique
343	WS2	6686	S. Couturié	74	640,9	303,5	Horizon de Niermont	Basalte sub-aphyrique
348	WB2a	3210	"	65	641,9	301,4	Nappe de Paulhac (horizon moyen)	Basalte sub-aphyrique
355	WM2	6687	"	74	641,4	307,2	Nappe de Prat-de-Bouc	Basalte microdoléritique clair
357	WM3	3108	"	65	642,5	307,6	Nappe du Cher	Basalte "clair"
358	WM3	6688	"	74	642,5	307,6	Nappe du Cher	Basalte "clair"
359	WB8	6689	"	"	641,6	309,1	Nappe du Bourg	Basalte semi-porphyrique
371	SS4	3200	"	65	644,0	300,7	Niveau de la nappe de Cussac	Basalte à gr ^d nodules de périd.
376		3521	"	"	636,6	306,1	Sous la nappe du Bourg: non classé	Basalte aphyrique
397	WM2	6690	"	74	644,4	303,4	Nappe de Prat-de-Bouc	Basalte doléritique clair
400	WM2	3201	"	65	645,5	300,2	Nappe de Prat-de-Bouc	Basalte finement doléritique
406	SB1	3676	F. Cantagrel	66	655,6	303,3	Nappe de Larcher	Basalte ankaramitique
412	Bmk	3591	"	"	659,0	301,9	Basalte miocène du plateau de Mérignac	Ankaramite limburgitique
420	Bmm	3592	"	"	659,1	304,3	Basalte miocène du calvaire de S ^t -Flour	Basalte porphyrique
421	Bml	3580	S. Couturié	"	658,6	303,9	Basalte miocène des orgues de S ^t -Flour	Basalte sub-leucocrate
422	SS5	6691	"	74	651,6	302,9	Horizon de Fressanges	Basaltes à grandes olivines
423	SS3	6692	"	"	652,7	302,5	Horizon des Truffières	Basalte sombre
428	NS1	3677	F. Cantagrel	66	662,9	305,5	Basalte congénère des hyaloclastites	Basalte
448	SB3	3707	J. Orliac	"	645,6	297,1	Nappe de la Jarrige	Basalte sub-aphyrique
445	WB2	6693	S. Couturié	74	644,8	298,5	Nappe de Paulhac	Basalte bleuté
453	SS7	3708	J. Orliac	66	647,2	296,5	Culots du Moyen-Epi	Basalte semi-porphyrique
457	SS7	3711	"	"	648,1	294,8	Culots du Moyen-Epi	Basalte semi-porphyrique
464	SB4	6694	S. Couturié	74	648,8	294,0	Nappe de Tagenac	Dolérite verte

472	SS4	6695	S. Couturié	74	645,7	297,9	Nappe de Cussac	Basalte bleuté
479	Bml	3581	"	66	648,5	293,1	Basalte miocène du ch ^t de Rochegonde	B. sub-leucocrate
487	SB5	3712	J. Orliac	"	650,8	291,5	Horizon infra-Sériers	B. subaphyrique
498	Bmm	3576	S. Couturié	"	651,7	292,8	Basalte miocène, Cordesse	B. mésocrate
508	SS5	3713	J. Orliac	"	652,3	294,5	Rapporté à l'horizon de Fressanges	Tachylite fluidale
512	SM2	6697	J. Sérange	74	651,4	293,6	Nappe de Bouzentès	Dolérite grise
514	SS5	3714	J. Orliac	66	651,5	296,0	Horizon de Fressanges	Basalte
522	Bmk	3577	S. Couturié	"	653,3	292,1	Basalte miocène, Chassagne	B. ankaram. porphyr.
523	SB6	6698	J. Sérange	74	654,0	293,6	Nappe de Sériers	B. subaphyrique
527	SM1	3686	J. Orliac	66	655,2	294,0	Coulée locale de Lavastrie	Dolérite grise
535	SS3	3691	"	"	658,1	299,0	Horizon des Truffières	B. à ph ^x d'olivine
536	NB7	6699	J. Sérange	74	657,7	298,4	Nappe de Latga (ou Tagenac SB4 ?)	Dolérite verte
554	WS1	3803	F. Cantagrel	67	639,3	304,8	Coulée basale de Niermont	B. semi-porphyrique
567	NB2	3786	S. Couturié	"	645,9	306,3	Nappe de Frrippès-Luc	B. à gr ^{ds} nod. de périd.
569	WB8	6700	J. Sérange	74	643,2	308,9	Nappe du Bourg	B. semi-porphyrique
574	WM1	3824	F. Cantagrel	67	646,0	307,7	Nappe de Loubizargues	Basalte aphyrique
585	WS2	3788	S. Couturié	"	648,6	304,0	Horizon de Niermont	Basalte noir
588	NB1	3787	"	"	648,6	304,6	Basalte inférieur de Nouvialle	Basalte très feldspathique
592	WM1	6701	J. Sérange	74	648,7	307,3	Nappe de Loubizargues	Basalte aphyrique clair
605	NM1	3845	S. Couturié	67	644,2	311,2	Nappe des Valettes	B. microdoléritique
607	WB1	6702	J. Sérange	74	643,8	309,4	Coulée basale de haute planèze	Basalte bleuté
608	WB1	3804	F. Cantagrel	67	641,3	309,6	Coulée basale de haute planèze	Basanite
612	WS7	3800	"	"	643,6	310,4	Culot de Cheylaness	Basanite ankaramitique
616	Bmm	6703	J. Sérange	74	643,1	311,1	Basalte miocène de Pignoux	Basalte mésocrate
627	NS5	3801	F. Cantagrel	67	645,0	311,6	Nappe de la Cham	Basalte bleuté
630	NM1	6715	J. Sérange	74	645,5	311,8	Nappe des Valettes	B. microdoléritique
646	RB9	6716	"	"	653,6	314,2	Nappe de Talizat, horiz. des 4 Chemins	Basalte bleuté
647	NB2	6717	"	"	647,6	309,8	Rapporté à la nappe de Frrippès-Luc	Basalte noir
649	NS6	6718	"	74	648,6	310,4	Nappe de Secourieux	Basalte bleuté
651	NB2	3805	F. Cantagrel	67	650,1	307,5	Nappe de Frrippès-Luc	Basalte à ph ^x d'olivine
653	NS5	3835	"	"	650,2	307,2	Nappe de la Cham	Basalte bleuté
666	NS7	4610	S. Couturié	69	659,1	310,0	Coulée basale du Puy de Pagros	Basalte noir-vitreux
667	NS7	4611	"	"	658,7	310,2	Coulée basale du Puy de Pagros	Basalte bleuté
669	NS9	4625	F. Couturié	"	658,0	310,0	Emissio terminale du Puy de Pagros	Basalte bleu-noir
672	NS7	4564	F. Cantagrel	"	658,2	310,3	Coulée basale du Puy de Pagros	Basalte bleu-noir
678	RS8	4609	S. Couturié	"	659,1	311,6	Basalte terminal du versant Margeride	Basalte bleu-noir
679	NS7	4600	F. Cantagrel	"	657,6	309,3	Coulée basale du Puy de Pagros	B. à gr ^{ds} pyr. et amph.
683	NS1	4601	"	"	657,9	309,1	Basalte congénère des hyaloclastites	Basalte noir
684	NS1	4565	"	"	657,0	307,7	Basalte lié aux hyaloclastites	Basalte sombre
688	NS9	4606	S. Couturié	"	657,0	310,0	Basalte tardif	Basalte
690	NS9	4607	"	"	655,7	310,8	Basalte tardif	Basalte bleu-noir
699	NS9	4649	F. Cantagrel	"	655,1	313,5	Basalte tardif	Basalte bleuté
700	RS8	4650	"	"	656,3	313,0	Coulée terminale du Puy de Recouls	Basalte noir
701	RB8	4665	"	"	657,2	312,6	Nappe de Talizat	Basalte bleuté
703	NS9	4664	"	"	656,0	309,5	Basalte tardif	Basalte
704	RB8	4655	"	"	654,7	311,8	Nappe de Talizat	Basalte bleu-verdâtre
705	RM1	4656	"	"	654,0	314,4	Nappe de Mallet	Bas. aphyrique gris
712	NS5	4706	"	"	651,6	311,5	Nappe de la Cham	Basalte subaphyrique
713	NS6	4707	"	"	312,0	652,6	Nappe de Secourieux	Basalte subaphyrique
716	SM2	4066	S. Couturié	67	655,2	301,8	Nappe de Bouzentès	Dolérite grise
725	RIP	4878	"	69	653,9	316,3	Basanite noire de l'Alagnon	Ankaramite limburgitique
726	NB7	4879	"	"	653,8	315,0	Nappe de Latga	Dolérite verte
734	HBm	4874	"	"	649,7	314,2	Basalte miocène (?) lié aux hyaloclastites	Basalte à ph ^x d'olivine
742	NIP	4875	"	"	650,8	314,7	Cheminée des limburgites infra-planéziennes	Ankaramite limburgitique
754	Bml	4876	"	"	644,5	312,2	Basalte miocène du Rougeat	B. sub-leucocrate
759	Bml	4896	"	70	644,5	312,3	Basalte miocène du Rougeat	B. sub-leucocrate
779	RS7	4897	"	"	655,5	315,2	Coulée terminale de Chabrunat	B. riche en pyr. et amph.
788	RS5	4882	J. Sérange	69	656,4	317,6	Coulée sub-terminale du Puy de la Rode	B. gris aphyrique
789	RB8	4884	"	"	656,3	317,0	Coulée basale du Puy de la Rode	Basalte noir vitreux
794	RS6	4880	S. Couturié	"	655,8	317,2	Coulée terminale du Puy de la Rode	Basalte noir

796 RB8 4873	S. Couturié	69	656,7	317,2	Coulée inf. du Puy de la Rode	Basalte sombre
804 RS6 4885	J. Sérage	"	655,4	315,9	Coulée sub-terminale de Chabrunat	Basalte aphyrique
805 RS6 4910	S. Couturié	70	655,5	315,9	Coulée sub-terminale de Chabrunat	Basalte bleuté
812 RS3 4907	"	"	654,7	316,0	Culot terminal de Montlouby	Basalte sombre
815 RM1 4906	"	"	654,7	315,5	Rapporté à la nappe de Mallet	Basalte clair aphyrique
827 RIP 4908	"	"	654,2	315,9	Basanite noir de l'Alagnon	Ankaramite limburgitique
838 RS5 4922	J. Sérage	"	655,7	318,2	Emission sub-terminale de la Rode	Basalte gris aphyrique
841 RB8 4923	"	"	657,1	317,5	Coulée inf. de la Rode	Basalte porph. à pyr. et amph.
844 RM2 4924	"	"	656,2	319,1	Coulée du Puy de la Rode	Basalte doléritique
858 RS6 4925	"	"	656,5	318,3	Emission terminale de la Rode	Basalte bleuté
960 NB7 6719	"	74	655,6	309,5	Nappe de Latga	Dolérite verte

Analyses du Laboratoire de géologie de Clermont-Ferrand fournies par A. de Goer de Hervé.

Les coordonnées Lambert X, Y sont celles des feuilles I. G. N. , 1/25000 :
 Saint-Flour 1-2, 3-4, 5-6, 7-8 .
 Chaudes Aigues 1-2, 3-4 .
 Murat 7-8 .

II Analyses chimiques, normes, teneur en Sr et Rb, et S. I.

Numéros	40	41	42	46	55	92	123	128	130	172	173
SiO ₂	41,75	42,50	42,30	40,90	44,00	45,0	47,0	42,50	44,0	43,50	42,0
Al ₂ O ₃	10,35	12,10	12,70	12,00	11,70	10,55	13,80	12,30	11,75	14,80	12,15
Fe ₂ O ₃	6,2	4,75	4,45	8,80	7,35	5,80	6,35	7,35	6,95	8,25	6,75
FeO	7,95	7,85	7,65	5,65	7,00	8,50	6,35	7,30	7,30	6,55	7,35
MgO	11,2	11,9	12,05	12,00	9,90	10,60	10,65	11,60	10,25	10,30	11,25
CaO	10,95	10,95	11,05	10,65	10,05	10,90	10,0	10,95	11,25	7,80	1,10
Na ₂ O	3,50	2,20	1,70	2,90	3,20	3,75	3,10	3,20	3,50	2,60	3,0
K ₂ O	1,3	1,40	1,45	0,90	0,80	2,40	0,65	1,15	0,50	0,95	0,80
TiO ₂	2,3	2,50	2,60	2,05	2,60	2,05	1,75	1,85	2,05	2,25	2,25
P ₂ O ₅	0,5	0,70	0,70	0,80	0,30	0,65	0,25	0,40	0,25	0,55	0,45
MnO	0,15	0,20	0,20	0,20	0,20	0,10	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
H ₂ O ⁺	1,85	1,70	1,60	1,95	2,70	0,00	0,05	0,40	1,05	1,25	2,15
H ₂ O ⁻	0,90	0,70	0,70	0,85	0,90	0,05	0,05	0,20	1,10	0,80	0,45
Total	99,50	99,45	99,15	99,65	100,70	100,35	100,20	99,40	100,15	99,80	99,90
Rb	45,75	46,75	49,25	86	30		21	40	62,75	26,75	41,50
Sr	990	832,50	850	1015	920		600	850	900	890	875
Norme											
Q											
Or	7,68	8,34	8,57	5,32	4,45	14,18	3,84	6,67	2,95	5,61	4,73
Ab	5,15	8,91	9,32	11,41	20,96	4,89	25,70	7,86	16,25	22,00	10,78
An	8,69	19,19	22,74	17,07	15,29	4,87	21,82	15,85	14,87	25,91	17,32
Ne	13,25	5,11	2,74	7,11	3,41	14,54	0,29	10,22	7,24		7,91
Le											
OrthoCo											
Fe											
Wo											
Di	28,57	20,64	18,40	22,76	25,78	28,70	18,31	22,68	26,87	6,78	24,10
Hd	5,05	3,71	3,45	1,16		7,22	2,35	6,26	4,27	0,43	3,43
Ens										7,82	
Fs										0,57	
Fo	11,31	14,14	15,05	13,55	10,88	9,18	12,64	12,88	9,16	10,29	11,81
Fe	2,53	3,47	3,57	0,87		2,92	2,05	0,81	1,84	0,83	2,13
Ma	8,99	6,73	6,45	12,76	10,67	8,41	9,21	10,44	10,08	11,96	9,79
Ilm	4,37	4,71	4,94	1,99	5,02	3,89	3,32	3,50	3,89	4,27	4,27
Ap	1,18	1,68	1,65	1,89	0,67	1,53	0,59	0,67	0,59	1,30	1,06
S.I.	38,3	42,3	44,13	39,6	35,04	34,13	39,2	37,9	35,9	35,95	38,5

NUMEROS	177	182	184	185	188	190	269	270	326	330	343
SiO ₂	43,80	47,40	43,00	43,85	43,00	43,00	47,60	44,00	43,40	42,50	42,35
Al ₂ O ₃	12,20	13,55	13,30	12,25	12,50	11,85	16,10	13,55	13,70	12,50	13,20
Fe ₂ O ₃	5,30	3,85	6,20	6,50	3,75	8,75	2,00	4,05	5,00	6,40	6,35
FeO	8,10	8,20	6,30	7,30	6,95	5,60	8,35	7,95	8,00	6,80	7,95
MgO	11,10	9,60	9,90	10,90	10,90	10,85	3,30	11,35	10,40	11,60	10,30
CaO	11,45	9,40	9,45	11,85	10,85	11,40	9,10	11,10	10,45	11,50	10,80
N ₂ O	2,20	3,10	5,00	2,50	3,25	4,60	3,20	3,65	4,80	2,80	3,60
K ₂ O	1,10	0,90	1,00	0,85	1,40	0,80	1,35	1,00	2,00	1,00	1,40
TiO ₂	2,05	2,60	2,60	2,00	1,65	2,70	2,00	2,00	2,00	3,60	2,30
P ₂ O ₅	0,30	0,55	0,60	0,35	0,40	0,50	0,55	0,60	0,85	0,65	0,90
MnO	0,20	0,15	0,15	0,20	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,20	0,20
H ₂ O ⁺	1,75	0,15	0,45	1,10	0,35	0,50	0,00	0,00	0,00	0,25	0,05
H ₂ O ⁻	0,40	0,45	0,55	0,65	0,25	0,30	0,20	0,85	0,10	0,20	0,15
Total	99,95	99,70	99,60	100,30	99,65	100,80	100,20	99,45	100,85	100,10	100,05
Rb	31	21	77	28,5	51	54,25	31	29	60		52
Sn	690	590	1020	1300	890	910	630	830	840		1140
Nome											
Q											
Or	6,50	4,14	5,91	5,02	8,27	4,73	7,98	5,91	11,82	6,12	8,34
Ab	11,79	26,23	13,87	13,17	8,84	10,31	21,24	9,36	1,98	11,01	7,86
An	20,16	20,99	10,89	19,69	15,38	8,78	25,58	17,64	9,93	18,63	15,57
Ne	3,70		15,41	4,33	10,11	15,50	3,16	11,66	20,93	6,82	12,21
Le											
OrthoCa											
Ac											
Wo											
Di	22,38	13,73	22,94	25,07	25,07	36,65	11,33	21,36	23,17	25,70	22,25
Hd	5,28	3,94	2,32	4,11	3,23		4,80	5,42	5,88	9,28	3,71
Hy		4,10									
En		1,35									
Fe											
Ol	12,10	9,42	9,83	10,88	10,88	7,68	11,68	12,87	10,62	11,9	10,92
Fe	3,61	3,41	1,25	2,25	1,77		6,26	4,13	3,41	8,16	2,65
Ma	7,68	5,58	9,86	9,42	11,24	10,71	2,90	5,87	7,25	9,28	9,98
He								1,36			
Ilm	3,89	4,94	4,94	3,80	3,13	5,13	3,80	3,80	3,80	6,84	4,41
Ap	0,71	1,30	1,42	0,83	0,94	1,18	1,30	1,42	2,01	1,68	2,02
S.I.	39,9	37,7	33,5	38,85	36,03	35,4	37,1	40,5	34,4	40,5	34,2

348	355	357	358	359	371	376	397	400	406	412	420
43,50	49,85	47,00	47,55	42,35	44,00	45,80	46,90	47,50	42,65	42,25	40,95
16,50	12,30	12,85	13,20	11,00	11,40	16,40	14,25	11,85	11,10	12,55	11,75
5,70	6,70	5,50	4,40	6,55	7,00	9,10	4,70	5,05	9,50	8,30	5,60
6,50	6,45	7,10	7,75	7,25	6,50	4,75	7,70	7,85	4,50	4,70	6,85
7,50	8,10	10,35	11,10	14,50	10,30	5,15	7,80	8,50	11,05	9,95	10,20
11,50	8,55	9,30	9,00	10,50	10,65	9,40	10,25	10,75	11,95	12,20	12,20
4,20	2,90	4,40	3,20	8,90	4,80	3,05	3,20	4,20	2,80	2,50	3,20
1,30	0,90	1,60	0,85	0,90	1,00	1,25	0,85	1,10	0,60	1,30	0,85
2,50	2,50	1,60	1,90	3,75	2,30	1,90	3,00	2,50	2,50	2,40	2,60
0,50	0,30	0,55	0,25	0,45	0,65	0,55	0,35	0,75	0,90	1,15	1,15
0,10	0,15	0,15	0,15	0,20	0,10	0,20	0,15	0,10	0,15	0,15	0,15
0,00	0,05	0,00	0,10	0,00	1,20	1,20	0,00	0,00	0,95	1,25	3,05
0,05	0,45	0,20	0,00	0,05	0,45	1,00	0,20	0,10	0,90	1,05	0,65
99,85	99,20	100,90	99,45	100,50	100,35	99,75	99,35	100,25	99,55	99,75	99,20
62,25	30,5	34	43	39	87,25	39,25	30	27,5	44,5	57	43
900	520	590	630	710	1020	900	600	675	860	1150	980
	3,74					4,32					
7,68	5,32	9,45	5,02	5,32	5,91	7,23	5,02	6,50	3,55	7,78	5,01
9,19	24,54	15,29	26,31	9,97	13,44	25,68	26,73	23,09	16,73	11,53	8,91
22,33	17,89	10,59	19,14	14,34	6,61	9,45	22,01	10,23	15,95	19,18	15,01
14,28		11,89	0,42	7,89	14,72		0,19	6,74	3,77	5,11	9,94
21,60	16,08	21,70	15,32	26,05	39,39	26,35	16,96	24,24	29,16	2,30	26,78
3,31	1,71	5,97	3,74	1,21	2,62		4,25	6,29			2,02
	12,72					0,7					
	1,55										
6,07		11,01	14,40	16,84	8,10		8,10	6,96	9,81	8,68	9,10
1,18		3,83	4,44	0,99	0,88		2,57	2,28			1,63
8,26	9,71	7,97	6,38	9,50	10,15	10,28	6,81	7,32	7,75	8,58	8,12
						1,6			4,16	2,40	
4,75	4,75	1,04	3,61	7,31	4,37	3,65	5,70	4,75	4,75	4,56	5,02
1,18	0,71	0,35	0,59	1,06	1,53	1,34	0,83	1,77	2,12	2,69	2,69
29,7	32,3	35,3	40,6	45,1	34,7	22,1	32,1	31,8	38,8	37,1	38,2

Numeros	421	422	423	428	445	448	453	457	464	472	479
SiO ₂	4680	4220	41,80	40,80	41,90	42,20	44,20	44,70	47,10	42,50	47,75
Al ₂ O ₃	17,00	12,30	12,05	12,05	10,25	11,65	12,95	13,15	14,15	12,10	13,25
Fe ₂ O ₃	4,90	8,75	5,90	8,05	9,30	8,65	7,65	8,40	8,20	6,90	7,30
FeO	6,85	4,20	7,50	5,35	6,20	5,75	6,25	5,10	4,35	7,50	4,95
MgO	5,60	12,80	12,30	10,60	11,65	10,70	10,15	10,05	7,90	10,85	5,30
CaO	8,20	11,75	11,85	13,10	12,05	12,50	11,35	11,05	10,00	10,50	8,80
Na ₂ O	3,30	3,20	3,00	2,90	3,20	2,40	3,20	3,20	2,80	4,10	3,50
K ₂ O	2,10	1,45	1,30	1,30	1,20	0,55	1,50	1,10	0,85	0,75	1,90
TiO ₂	1,80	2,85	3,05	2,50	2,65	1,60	1,70	1,50	1,25	2,65	2,50
P ₂ O ₅	0,70	0,55	0,70	0,95	0,70	0,45	0,50	0,65	0,35	0,75	0,95
MnO	0,15	0,20	0,15	0,15	0,10	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
H ₂ O ⁺	1,95	0,00	0,00	2,40	0,00	2,30	0,25	0,45	1,30	0,15	1,25
H ₂ O ⁻	1,10	0,15	0,35	0,30	0,35	1,35	0,30	0,80	1,00	0,50	0,55
Total	100,45	100,40	99,95	100,45	99,55	100,25	100,05	100,30	99,40	99,40	100,15
Rb	76	58,5	38,5	48	58	50	56	61,25	41,5	159	68
Sr	1260	900	860	1185	980	1030	1050	980	1125	1035	1150
Norme									0,28		
Q									5,02	3,89	11,23
Or	12,41	8,57	7,68	7,23	7,23	3,34	8,9	5,91	23,69	12,05	29,62
Pi	27,11	3,44	3,61	3,14	7,34	15,20	15,20	19,07	23,69	12,05	29,62
An	25,37	14,92	15,54	15,85	9,73	19,18	16,12	18,56	23,53	12,23	20,29
Ne	0,44	12,80	11,80	11,64	10,79	2,84	6,53	4,34		12,04	
Le											
OrthoCa											
Ae											
Wo											
D	6,34	30,97	27,27	33,70	38,29	30,67	22,46	24,74	18,52	25,27	13,36
Hd	2,31		3,21			0,7	2,08	0,20		2,78	
En									11,09		6,17
Fs											
Ol	7,71	12,28	12,61	7,56	8,82	8,82	10,50	9,50		10,78	0,58
Fa	3,56		1,88			0,41	1,22	0,10		1,84	
Ma	7,10	5,93	8,55	10,44	12,53	1,6	11,14	12,18	10,89	9,98	9,20
He		4,66		0,8	0,64				0,69		0,96
Ilm	3,42	5,41	5,79	4,71	5,02	3,04	3,19	2,85	2,37	5,02	4,75
Ap	1,65	1,30	1,65	2,35	1,68	1,01	1,32	1,53	0,83	1,65	2,24
S.I.	24,6	42,1	41	37,5	36,9	38,1	35,3	36,2	32,7	36,04	23,09

	487	498	508	512	514	522	523	527	535	536	554	567
	44,85	45,90	44,00	44,00	43,10	42,70	41,00	47,60	43,70	46,00	39,65	42,30
	11,85	14,70	13,90	16,50	13,25	11,95	12,70	13,20	12,25	15,35	14,30	11,15
	6,90	8,00	5,20	7,40	7,65	6,40	9,60	3,95	6,85	6,30	9,65	8,15
	6,40	5,75	8,50	4,30	6,90	7,75	5,75	8,35	6,95	6,90	4,05	5,70
	10,45	6,25	9,70	6,75	10,15	10,20	11,45	8,75	11,05	9,25	8,20	10,70
	10,70	10,40	10,85	10,20	10,65	11,15	11,45	11,85	11,70	9,90	12,10	10,25
	3,05	2,35	3,90	3,60	3,60	3,10	3,20	2,90	2,90	2,80	2,00	3,10
	0,85	1,40	1,55	0,85	1,05	1,60	0,90	0,75	0,85	1,10	0,60	0,70
	1,50	2,80	1,75	1,25	1,90	3,00	1,25	1,45	1,55	1,00	2,70	3,00
	0,70	0,85	0,65	0,35	0,80	0,80	0,70	0,30	0,60	0,35	1,30	1,80
	0,15	0,15	0,15	0,10	0,15	0,15	0,15	0,10	0,20	0,15	0,20	0,10
	1,90	0,20	0,00	0,30	0,45	1,00	1,75	0,85	1,20	1,50	3,80	1,90
	0,95	1,05	0,00	0,20	0,15	0,45	0,30	0,30	0,55	0,20	2,20	1,05
	99,80	99,80	99,85	100,80	99,80	100,25	100,20	100,35	100,35	100,80	100,75	99,90
	42	25	48,75	26	46	45	42,25	28	38,5	41,25	20	99
	1022	1237	940	722	1000	1060	920	600	870	777	1032	1110
		1,92										
	5,02	8,34	9,16	5,02	1,65	9,45	5,32	4,43	5,02	6,50	3,55	3,89
	19,81	19,91	8,74	30,46	14,04	8,91	8,30	21,14	13,10	22,03	16,62	24,63
	16,13	25,30	15,84	26,35	16,20	13,90	17,63	20,78	17,90	26,07	28,27	14,46
	3,25		13,14		8,68	9,37	10,17	1,84	6,20	0,90	0,16	0,85
	22,70	16,63	19,70	17,10	21,42	28,78	26,34	20,87	24,82	13,45	18,11	21,34
	2,87		6,19		2,40		0,68	8,23	3,87	3,10		
		7,9		4,27								
	10,86		10,53	3,23	10,64	11,47	11,43	8,49	11,22	11,77	8,43	12,32
	1,73		4,18		1,60		0,37	4,23	2,21	3,43		
	10,0	10,90	7,54	10,56	11,04	9,28	13,92	5,73	9,98	9,13	5,88	9,98
		0,48		0,12							5,59	1,28
	2,94	5,32	3,32	2,37	3,60	5,78	2,37	2,75	2,94	1,90	5,13	5,78
	1,65	2,02	1,53	0,83	2,02	2,02	1,65	0,71	1,42	0,83	3,07	4,37
	37,7	26,2	33,6	29,4	34,5	35,1	37,05	35,4	38,6	35,1	33,46	37,7

Numeros	569	574	585	588	592	605	607	608	612	616	627
SiO ₂	43,00	46,40	42,85	47,05	46,80	47,05	42,80	42,50	40,20	47,00	41,45
Al ₂ O ₃	16,65	11,00	11,00	15,10	13,55	13,80	12,05	10,60	11,65	14,05	14,45
Fe ₂ O ₃	6,50	7,70	6,20	4,55	5,20	2,90	7,30	8,30	8,90	7,55	7,25
FeO	6,90	5,80	8,35	6,00	7,90	8,25	6,90	5,20	5,45	4,90	4,55
H ₂ O	10,30	11,75	12,40	7,30	10,00	10,40	12,90	13,80	13,00	8,10	13,70
CaO	11,00	10,10	10,25	10,50	9,85	10,15	11,30	11,40	12,55	9,45	11,70
Na ₂ O	3,40	2,60	2,60	3,10	3,20	3,30	1,70	3,10	4,00	3,45	3,20
K ₂ O	1,05	0,90	1,40	1,50	1,05	1,00	1,05	0,90	1,70	0,80	1,10
TiO ₂	1,25	2,80	3,10	3,20	1,70	2,65	1,25	2,70	2,45	1,55	1,80
P ₂ O ₅	0,35	0,90	1,50	0,50	0,35	0,90	0,45	1,40	1,20	0,40	1,00
MnO	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,15	0,15	0,10	0,20
H ₂ O ⁺	0,00	0,00	0,70	1,10	0,00	0,00	1,35	0,20	0,00	1,70	0,00
H ₂ O ⁻	0,95	0,60	0,40	0,35	0,25	0,05	0,75	0,55	0,60	0,85	0,20
Total	100,55	100,75	100,85	100,35	99,95	100,55	99,90	100,80	100,95	99,90	100,60
Rb	33	26,75	48	45	29	33,75	34,25	43	54,25	38	190
Sr	690	572,5	815	890	640	610	870	835	960	842,5	775
Norme											
Q										4,73	6,50
Or	6,20	5,32	8,27	8,86	6,20	5,91	6,20	5,32		29,19	21,82
Pi	7,89	22,0	15,66	24,18	22,26	23,06	11,32	13,24		20,49	3,89
An	27,07	15,69	14,21	22,86	19,51	19,89	22,15	12,35	8,81		12,56
Na	11,31		3,44	1,11	2,61	2,63	1,66	7,04	18,34		
Le									7,88		
Ortho									0,23		
He											
Wo											
Di	16,91	22,19	18,49	18,54	17,11	15,29	21,67	21,29	34,92	18,24	23,11
Hd	3,12	0,02	2,75	1,92	4,54	4,41	2,80			0,31	
Ens		10,17								3,93	
Fs		0,01								0,08	
Ol	12,48	6,17	15,63	6,72	11,90	13,18	15,48	15,22	11,35	5,46	16,40
Fa	2,91	0,01	2,94	0,88	3,99	4,80	2,53			0,12	
Ma	9,42	11,16	8,99	6,60	7,54	4,20	10,58	9,42	10,95	10,95	10,10
He								1,80	1,35		0,28
Ilm	2,37	5,32	5,89	6,08	3,23	5,03	2,37	5,13	4,65	2,94	3,42
Ap	0,83	2,12	3,54	1,18	0,83	2,12	1,06	3,30	2,83	0,94	2,36
S.I	36,59	40,8	40,06	32,5	36,6	40,2	43,2	44,08	39,3	32,6	45,9

630	646	647	649	651	653	666	667	669	672	678	679
46,60	41,60	43,10	44,30	44,80	44,70	39,35	44,50	43,20	42,65	44,75	42,65
20,30	15,60	15,40	17,05	12,40	8,65	11,90	12,70	12,95	10,75	12,00	11,65
6,40	6,95	6,70	8,30	6,00	8,85	6,50	6,75	8,20	8,65	6,95	10,10
6,50	5,60	6,05	5,45	5,30	4,75	6,45	6,55	4,35	5,60	6,30	4,65
4,75	6,75	11,05	6,30	11,80	16,30	11,00	9,10	11,20	12,25	9,00	10,65
9,55	12,10	11,20	10,90	11,20	10,40	11,20	9,80	11,30	11,90	10,90	12,10
3,20	4,10	2,50	3,90	2,60	2,40	2,10	3,85	3,30	3,20	3,85	2,80
1,10	0,60	1,30	0,70	1,15	0,90	1,80	1,65	1,40	0,45	1,70	0,60
1,60	1,70	1,20	2,05	2,35	2,10	3,00	2,35	2,00	2,00	2,40	2,20
0,35	0,55	0,45	0,50	1,00	0,80	1,40	1,40	1,30	1,00	1,40	1,20
0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,20	0,20	0,20	0,15	0,15	0,20	0,15
0,00	4,05	1,25	0,95	0,30	0,00	4,85	1,25	0,00	1,35	1,25	1,45
0,05	0,20	0,40	0,30	0,30	0,60	0,55	0,20	0,15	1,00	0,00	0,55
100,55	99,95	100,75	100,85	99,35	100,65	100,30	100,30	99,50	100,95	100,70	00,65
33	55,75	36,25	66,5	39,75	27,5	48,25	59,5	55,0	120	64,75	72
620	920	705	1090	810	540	960	1135	1000	890	1185	900
6,50	3,55	7,68	4,14	6,80	5,32	10,64	9,75	8,27	2,66	10,05	3,55
27,08	11,27	9,17	21,79	18,30	18,19	6,13	19,93	12,91	15,46	17,20	17,67
37,78	22,39	26,96	26,95	18,77	10,17	17,73	12,50	16,39	13,64	10,44	17,45
	12,69	6,49	6,07	2,00	1,15	6,30	6,35	8,13	6,29	8,33	3,26
4,46	24,29	18,05	18,53	22,86	28,18	21,22	19,11	24,27	30,17	24,95	23,04
1,41	2,54	2,21	0,05	0,80		1,28	2,16			2,17	
1,51											
0,55											
5,79	3,89	13,42	4,97	13,17	19,29	12,31	9,67	11,66	11,58	7,60	9,80
2,31	0,51	2,08	0,02	0,58		0,94	1,38			0,84	
9,28	10,08	9,71	12,03	8,70	9,87	9,42	9,79	8,71	12,54	10,08	9,10
					2,04			2,19			3,82
3,04	3,23	2,28	3,89	4,46	3,99	5,70	4,46	3,80	3,80	4,56	4,18
0,83	1,30	1,06	1,18	2,36	1,89	3,30	3,30	3,07	2,36	3,30	2,83
21,6	28,1	40,03	25,5	43,7	49,09	39,4	32,6	39,36	40,6	32,3	36,9

Numéros	683	684	688	690	699	700	701	703	704	705	712
SiO ₂	41,05	40,60	42,05	41,65	41,50	42,90	44,80	42,20	40,55	47,70	42,80
Al ₂ O ₃	10,20	10,95	11,75	13,05	11,10	12,95	12,95	12,10	11,85	13,20	10,55
Fe ₂ O ₃	8,45	8,20	7,85	8,65	10,45	7,80	6,25	7,15	7,20	7,20	9,55
FeO	6,45	6,45	5,85	4,85	4,65	5,60	6,50	5,45	6,30	5,95	4,90
MgO	11,45	11,45	11,65	11,30	12,05	10,10	11,05	12,00	9,30	8,70	9,60
CaO	11,75	12,20	11,10	10,60	11,40	10,25	9,70	11,95	12,00	9,80	11,80
Na ₂ O	3,60	3,85	3,00	2,50	3,45	2,45	2,50	3,35	3,50	2,95	3,40
K ₂ O	0,75	0,80	0,75	0,80	0,45	1,65	1,70	0,70	1,45	0,50	0,45
TiO ₂	2,30	2,30	3,00	2,95	3,00	3,00	2,70	3,50	2,20	2,20	2,85
P ₂ O ₅	1,30	1,50	1,05	0,95	1,35	1,20	0,70	1,00	0,85	1,20	1,60
MnO	0,15	0,15	0,20	0,20	0,20	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
H ₂ O ⁺	2,80	2,10	1,25	1,75	0,85	1,10	1,00	0,40	5,10	0,25	1,40
H ₂ O ⁻	0,00	0,10	0,80	1,25	0,30	0,35	0,50	0,40	0,40	0,70	0,75
Total	100,25	100,65	100,30	100,50	100,30	99,55	100,50	100,35	100,85	100,50	99,80
Rb	775	46	74	33	56	495	55	110	58	545	64
Sr	1080	820	890	880	870	930	810	810	975	945	1090
Nozme										1,51	
Q										2,95	2,66
Or	4,43	4,73	4,43	4,73	2,66	9,75	10,05	4,14	8,57		
Ab	11,36	7,96	11,83	17,28	15,67	18,05	18,44	11,51	4,25	24,96	22,77
Pl											
An	9,46	10,23	16,38	22,02	13,47	19,46	19,09	15,91	12,34	21,30	12,20
Ne	10,35	13,33	7,34	2,10	7,32	1,45	1,47	9,12	13,74		
Le											
OrthoCa											
Ac											
Wo											
Di	30,31	30,27	23,02	18,96	26,67	18,33	17,16	28,68	30,16	14,34	27,94
Hd	1,25	1,43	3,76				1,46		2,57	0,94	
En _s										15,02	
Hy										1,13	
F _s											7,68
Ol											
F _o	10,13	10,15	12,86	13,57	12,37	11,67	13,51	11,63	6,43		
F _a	0,53	0,61	2,66				1,40		0,61		
Ma	12,25	11,89	11,38	7,73	6,94	10,01	9,06	7,91	10,44	10,44	8,02
He				3,32	5,66	0,90		1,69			4,02
Ilm	4,37	4,37	5,70	5,60	5,70	5,70	5,13	6,65	4,18	4,18	5,41
Ap	3,07	3,54	1,77	2,24	3,13	2,83	1,65	2,36	2,01	2,83	3,77
S.I	37,2	37,2	40,03	40,21	38,8	36,59	39,46	41,88	33,5	34,3	34,4

713	716	725	726	734	742	754	759	779	788	789	794
44,40	46,65	41,20	45,80	45,10	41,30	49,15	47,90	41,45	45,00	43,00	46,00
12,50	13,85	12,30	13,05	10,15	10,15	13,85	12,55	11,40	11,80	12,00	10,30
7,80	4,40	5,45	5,30	5,75	7,60	8,55	6,90	9,60	8,80	7,90	6,75
5,55	8,20	6,50	6,50	6,55	6,60	4,30	6,25	4,30	4,70	6,20	6,90
11,00	11,40	10,00	10,90	10,60	11,70	6,20	8,05	9,05	7,80	7,30	9,40
11,20	9,65	13,40	11,00	10,10	10,90	7,20	8,70	12,60	10,55	11,45	11,00
2,50	2,90	2,75	2,25	3,00	3,40	3,95	3,85	3,95	4,10	3,40	2,85
0,90	0,85	1,75	0,80	1,00	1,65	1,30	1,80	1,30	1,70	1,65	1,45
2,20	1,75	2,75	1,10	2,30	2,75	3,00	2,60	3,40	2,80	2,85	2,65
1,00	0,90	1,30	1,30	0,65	1,15	0,80	0,85	1,60	1,20	1,10	1,50
0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,20	0,25	0,25	0,20
0,45	0,00	2,35	1,45	3,65	2,00	0,70	0,50	1,05	0,30	2,70	0,60
0,45	0,15	0,20	1,10	0,20	0,20	0,60	0,25	0,60	0,5	0,25	0,35
109,10	100,85	100,10	100,30	99,20	99,55	100,25	100,35	100,50	91,5	100,05	99,10
35	28	42,5	20	30	45	33	20,5	120	55	52	38
680	590	890	730	585	860	890	960	1132,5	1165	845	820
						1,62					
5,32	5,02	10,34	4,73	6,12	9,75	7,78	10,64	7,68	10,05	9,75	8,57
21,15	24,54	1,05	19,04	23,06	7,45	33,54	27,14	9,12	20,44	15,44	24,12
20,23	22,26	16,05	23,15	11,40	7,56	16,12	11,65	9,54	8,74	7,22	11,03
		12,04		1,14	11,55		2,95	13,17	7,72		
22,18	12,42	29,76	20,43	24,41	29,16		21,80	33,10	27,81	28,08	23,87
0,28	3,36	3,30	2,87	2,55	1,38	11,45	1,67			0,83	2,75
0,20	0,05		2,95								1,43
	0,02		0,47			10,20					0,19
11,86	15,83	7,78	10,32	10,64	10,95		6,97	5,04	4,58	3,62	7,65
0,19	5,41	1,09	1,83	1,84	0,65		0,67			0,14	1,11
11,31	6,38	7,90	7,68	8,35	11,02	10,39	10,0	4,66	7,85	11,45	9,99
								6,39	3,39		
4,18	3,32	5,22	3,99	4,41	5,22	5,78	4,94	6,46	5,32	5,41	5,03
2,36	2,12	3,07	0,71	1,68	2,71	2,02	0,59	3,77	2,83	2,60	3,54
39,64	41,08	37,8	42,3	38,6	37,8	25	29,9	32,09	28,78	27,5	34,36

Numéros	796	804	805	812	815	827	838	841	844	858	960
SiO ₂	45,00	41,50	42,60	45,85	47,70	41,40	43,00	41,00	49,00	45,90	43,30
Al ₂ O ₃	11,85	9,25	13,30	14,50	11,75	10,85	10,15	10,30	12,15	11,65	13,35
Fe ₂ O ₃	6,40	8,50	8,80	7,30	9,55	7,50	10,15	8,80	5,20	6,80	7,30
FeO	6,90	6,20	4,75	5,75	3,30	6,70	7,10	5,05	6,85	6,20	6,90
MgO	8,80	11,20	8,70	9,50	8,40	11,30	6,40	9,90	8,80	9,80	11,50
CaO	9,85	11,55	11,45	9,55	9,30	11,65	10,85	13,00	8,75	9,90	10,65
Na ₂ O	3,35	4,60	4,70	4,05	3,25	2,60	3,50	3,60	3,20	3,70	2,60
K ₂ O	1,65	2,35	2,25	1,45	1,60	1,70	2,10	0,55	1,75	1,55	1,10
TiO ₂	2,95	2,35	2,10	1,30	2,85	2,90	3,70	2,80	2,25	3,00	1,50
P ₂ O ₅	1,40	1,20	1,10	0,90	0,95	1,00	1,60	1,25	0,70	1,20	0,50
MnO	0,20	0,25	0,20	0,20	0,20	0,20	0,10	0,10	0,15	0,10	0,15
H ₂ O ⁺	1,00	0,15	0,30	0,10	0,50	1,90	0,65	2,95	0,50	0,00	1,10
H ₂ O ⁻	0,40	0,15	0,10	0,10	0,25	0,15	0,30	0,65	0,20	0,00	0,60
Total	99,75	99,75	100,35	100,55	99,70	99,85	99,60	99,95	99,50	99,80	100,55
Rb	46	65,5	81,5	47,5	48,75	43,75	44,75	55,25	50,5	51	35,5
Str	1015	1030	1170	862	895	987	920	830	950	947	950
Netme											
Q											
Or	9,75	13,88	13,30	8,57	9,45	10,05	12,10	3,25	10,34	9,16	6,50
Ab	23,49	6,8	3,05	20,62	28,35	6,65	18,34	11,29	27,08	23,45	13,28
An	12,42		8,55	17,10	12,30	12,91	5,84	10,32	13,62	10,60	21,51
Ne	2,63	14,8	19,89	7,39		8,32	5,96	10,38		4,26	4,72
Le											
OrthoCa											
Ac		4,16									
Wo		20,99									
Di	19,31		31,97	17,44	21,51	28,55	32,24	35,81	16,80	23,15	19,54
Hd	2,22			1,77		1,49			3,24	0,83	2,64
Ens					5,24				5,65		
Hy									1,25		
F ₀	9,08	19,60	4,80	10,91	4,0	10,45	1,54	5,64	5,94	9,58	13,72
F ₁	1,32	0,82		1,40		0,69			1,45	0,43	2,35
F ₂	9,28	10,21	9,87	10,58	3,03	10,82	12,29	8,49	7,54	9,86	10,58
Ma			1,99		7,46		1,6	2,95			
He	5,60	5,47	3,99	2,47	5,41	5,51	6,90	5,32	4,27	5,70	2,85
Ilm	3,30	2,69	2,60	2,12	2,24	2,36	3,63	2,95	1,65	2,83	1,18
Ap											
S.I.	32,4	34,09	29,7	33,8	32,06	37,9	33,24	35,4	34,1	34,9	39,1

INFR	B - SERIE SOMBRE INFERIEURE	SERIE M - CLAIRE N'TERM	S - SERIE SOMBRE SUPERIEURE	
	WB8 - Nappe du Bourg (SP)*	WM3 - Nappe du Cher WM2 - Nappe de Prat-de-Bouc (DG)* WM1 - Nappe de Loubizargues	WS7 - Coulee de Cheylanes (A) WS3a - Horizon de Niermont WS2 - Coulee basale de Niermont (SP) WS1 - Coulee basale de Niermont (SP)	W - PLANEZE OCCIDENTALE
	SB6b - Nappe de Sériers* SB6a - Basaltes inf. Neuveglise SB5 - Basaltes inf. Neuveglise SB4 - Nappe de Tegenac (DV) SB3 - Nappe de La Jarrige SB1 - Nappe de Larcher (A)	SM2 - Nappe de Bourzents (DG)* SM1 - Dolérite de Lavastrie (DG)	SS7 - Coules du Moyen-Epi (SP) SS5 - Horizon de Pressanges SS4 - Nappe de Cussac (GN)* SS3 - Horizon des Truffières	S - PLANEZE MERIDIONALE
	NB7 - Nappe de Latze (DV)* NB2 - Nappe de Frippey-Luc (GN)* NB1 - Coulee inf. de Nouvalle (SP) NIP - Limburgite infra-planézienne	NM1 - Nappe des Valettes	NS9 - Basaltes tardifs NS7 - Coulee basale de Pegros (A) NS6 - Nappe de La Cham* NS5 - Nappe de Secourteux* NS4 - Inf. du Bois d'Estival	N - PLANEZE SEPTENTRIONALE
	RIP - Basaltes noires de l'Alagnon	RM1 - Nappe de Mallet RB9 - (horizon des quatre-Cheminis) RB8b - Nappe de Talizat* RB8a -	RS8 - β terminaux versant Margeride RS7 - β à grands pyr. Chabrunat (A) RS6 - β à petits nodules Chabrunat RS3 - β terminal de Montlouby	R - CHAINE DE REZENTIERES

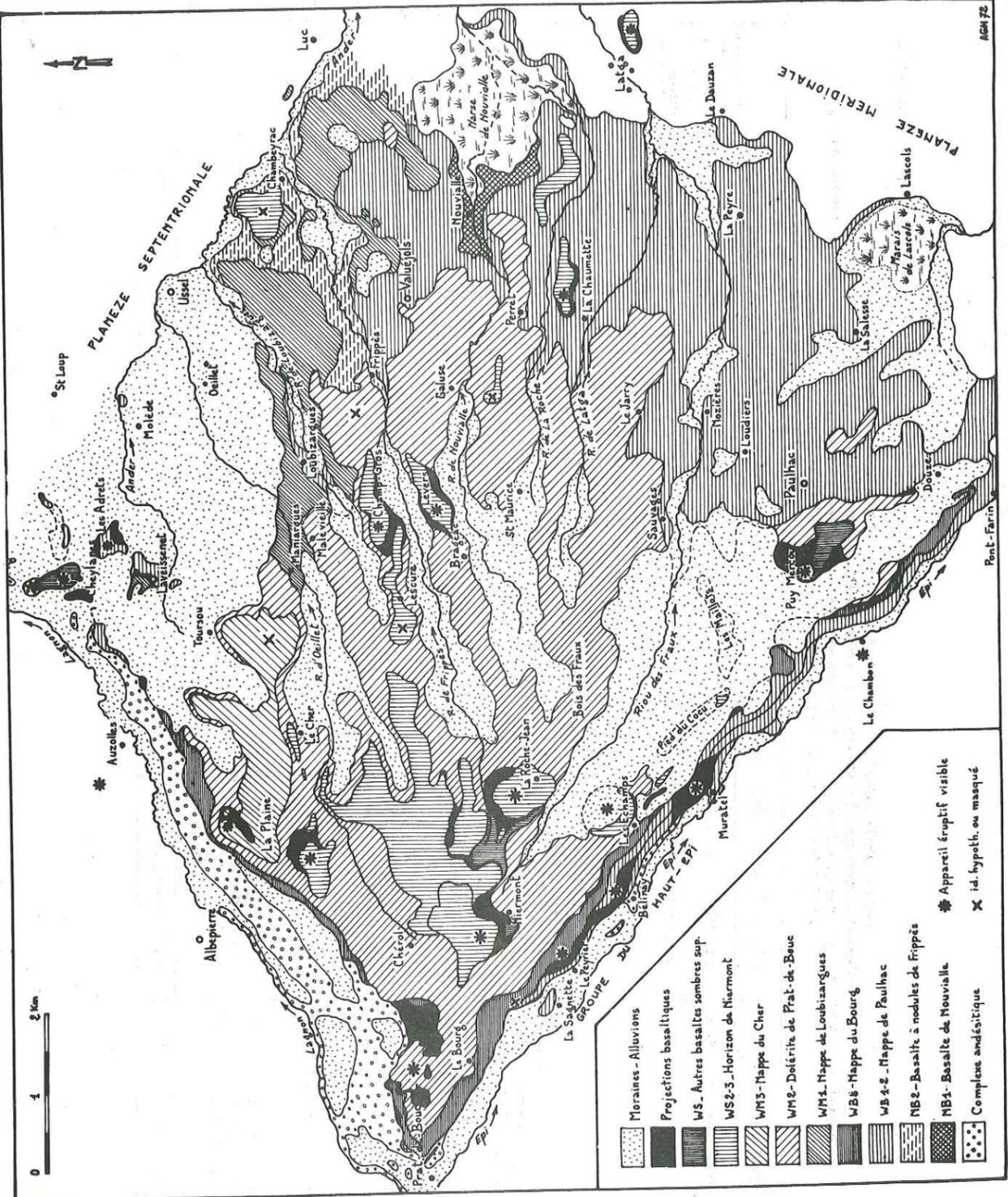
CHRONOLOGIE RELATIVE DES ERUPTIONS BASALTIQUES
* : Les nappes majeures. Faciles macroscopiques particuliers : DG - Dolérite grise, DV - Dolérite "verte", SP - Basalte "semi-porphyrrique".
A - Basalte localement porphyrique à grandes angles, GN - Basalte à grands nodules de périodite.
Le trait discontinu souligne les éléments de succession chronologique certaine.

Tableaux et planches III à IX, extraits de la thèse A. de Goer (1972).

N° réf.	Désignation	Caractères généraux	Phénomènes	Nodules périodite	Particularités locales	Extension	Points d'émission	Direction principale d'épanchement	Précision de la position chronologique
WS7	Culot de Cheyhanes	Ankaramite, Gris sombre à noir, Compact, Toujours frais.	Pér.: peu, petits Pyr.: nombreux, petits à gros. Porphyrisme variable	Exceptionnels		très local	Cheyhanes	-	Totalement indéterminée (B1 à B9)
WS3	Horizon de Niernont (coulées terminales de Haute-Planèze)	Type ubiquiste, Compact, gris-sombre très frais, ou somnembremmer.	Pér.: peu	Rares		très local	* Niernont La Roche-Jean Les Echamps La Plaine - Le Cher Champéros - Levers	E	S 2 - 3
WS1	Coulée basale de Niernont	Semi-porphyrrique, Gris-sombre à noirâtre, Partout très altéré.	Pér. et pér. petits et très abondants	(non observés)	Pâte très feldspathique, à la-brador très basique (An 65-70)		Niernont	E	S 1
WM3	Nappe du Cher	Polymorphe, Gris-clair (ou sub-vitreux et sombre) Compact, Sain.	Pér.: petits, très abondants, local abondants Pyr.: petits, local abondants	Rares (+ quelques cumulus pyr.)		2,2 km ²	"Mêgne de Pagès"	E	au-dessus de M2
WM2	Nappe de Prat-de-Bouc	Dolérite claire, Gris-clair à très clair, rosé à lait-ratton, finement vacuolaire Désagrégation souvent poussée.	Exclusivement périodite petits, abondants, vert clair à noirs, plagiocl. millimétriques.		Taches serpen-lineuses noir-vertâtre à patine rousse	Nappe majeure 50 km ²	Prat-de-Bouc Niernont ? Les Echamps	E	M 2 Horizon-repère
WM1	Nappe de Loubizargues	Microdolérite claire, Polymorphe, Gris clair à très clair, patine blanche, Débit fréquent fines plaquettes, Décomposition en gravillons.	Aphyrique (par pièce, quelques pér.)		Taches serpen-lineuses noir-vertâtre très dures.	Nappe d'importance moyenne partiellement masquée.	Inconnu (? sous La Champ du Cher)	E	M 1
WB8	Nappe du Bourg	Semi-porphyrrique, Compact Gris-moyen à sombre, Patine claire, Toujours sain, Bien prismé.	Pér. petits, abondants Pyr. petits, très abondants.	Petits, peu abondants (+ cumulus pyr. ou pyr. pér.)		Nappe majeure, mais visible seulement vallées Epi et Lagnon.	Bélinay Prat-de-Bouc	E	de B 3 à B 9
WB2	Nappe de Paulhac	Type ubiquiste, Compact à scoriacé dans la masse, Bleuâtre à gris sale, Somnembremmer constant.	Pér.: peu, variables Pyr.: rares	Rares		Nappe majeure 2 60 km ² (partiellement masquée)	Muratel (+ inconnus ?)	L	B 2
WB1	Coulées basales de l'Epi et du Bas-Lagnon	Type ubiquiste, Compact, Gris-sombre à noirâtre, avec somnembremmer poussé.	Pér.: peu, variables	Rares	Pegmatitoïdes (La Sagneite)	Inconnue (faible)	Sud: La Sagneite Le Peyrier Muratel Nord: Auzolles Les Adreïs	E	Au Sud: B 1 Au Nord: inf. indéterm. B 1 à B 9

CARACTERES DES BASALITES DE HAUTE-PLANÈZE (W).

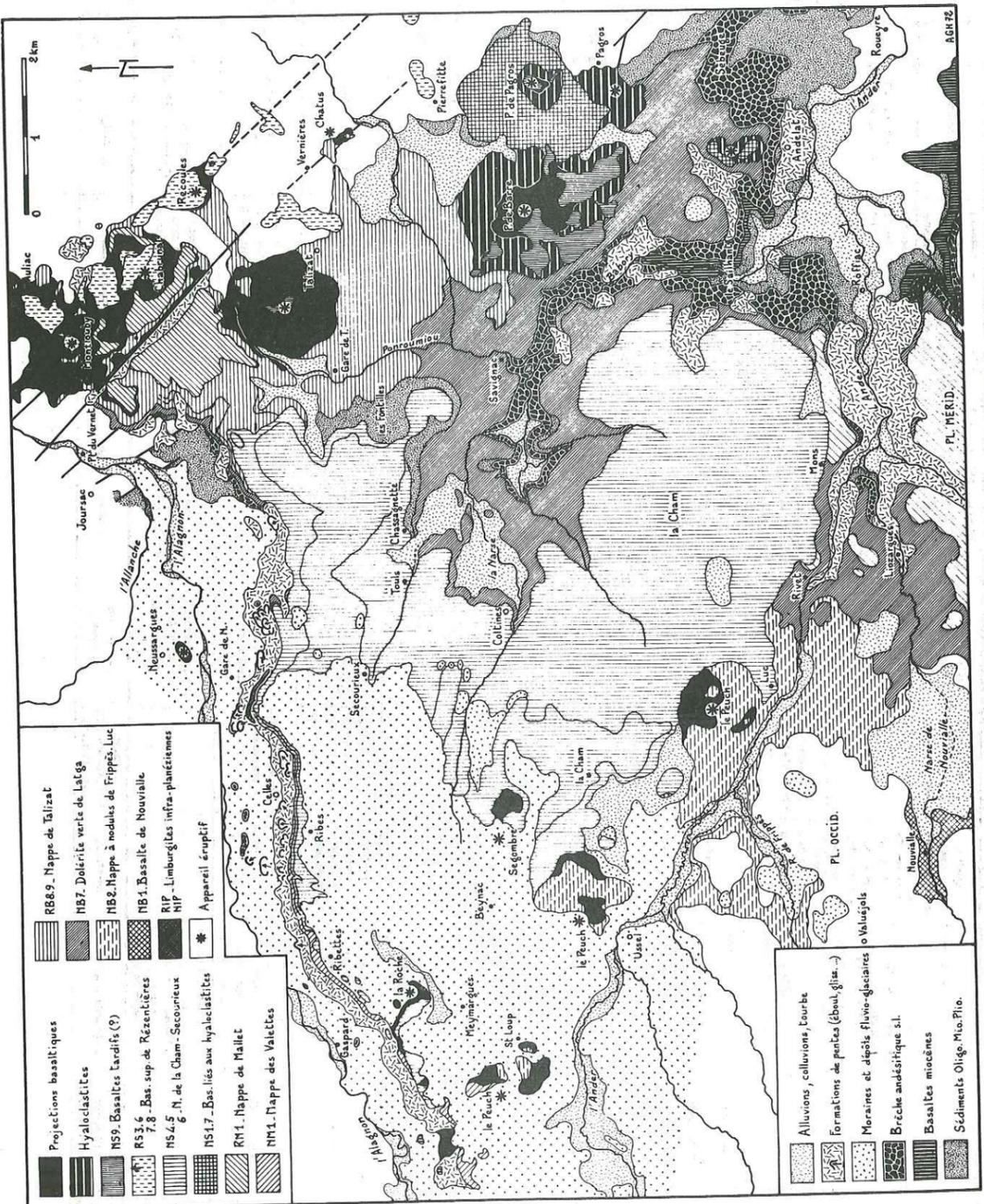
- CARTE GEOLOGIQUE DE L'ENSEMBLE DE LA PLANEZE OCCIDENTALE. W



N° réf.	Designation	Caractères généraux	Phénocristaux	Nodules périodite	Particularités locales	Extension	Points d'émission	Direction principale d'épanchement	Précision de la position chronologique	SERIE SOMBRE SUPERIEURE (S1 à S9)			SERIE CLAIRE INTERMEDIAIRE (M1 à M3)			SERIE SOMBRE INFERIEURE (B1 à B9)			INFRA.		
										NS1	NS2	NS3	NS4	NS5	NS6	NS7	NS8	NS9	NM1	RM1	NB1
NS9	Basaltes tardifs	Type ubiquiste. Gris-bleuté. Sonnenbrenner.	Pér. : peu, petits Pyr. : rares.	Rares	Pegmatitoïdes (Aloux)	très local	Puy de Barre (? + sommet Pagros)	quelconque	S9 (peut être très tardif)												
NS7	Cou'ée basale de Pagros.	Basalte à grandes angules. Polymorphe. Compact. Gris-bleuté à noirâtre. Sonnenbrenner. Décomp. en boules fréquentes.	Pér. : peu, petits Pyr. : rares, petits (local très abondants).	Rares	Quelques cristaux kaersutite incomplètement résorbés.	local (2 km ²)	Puy de Pagros	(faislemer circulaire)	S2 à S8 (post NS1 anté NS9)												
NS5	Nappe Cassecouroux.	Type ubiquiste, polymorphe. Gris-bleuté, compact. Sonnenbrenner généralisé. Débit variable. Décomp. en boules fréquente.	Pér. : peu, petits Pyr. : rares, petits (+ local quelques gros)	Petits, anguleux, abondants par places, rares ailleurs.	Reposent toujours sur un horizon de tufes lités.	Nappes maigres 14 km ² 40 km ²	La Roche Segombré	E	S1 à S8												
NS4	Nappe de La Cham (niveau inf. Bois d'Estival)	Ankaramite (macroscop. ubiquiste), Compact. Sonnenbrenner. Débit en blocs polyédriques.	Sub-aphyrique (quelques pér.) à semi-porph. (abondants pér. + pyr. très petits).	Rares	Lié aux éruptions hyaloclastiques	très local	Coren (Bambour) La Balle Croix de Barret Peuch d'Andelat	-	B9 à S6 (post RB8 anté NS7)												
NS1	Basaltes associés aux palagonites	Microdolerite claire. Gris-clair à très clair, patine blanche. Débit fréquent en fines plaquettes. Décomposition en gravillons.	Aphyrique (par places, quelques pér.)	-	Taches serpentineuses noir-vertâtres.	Nappe maigre (2 km ²)	Chabrunat Montloubé	S, W	M1*												
RM1	Nappe de Maillet	Basalte clair à petites olivines abondantes (moins nombreux dans facies scoriacés)	Exclusiv. périod. petits abondants (moins nombreux dans facies scoriacés)	-	Taches serpentineuses noir-vertâtres.	Inconnue mais notable (visible sur 5 km vallée Alagnon)	P. de Saint-Loup	N, E	anté NS5 M probable mais pas de B dessous.												
NM1	Nappe des Valettes	Type ubiquiste, polymorphe. Compact. Gris-bleuté clair. Toujours sain, débit en grosses colonnes, donne une faïsse lisse.	Pér. : peu, petits local + abondants Pyr. : général. peu, petits : local. gros, abondants.	Très exceptionnels	Taches serpentineuses noir-vertâtres	Nappe d'importance moyenne 11 km ²	Montloubé Chabrunat Recoules Chatus	S, W	B9*												
RB9	(Nappe des quatre Chemins) Nappe de Talizat	Dolerite "verte", Compact à très vésiculé. Gris-bleuté à gris-vertâtre sombre, altér. rousse. Débit varié. Décomp. boules fréquentes.	Exclusiv. périod. petits, abondants, difficile visibles. Plagio. millimétr.	-	"en choux-fleurs" ou en pillow-laves (Aloux)	Inconnue mais notable (abords vallées Frippès et Ander)	? (holoeffusif) fissure éruptive Laiga - Alieuze	N	B7*												
NB9	Nappe de Latga	Basalte à grands nodules. Compact, bleuté à gris-sombre. Sonnenbrenner fréquent.	Pér. : peu, petits (local + gros) Pyr. : très peu (local gros)	-	Lave entablement riche en verre brun-violet.	Coulée(s) de vallée épaisse 50 km longueur	Saint-Loup Usel Luc + inconnue Frippès	S, E	B1 à B6 (anté NB7)												
NB7	Nappe de Frippès-Luc	Semi-porphyrétique. Compact. Frais-noir, ou général. altéré à pâte blanc-faïeux.	Pyr. + pér. petits et très abondants.	(non observés)	Pâte très feldspathique.	très local	Inconnu	?	B1 (anté-WB2)												
NB1	Coulée inférieure de Nouvaille	Basalte ankaramitique à entablement limburgitique épais en faux-prismes, inaltéré, dominant conchiques. Colomnade réduite, altérée.	Pyr. + pér. petits général. peu abondants local + nombreux.	Exceptionnels			Calvaire de Neussargues + inconnus	N, E	Position zéro supposée. (NIP anté NS9) (RIP anté RB8)												

CARACTÈRES DES BASALTES DE BASSE-PLANEZE (N) ET DE LA CHAÎNE DE REZENTIERES (R - pro parte).

VII
N - R
CARTE GEOLOGIQUE D'ENSEMBLE DE LA PLANEZE SEPTENTRIONALE (BASSE-PLANEZE)



BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT M. & GOER de HERVE A. de 1972
Sondages électriques dans les moraines au Nord de la plaine de
Saint-Flour et dans la vallée de l'Alagnon.
Note I. O. P. G. Clermont-Ferrand, n° 6.
- AUMAITRE R. & BUFFET G. 1973
Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des
filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux. (Alpes fran-
çaises occidentales).
Thèse de 3ème cycle Grenoble.
- AUNIORD M. 1952
Etude de la brèche andésitique du Cantal.
Bull. serv. carte géol. France, t. 50, n° 237, p. 182-190.
- BABKINE J. 1961
Contribution à l'étude pétrographique des basaltes de la région de
Monistrol d'Allier (Haute-Loire) et plus particulièrement de leurs
minéraux opaques.
Thèse de 3ème cycle Paris.
- BABKINE J. 1965
Contribution à l'étude pétrographique et magnétique des basaltes de
la région de Monistrol d'Allier (Haute-Loire).
Bull. soc. franç. de miner. et cristall., t. LXXXVIII, p. 307.
- BAKER I. & HAGGERTY E. 1967
The alteration of olivine in basaltic and associated lavas.
Contr. mineral. petrol., vol. 16, p. 257-273.
- BAKER P. E. 1968
Handbook of geochemistry.
Section 56-E.
- BARTH T. F. W. 1962
Theoretical petrology.
2nd édition J. Wiley, ed. intersciences.
- BARTH T. F. W. 1966
The crystallization process in basalts.
Amer. jour. sc., 3th ser., vol. XXXI, p. 321.

- BELLON H. & BROUSSE R. & LAMBERT A. & CORNEN G. & LE GARREC M. J. & MAURY R. & PESME M. F. & BLAIS S. & LARROQUE P. & BAUDEIGNE L. 1972
Longue activité volcanique du massif du Cantal.
C. R. A. S. Paris, vol. 274, p. 2409-2412.
- BERGER E. & BROUSSE R. & CAUSSE C. 1968
Les pipes et diatrèmes des Causses septentrionaux.
B. S. G. F., ser. 7, t. X, p. 588-600.
- BLAIS S. 1972
Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal. Géologie du Carladez.
Thèse 3ème cycle Orsay.
- BOISSE de BLACK Y. & MARTY P. 1921
Sur la pluralité des appareils éruptifs du massif cantalien.
B. S. G. F., ser. 4, t. 21, p. 237 et C. R. A. S. Paris, t. 173, p. 846.
- BOISSE de BLACK Y. & MARTY P. 1921
Sur la constitution du massif cantalien.
C. R. A. S. Paris, t. 173, p. 1004-1007.
- BOISSE de BLACK Y. 1925
Révision de la feuille de Saint-Flour au 1/80 000.
Bull. serv. carte geol. France, t. 29, n° 158, p. 123-127.
- BOULE M. 1896
Le Cantal miocène.
Bull. serv. carte geol. France, t. 8, n° 54, p. 213-248.
- BOULE M. 1900
Géologie des environs d'Aurillac, et observations nouvelles sur le Cantal.
Bull. serv. carte geol. France, t. 11, n° 76, p. 279-358.
- BOULE M. & BOISSE de BLACK Y. & GLANGEAUD P. 1932
Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000. Feuille de Saint-Flour.
(185), 2ème édition, serv. carte géol. France Paris.
- BROUSSE R. 1961
Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France.
Bull. serv. carte géol. France, t. 58, n° 263.
- BROUSSE R. 1961
Etude pétrographique et géochimique du Mont-Dore.
Bull. soc. franç. de miner. et cristall., t. LXXXIV, p. 131-186 et 245-259.
- BROUSSE R. & YAMASAKI M 1963
La diversité des basaltes.
B. S. G. F., t. 5, p. 202-209.

- BROUSSE R. & LEFEVRE C. 1966
Nappes de ponces du Cantal et du Mont-Dore. Leurs aspects volcanologiques, pétrographiques et minéralogiques.
B. S. G. F., ser. 7, t. VIII, p. 223-245.
- BROUSSE R. 1968
Précis de géologie.
Pétrologie, t. I, Dunod ed. Paris.
- BROUSSE R. & ELHAI H. 1969
L'âge tiglien des diatomites de Murat (Cantal - France).
Pollens et spores.
- BROUSSE R. 1971
Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central.
In symposium J. Jung: Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français.
Plein air service ed. Clermont Ferrand, p. 377-478.
- BROWN G. M. 1967
Mineralogy of basaltic rocks.
in Hess and Poldervaart: Basalts, interscience pub., vol. 1, p. 103-162.
- BUFFET G. 1973
Analyse statistique multivariée.
I. S. T. Grenoble, serv. doc. int., n° D. 1973-24
- CARMICHAEL A. F. & NICCHOLS J. 1967
Iron titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks.
Jour. geoph. research, vol. 72, p. 4665-4687.
- CARRON J. P. & BONIN B. & VELLUTINI P. & LAGACHE M. 1973
L'évolution du rapport K/Rb dans les roches éruptives de Corse occidentale.
B. S. G. F., ser. 7, t. XV, n° 3-4, p. 274-281.
- CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE 1/80 000.
Feuille de Saint-Flour (185), 1ère ed. par FOUQUET F. 1882
2nde ed. par BOULE M. 1932
& BOISSE de BLACK Y.
3ème ed. par LAPADU- 1964
HARGUES P.
- CHAYES F. 1952
Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltinitrite in thin section.
Amer. Min., vol. 37, p. 337-340.
- COATS R. R. 1968
Basaltic andesites.
in Hess and Poldervaart: Basalts, interscience pub., vol. 2, p. 689-736.
- COLIN F. & POYET P. 1965
Etude de quelques basaltes de l'Aubrac à la microsonde de Castaing.
B. S. G. F., t. VII, p. 5-22.

- COLIN F. 1966
Etude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac.
Thèse Clermont-Ferrand. Mémoire B. R. G. M., n° 62, 1971.
- DALY R. A. 1944
Volcanism and petrogenesis as illustrated in the hawaiian islands.
Bull. geol. soc. amer., vol. 55, p. 1363-1400.
- DARVICH-ZAD A. 1971
Les amphiboles et les minéraux associés dans les laves basaltiques
du Massif Central français.
Thèse de 3ème cycle Clermont-Ferrand.
- DEER W. A. & HOWIE R. A. & ZUSSMAN J. 1963
Rock forming minerals.
J. Wiley and sons, New York, 5 vol..
- DENAYER M. E. 1951
Tableaux de pétrographie.
Paris, Lamarre.
- DERUELLE B. & DERUELLE J. 1969
Contribution à la géologie du Cantal: la zone orientale de la feuille
de Riom-ès-Montagnes.
D. E. S., Orsay.
- DURAND S. & REY R. 1964
Le dépôt de la diatomite de Sainte-Reine (Cantal) débute au Pliocène
supérieur et permet de déceler les traces du refroidissement préti-
glien.
C. R. A. S., t. 259, p. 1978-1980.
- EVANS H. T. 1969
Handbook of geochemistry.
23 A-1, Springer Verlag, Berlin.
- FISHER H. V. 1958
Definition of volcanic breccias.
Geol. soc. amer. bull., vol. 69, p. 1071-1073
- FISHER H. V. 1960
Criteria for recognition of laharc breccias, southern Cascade
Mountains, Washington.
Geol. soc. amer. bull., vol. 71, p. 127-132.
- FISHER H. V. 1960
Classification of volcanic breccias.
Geol. soc. amer. bull., vol. 71; p. 973-982.
- FISHER H. V. 1961
Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks.
Geol. soc. amer. bull., vol. 72, p. 1509-1514.
- FISHER H. V. 1966
Rocks composed of volcanic fragments and their classification.
Earth sci. rev., vol. 1, p. 287-298.

- FOUQUE F. 1882
Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000. Feuille de
Saint-Flour.
(185), 1ère édition, serv. carte geol. France Paris.
- FOURNIER F. 1965
Etude de quelques gisements diatomifères d'Auvergne.
D. E. S. Orsay.
- GAST P. W. 1967
Isotope geochemistry of basaltic rocks.
in Hess and Poldervaart: Basalts, interscience pub., vol. 1, p. 325-358.
- GAST P. W. 1968
Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline
magma types.
Geochimica and cosm. acta, vol. 32, p. 1057.
- GEZE B. 1964
Sur la classification des dynamismes volcaniques.
Bull. volc., t. 27, p. 238-257.
- GIBERT J. P. 1972
Géologie de la basse vallée de l'Authre et des plateaux environnants.
Thèse 3ème cycle Orsay.
- GIROD M. 1968
Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien): étude
pétrographique, structurale et volcanologique.
Thèse Paris. Ed. du C. N. R. S., n° A. O. 2797.
- GLANGEAUD L. & LETOLLE R. 1962
Evolution géochimique et géodynamique des magmas volcaniques du
Mont-Dore et de l'Auvergne. Méthodes et conséquences générales.
Bull. soc. franç. de miner. et cristall., t. LXXXV, p. 296-308.
- GOER de HERVE A. de & VATIN-PERIGNON N. 1966
Les ordanchites et roches affines du massif du Cantal.
Bull. soc. geol. France, ser. 7, t. VIII, p. 298-307.
- GOER de HERVE A. de 1966
Données nouvelles sur la genèse de la planèze de Saint-Flour
(massif volcanique du Cantal).
C. R. A. S. Paris, t. 263, p. 1936-1939.
- GOER de HERVE A. de 1968
Réflexions sur les pegmatitoïdes bulleux des carrières de dolérites
de Bouzentès (planèze de Saint-Flour, Cantal).
C. R. A. S. Paris, t. 267, p. 2260-2263.
- GOER de HERVE A. de & MERGOIL J. 1971
Structure et dynamique des édifices volcaniques récents du Massif
Central.
In symposium J. Jung sur la géologie, géomorphologie et structure
profonde du Massif Central français. Plein air serv. ed. Clermont
Ferrand.

- GOER de HERVE A. de 1972
La planèze de Saint-Flour (massif volcanique du Cantal, France).
Vol. I - Structure et stratigraphie.
Vol. II - Formes et dépôts glaciaires.
Thèse Clermont-Ferrand, Annales scientifiques de l'Université de
Clermont-Ferrand, geol. et miner. fasc. 22, n°47-48.
- GOLDSMITH V. M. 1962
Geochemistry.
Clarendon press.
- GREEN D. H. & RINGWOOD A. E. 1967
The genesis of basaltic magmas
Contr. miner. and petrol., vol. 15, n°2, p. 103-190.
- GREEN T. H. & GREEN D. H. & RINGWOOD A. E. 1967
The origin of high alumina basalts and their relationships to quartz
tholeiites and alkali basalts.
Earth and planetary sci. letters 2, 41-51 North Holland, publ. comp.
Amsterdam, p. 41-51.
- GREEN D. H. 1970
The origin of basaltic and nephelinitic magmas.
Trans. Leicester Lit. and physic soc., t. LXIV, p. 28-54.
- GREEN D. H. 1971
Composition of basaltic magmas as indicative of conditions of origin
an application to oceanic volcanism.
Phil. trans. roy. soc., t. A268, p. 707.
- GREEN J. & SHORT N. M. 1971
Volcanic landforms and surface features.
Springer Verlag Berlin.
- GRIFFIN W. L. & MURTHY V. R. 1969
Distribution of K, Rb, Sr and Ba in some minerals relevant to basalt
genesis.
Geochim. cosmochim. acta 33, p. 1389-1414.
- GUERIN H. M. 1966
Contribution à la géologie du Cantal: les confins de la haute vallée
de l'Aspre.
D. E. S. Orsay.
- HAMILTON D. L. & ANDERSON G. M. 1967
Effects of water and oxygen pressures on the crystallisation of basaltic
magmas.
in Hess and Poldervaart: Basalts, interscience pub., vol. 1, p. 446-482.
- HESS H. H. 1941
Pyroxenes of common mafic magmas.
Amer. miner., vol. 26, p. 515-535 et 573-594.
- HESS H. H. 1949
Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes.
Amer. miner., vol. 34, p. 621.

- HORGUES M. & ELHAI H. & BROUSSE R. 1966
Première analyse pollinique des terrains volcano-sédimentaires
intercalaires du Cantal.
C. R. A. S. Paris, t. 263, p. 1058-1061.
- IDDINGS J. P. 1913
Igneous rocks.
New York, I. Willey and sons.
- JUNG J. 1946
Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins.
Mem. serv. carte geol. France.
- JUNG J. 1955
Nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères
chimiques des associations régionales de laves.
C. R. A. S., t. CCXL, p. 799-800.
- JUNG J. & MICHEL R. & BROUSSE R. 1956
Caractères régionaux du volcanisme récent de l'Auvergne (Massif
Central français).
C. R. Cong. geol. international de Mexico, sect. 1, p. 439-450.
- JUNG J. & BROUSSE R. 1959
Classification modale des roches éruptives.
Paris. Masson.
- JUNG J. 1969
Précis de pétrographie.
Masson ed., Paris.
- JUNG J. & BROUSSE R. 1962
Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de la France.
B. S. G. F., n°267, t. LVIII.
- KIEFFER G. 1968
Contribution à l'étude de l'altération des laves à caractères basal-
tiques.
Revue d'Auvergne Clermont-Ferrand, t. 82; 1, p. 27-49.
- KIEFFER G. 1969
Caractères des coulées de lave à entablement de "faux prismes".
C. R. A. S. Paris, t. 269, p. 2178-2181.
- KRAUSKOPF K. B. 1967
Introduction to geochemistry.
Mac Graw-Hill.
- KUNO H. & YAMASAKI K. & IIDA C. & NAGASHIMA K. 1957
Differentiation of hawaiian magmas.
Japan journ. geol. geogr., vol. 28, p. 179-218.
- KUNO H. 1960
High alumina basalt.
Journ. petrol., vol. 1, n°2, p. 121-145.
- KUNO H. 1965
Fractionation trends of basalt magmas in lava flow.
Journ. petrol., vol. 6, p. 302-321.

- KUNO H. 1968
Differentiation of basalt magmas.
in Hess and Poldervaart: Basalts, interscience pub., vol. 2, p. 623-688.
- KUSHIRO I. 1960
Si - Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks.
Amer. Journ. sciences, vol. 258, p. 548-554.
- KUSHIRO I. & KUNO H. 1963
Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks.
Journ. Petrol., vol. 4, p. 75-89.
- LACROIX A. 1916
Les verres volcaniques du massif du Cantal.
C. R. A. S. Paris, t. 163, p. 406-411.
- LACROIX A. 1933
Classification et nomenclature des roches éruptives.
Bull. serv. geol. Indochine, 3, vol. 20.
- LAMBERT A. 1969
Géologie de la moyenne vallée du Mars et des plateaux adjacents
(massif du Cantal)
Thèse 3ème cycle Orsay.
- LAUBY A. 1908
Découverte des plantes fossiles dans les terrains volcaniques de l'Aubrac.
C. R. A. S., t. 147; p. 154-157.
- LAUBY A. 1909
Essai de bibliographie analytique des travaux paléophytologiques relatifs aux districts de l'Aubrac, du Cantal, du Cézallier et du Mont-Dore.
Rev. Haute-Auvergne, p. 101-400.
- MACDONALD G. A. & KATSURA T. 1964
Chemical composition of hawaiian lavas.
Journ. petrol., vol. 5, p. 82-133.
- MACDONALD G. A. 1972
Volcanoes.
Englewood Cliffs (New Jersey), Prentice-Hall.
- MACGREGOR A. G. 1955
Classifications of nuée ardente eruptions.
Bull. volc., t. 16, p. 7-11.
- MANCEAU M. 1967
Contribution à la géologie du Cantal: la vallée de la petite Rhue de Cheylade et ses environs.
D. E. S. Orsay.
- MANSON V. 1967
Geochemistry of basaltic rocks: major elements.
in Hess and Poldervaart: Basalts, interscience pub., vol. 1, p. 215-269.
- MARTY P. 1910
Nouvelles observations sur la flore fossile du Cantal.
C. R. A. S.,

- MEYNIER A. 1951
Cratères d'explosion dans l'Est du Cantal.
Rev. geogr. alpine Grenoble, p. 746-749.
- MICHEL R. 1946
Les rochers volcaniques du plateau de Gergovie.
C. R. som. soc. geol. France, p. 238-239.
- MICHEL R. 1948
Sur la présence des basanites analcimiques en Auvergne.
C. R. A. S., t. 226, p. 2159-2161.
- MICHEL R. & VATIN-PERIGNON N. 1960
Caractères pétrographiques et magmatiques de la série volcanique mio-pliocène du Cantal (Massif Central français).
Rivista Stromboli, n° 8, p. 1-7.
- LA ROCHE H. de & LETERRIER J. 1973
Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques.
C. R. A. S., ser. D, t. 276, p. 3115-3118.
- LE BAS M. J. 1962
The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage.
Amer. Journ. Science, vol. 260, p. 267-288.
- LEFEVRE C. 1968
Géologie du massif du Cantal au niveau des vallées de la Maronne, de la Bertrande et de la Doire.
Thèse 3ème cycle Orsay.
- LETERRIER J. & LA ROCHE H. de 1972
Extension aux basaltes d'une typologie chimique des roches ignées acides et intermédiaires.
C. R. A. S., ser. D, t. 274, p. 788-791.
- LE GUERNIC J. & METGEN R. 1968
Le gisement de diatomite de Sainte-Reine: étude géologique.
Rapport int., soc. La Béarnaise. Non publié.
- LE GUERNIC J. & METGEN R. 1968
Prospection des sites favorables à la présence de diatomites autour de Murat.
Rapport int., soc. Béarnaise. Non publié.
- LORENZ V. 1973
On the formation of maars.
Bull. volc., vol. 37, n° 2, p. 183-204.
- MORIN N. 1966
Contribution à la géologie du Cantal: la proche région méridionale de Riom-ès-Montagnes.
D. E. S. Orsay.

- MUAN A. & OSBORN E. F. 1956
Phase equilibria at liquidus temperatures in the system MgO-FeO-
Fe₂O₃-SiO₂
Journ. of the amer. ceramic soc., vol. 39, n°1, p. 121-140.
- MUAN A. 1958
Phase equilibria at high temperatures in oxyde systems involving
changes in oxydation states.
Amer. Journ. Sc., vol. 256, p. 171-207.
- MURATA K. J. 1960
A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks.
Amer. Journ. sc., vol. 258A, p. 247-252.
- NISHIKAWA M. & KUSHIRO I. 1967
Breakdown of hornblende under high temperatures and pressure.
Bull. vol. soc. japan, vol. 12, n°153, japan abstract.
- NOCKOLDS S. R. & ALLEN R. 1963
The geochemistry of some igneous rocks series.
Geoch. cosm. acta, vol. 4, p. 105-142.
- NORMAND M. 1973
Le volcanisme de la bordure sud orientale du Devès et du plateau
d'Alleyrac (Velay occidental).
Thèse 3ème cycle Paris VI.
- OLLIER C. D. 1967
Maars: their characteristics, varieties and definition.
Bull. volc., t. XXXI, p. 45-78.
- OSBORN E. F. 1959
Role of the oxygen pressure in the cristallisation and differenciation
of basaltic magma.
Amer. Journ. sc., vol. 257, p. 609-647.
- OSBORN E. F. 1962
Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different
oxygen pressure conditions.
Amer. miner., vol. 47, n°3-4, p. 211-226.
- PAGES-ALLARY J. 1903
Découverte et exploitation de gisements de silice (diatomées fossiles)
dans l'arrondissement de Murat (Cantal).
C. R. de l'A. F. A. S. Angers, t. 1, p. 217.
- PARSONS W. H. 1969
Criteria for recognition of volcanic breccias: review.
Geol. soc. amer. mem. 115, p. 263-304.
- PECHER A. 1972
Données sur la construction et l'utilisation de quelques diagrammes
pétrographique.
Ser. doc. int.
- PELTZ S. 1971
Quelques considérations sur la nomenclature et la classification
des pyroclastites.
Bull. volc., t. XXXV, fasc. 2, p. 295.

- PESME M. F. 1974
Contribution à l'étude géologique du Cantal méridional et du Nord
de l'Aubrac.
Thèse 3ème cycle Orsay.
- POLDREVAART A. & HESS H. H. 1951
Pyroxenes in the cristallisation of basaltic magmas.
Journ. geol., vol. 59, p. 472.
- POLDERVAART A. 1962
Aspects of basalt petrology.
Geol. soc. india Journ., vol. 3, p. 1-14.
- POLDERVAART A. 1964
Chemical definition of alkali basalts and tholeiites.
Geol. soc. amer. bull., vol. 75, p. 229-232.
- POWERS H. A. 1955
Composition and origin of basaltic magma of the hawaian islands.
Geoch. cosm. acta, vol. 7, p. 77-107.
- PRINZ M. 1967
Geochemistry of basalts: trace elements.
in Hess and Poldervaart: Basalts, interscience pub., vol. 1, p. 271-
323.
- REY R. 1965
Deux gisements à plantes du flanc est du massif volcanique du
Cantal: Sainte-Reine et Joursac.
Bull. soc. géol. min. Bretagne, Rennes 1962-1963, p. 211-273.
- RITTMAN A. 1963
Les volcans et leur activité.
(ed. française établie par H. Tazieff), Masson ed., Paris.
- ROUBAULT M. & FABRIES J. & TOURET J. & WEISBROD A. 1963
Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant.
Ed. Lamarre-Poignat.
- SHAIRER J. F. & YODER H. S. 1960
Nature of residual liquids from cristallisation with data on the
system nepheline-diopside-silice.
Amer. Journ. sc., vol. 258A, p. 273.
- SHAIRER J. F. & YODER H. S. 1964
Crystal and liquid trends in simplified alkali basalts.
Carnegie inst. Washington, Y. 663, p. 65.
- SHAND S. J. 1939
On the staining of feldspathoids and on zonal structure in nepheline.
Amer. min.; vol. 24, p. 508.
- SHEPPARD R. A. 1962
Iddingsitisation and recurrent cristallisation of olivine in basalts
from Suncoe Mountains Washington.
Amer. Journ. sc., vol. 260, p. 67.

- SHROLL E. 1968
Chimical elements in the main rocks types, origin and distribution of the elements.
L; H. Harens, ed. Captown, vol. 30.
- THORNTON C. P. & TUTTLE O. F. 1960
Chemistry of igneous rocks. I Differentiation index.
Amer. Journ. sc., p. 664-684.
- THORNTON C. P. & TUTTLE O. F. 1965
The crystallisation index as a parameter of igneous differentiation in binary variation diagrams. A discussion.
Amer. Journ. sc., p. 277-279.
- THONON P. 1967
Contribution à la géologie du Cantal: la haute vallée du Marilhou, environ de Trizac et d'Auzers.
D. E. S. Orsay.
- TIBA T. 1966
Petrology of the alkaline rocks of the Takakusayama district Japan.
Sc. rep. Tokoku Univ., ser. 3, vol. 9, n° 3, p. 541.
- TILLEY C. E. 1960
Differentiation of hawaian basalts: some variants in lava suites of dated Kilauea eruptions.
Journ. petrol., vol. 1, p. 47-55.
- VARET J. & TREUIL M. 1973
Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar.
Thèse Orsay.
- VAZIRI H. 1973
Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal: géologie de Mur de Barrez.
Thèse 3ème cycle Orsay.
- VATIN-PERIGNON N. 1964
Caractères minéralogiques et chimiques des ordanchites de la vallée de la Santoire (massif du Cantal).
Bull. soc. géol. France, vol. 7, t. 6, p. 188-191.
- VATIN-PERIGNON N. & GOER de HERVE A. de 1965
Nouveaux gisements de pegmatitoides à la Sagnette (Cantal)
Bull. soc. géol. France, vol. 7, t. 7, p. 829-832.
- VATIN-PERIGNON N. & MICHEL R. 1965
Présence d'une fosse d'effondrement volcano-tectonique dans la partie centrale du massif du Cantal.
Bull. soc. géol. France, t. 8, vol. 7, p. 308-310.
- VATIN-PERIGNON N. 1966
Pétrographie et minéralogie des roches volcaniques et description géologique de la partie centrale du massif du Cantal.
Thèse doct. état Grenoble.

- VATIN-PERIGNON N. 1968
Les formations éruptives et la structure de l'édifice volcanique au centre du Cantal (Massif Central français).
Bull. vol., t. 32, p. 207-251.
- VELDE D. 1966
Observations sur la note de F. Colin et P. Poyet. Etude de quelques basaltes de l'Aubrac à la microsonde de Castaing.
C. R. som. soc. géol. France, p. 167-168.
- VELDE D. 1967
Sur le caractère alcalin des basaltes tertiaires et quaternaires de la France.
C. R. A. S. Paris, ser. D, t. 264, p. 1141-1144.
- VUITTENEZ H. 1964
Géologie cantalienne.
Aurillac, imprimerie moderne.
- WATKINS N. D. & HAGGERTY S. E. 1967
Primary oxydation variation and petrogenesis in a single lava.
Contr. min. petrology, vol. 15, p. 251-271.
- WENTWORTH C. K. & WILLIAMS H. 1972
The classification and terminology of the pyroclastic rocks.
Nat. res. council, Pept. comm. sedimentation bull., vol. 89, p. 19-33.
- WILKINSON J. F. G. 1956
Clinopyroxenes of alkali-olivine basalt magma.
Amer. miner., vol. 41, p. 724-743.
- WILKINSON J. F. G. 1967
The petrography of basaltic rocks.
in Hess and Poldervaart: Basalts, interscience pub., vol. 1, p. 163-214.
- WRIGHT A. E. & BOWES D. R. 1963
Classification of volcanic breccias: a discussion.
Geol. soc. amer. bull., vol. 74, p. 79-86.
- YAGI K. 1967
Silicate systems related to basaltic rocks.
in Hess and Poldervaart: Basalts, interscience pub., vol. 1, p. 359-400.
- YODER H. S. & TILLEY C. E. 1962
Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rocks systems.
Journ. petrol., vol. 3, part. 3, p. 342-532.



Vu, Grenoble le

le Président de la thèse

R. MICHEL

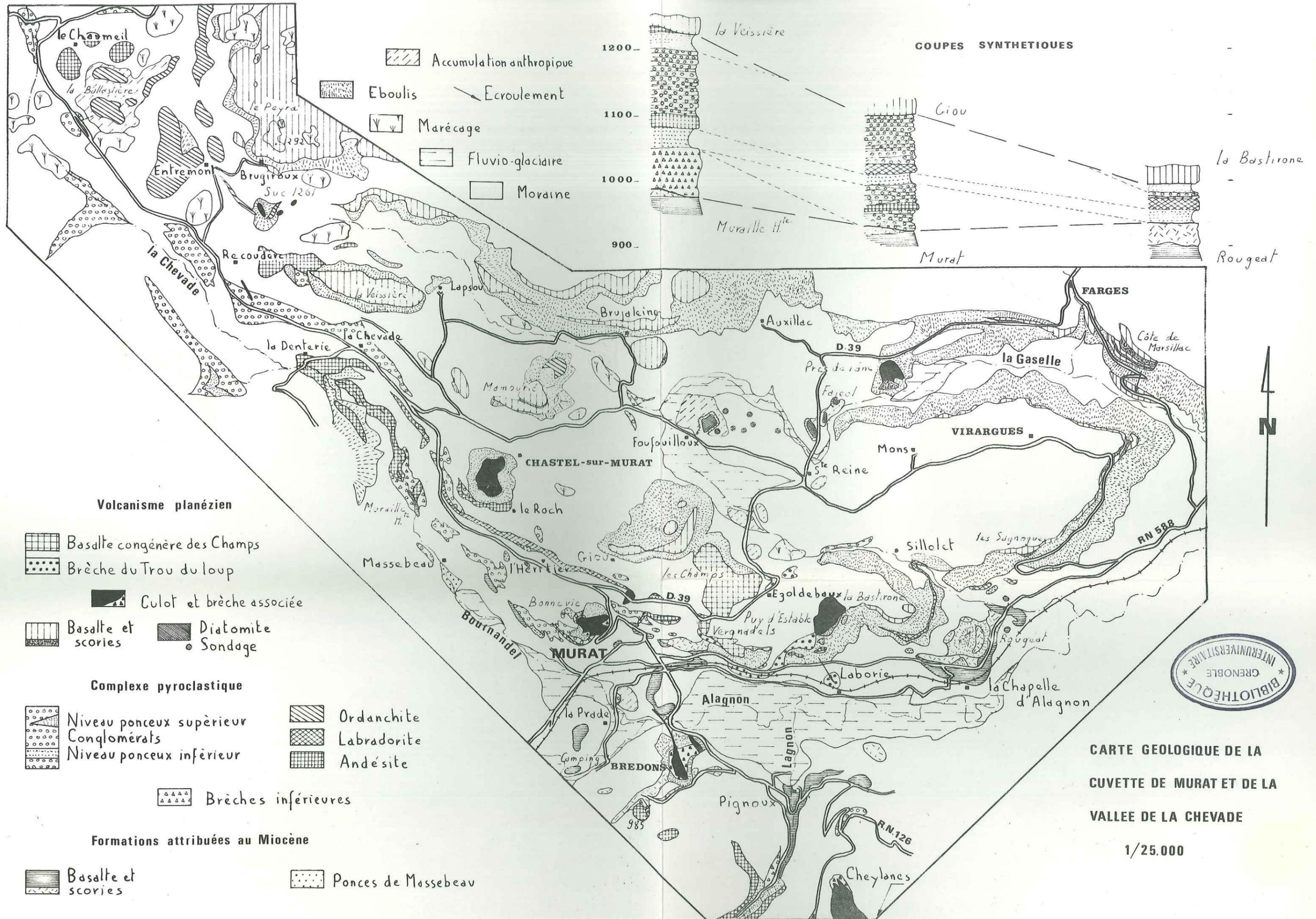
Vu et permis d'imprimer

Grenoble, le

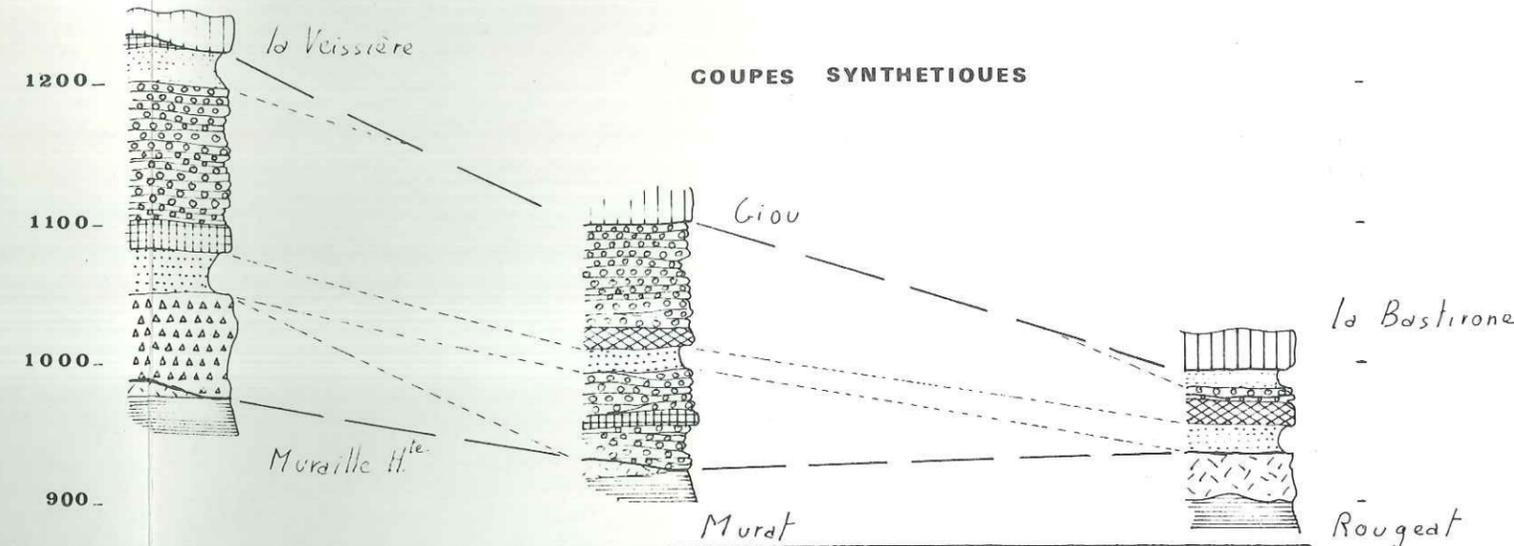
le Président de l'Université

Scientifique et Médicale

M. SOUTIF



- Accumulation anthropique
- Eboulis
- Eroulement
- Marécage
- Fluvio-glaciaire
- Moraine



Volcanisme planézien

- Basalte congénère des Champs
- Brèche du Trou du loup
- Culot et brèche associée
- Basalte et scories
- Diatomite
- Sondage

Complexe pyroclastique

- Niveau ponceux supérieur
- Conglomérats
- Niveau ponceux inférieur
- Ordanchite
- Labradorite
- Andésite
- Brèches inférieures

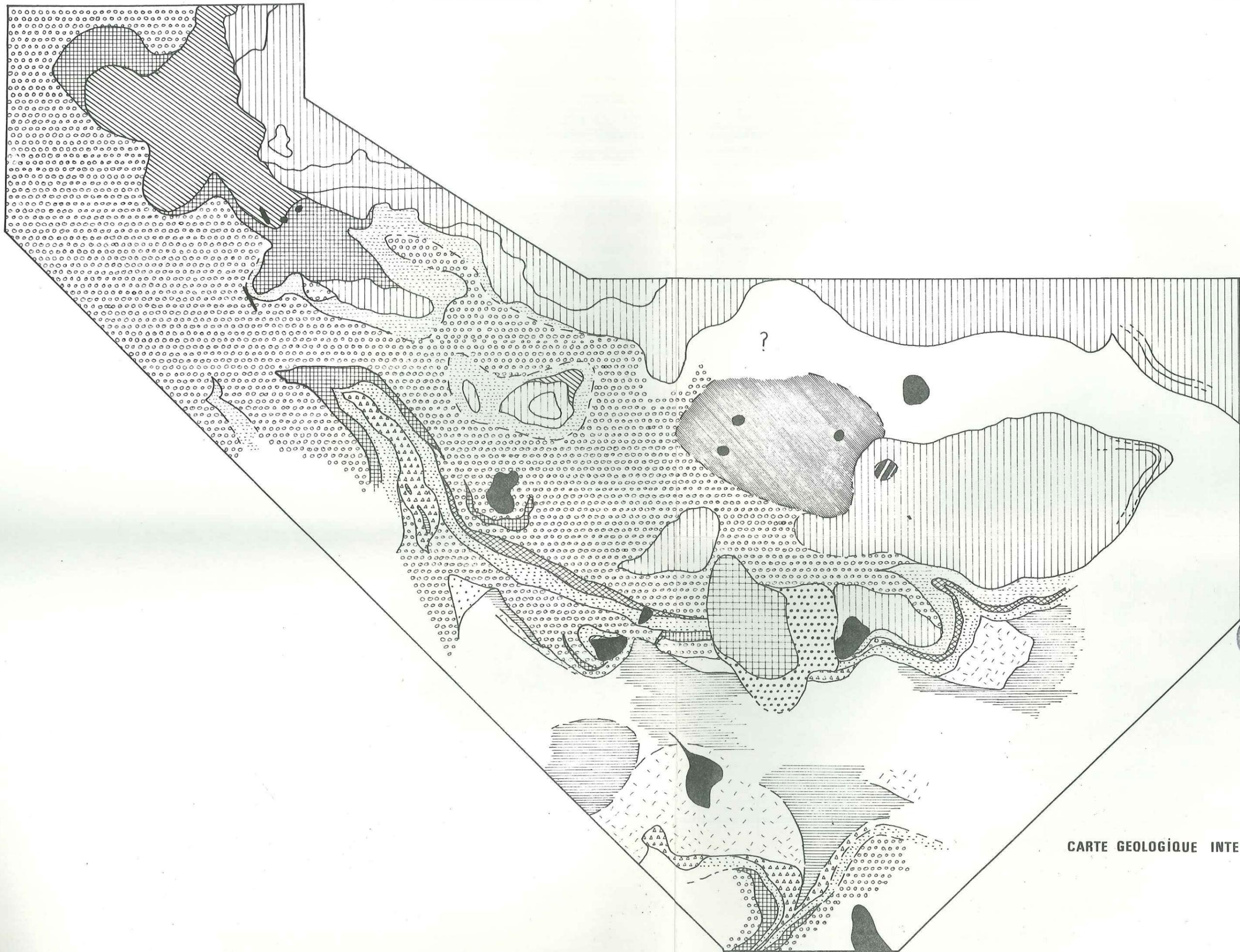
Formations attribuées au Miocène

- Basalte et scories
- Ponces de Massebeau



**CARTE GEOLOGIQUE DE LA
CUVETTE DE MURAT ET DE LA
VALLEE DE LA CHEVADE**

1/25.000



CARTE GEOLOGIQUE INTERPRETATIVE