



**HAL**  
open science

**Volcanisme tertiaire dans les hautes vallées de la  
Santoire, de l'Impradine et de la Petite Rhue :  
contribution à l'étude des formations bréchiques : massif  
du Cantal**

Pierre Watelet

► **To cite this version:**

Pierre Watelet. Volcanisme tertiaire dans les hautes vallées de la Santoire, de l'Impradine et de la Petite Rhue : contribution à l'étude des formations bréchiques : massif du Cantal. Volcanologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1977. Français. NNT : . tel-00756636

**HAL Id: tel-00756636**

**<https://theses.hal.science/tel-00756636>**

Submitted on 23 Nov 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.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE  
ET MEDICALE DE GRENOBLE

DOUBLE  
205.142  
1977  
62

205.142  
1977  
62

VOLCANISME TERTIAIRE  
DANS LES HAUTES VALLEES DE LA SANTOIRE,  
DE L'IMPRADINE ET DE LA PETITE RHUE  
CONTRIBUTION A L'ETUDE DES FORMATIONS BRECHTIQUES  
MASSIF DU CANTAL

par Pierre WATELET

THESE pour obtenir le grade  
de Docteur de Spécialité  
Spécialité: Géologie appliquée

Soutenu le 26 Mai 1977 devant la commission d'examen:

President : R. MICHEL  
Examineurs : P. GIRAUD  
A. de GOER de HERVE  
N. VATIN-PERIGNON  
P.M. VINCENT

professeur USMG  
professeur USMG  
maitre assistant Clermont - Fd  
maitre de rech. CNRS Grenoble  
professeur Clermont - Fd



UNIVERSITE SCIENTIFIQUE  
ET MEDICALE DE GRENOBLE

205142  
1977  
62

VOLCANISME TERTIAIRE  
DANS LES HAUTES VALLEES DE LA SANTOIRE,  
DE L'IMPRADINE ET DE LA PETITE RHUE  
CONTRIBUTION A L'ETUDE DES FORMATIONS BRECHIQUES  
MASSIF DU CANTAL

T.77/1809

par Pierre WATELET

THESE pour obtenir le grade  
de Docteur de Spécialité  
Spécialité: Géologie appliquée



0520026406

Soutenu le 26 Mai 1977 devant la commission d'examen:

President	: R. MICHEL	professeur USMG
Examineurs	: P. GIRAUD	professeur USMG
	A. de GOER de HERVE	maître assistant Clermont-Fd
	N. VATIN-PERIGNON	maître de rech. CNRS Grenoble
	P.M. VINCENT	professeur Clermont-Fd



*"Il est plus aisé de dire des choses nouvelles que de concilier  
celles qui ont été dites"*

*(VAUVENARGUES - Réflexions et Maximes)*

*A mes parents*

*A mes grands-parents*

Avant d'exposer les résultats de ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui, à des titres divers, ont contribué à sa réalisation :  
Madame H. AVAN<sup>oooo</sup>, Messieurs P. BORDET<sup>ooo</sup>, G. BUF-  
FET<sup>o</sup>, J. COCHET<sup>o</sup>, G. COLLOMB, R. DOMEYNE<sup>o</sup>, P. GI-  
BERGY<sup>o</sup>, P. GIRAUD<sup>o</sup>, P. GIRAULT<sup>o</sup>, M. GIROUTRU<sup>o</sup>, A.  
de GOER de HERVE<sup>oo</sup>, L. GRANET<sup>o</sup>, Mesdames F. KELLER<sup>o</sup>,  
Cl. MEUGNIOT<sup>o</sup>, Monsieur R. MICHEL<sup>o</sup>, Madame N. RE-  
VOL<sup>o</sup>, Messieurs J.P. REVOL<sup>o</sup>, R. TELMAT<sup>o</sup>, Mesdames  
B. USELLE<sup>o</sup>, N. VATIN-PERIGNON<sup>o</sup>, Messieurs P. VIN-  
CENT<sup>o</sup>, G. VIVIER<sup>o</sup>, ainsi que tous mes camarades de  
3e Cycle.

- <sup>o</sup> Institut Dolomieu, GRENOBLE
- <sup>oo</sup> Laboratoire de Géologie, CLERMONT-FERRAND
- <sup>ooo</sup> Institut de Géologie Albert-Lapparent, PARIS
- <sup>oooo</sup> Musée du Château, ANNECY



VUE DE LA VALLEE DE LA SANTOIRE (A GAUCHE) ET DE L'IMPRADINE (A DROITE)  
 AU LOIN, DE GAUCHE A DROITE : LE COL DE CABRE, LE PEYRE ARSE, LE PUY MARY,  
 LE PAS DE PEYROL ET LE PUY DE LA TOURTE

## SOMMAIRE

### INTRODUCTION

	Pages
A) APERCU GEOGRAPHIQUE .....	3
B) APERCU GEOLOGIQUE .....	4
1) Travaux antérieurs .....	4
Formations sédimentaires .....	4
Formations volcaniques .....	5
2) Etude effectuée .....	6

### CHAPITRE I : LES FORMATIONS NON VOLCANIQUES DU SUBSTRAT

A) LE SOCLE .....	10
B) LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES .....	10
1) Localisation des affleurements .....	10
2) Description des différents faciès .....	11
3) Tectonique .....	13

### CHAPITRE II : LES BASALTES MIOCENES

A) ACTIVITE EFFUSIVE .....	17
B) ACTIVITE EXPLOSIVE .....	17
1) Le "volcan de Dienne" .....	17
2) Le complexe basaltique de Nozières .....	18
Le volcan miocène .....	18
Le volcan pliocène .....	19
3) Les projections du ruisseau de Chaumeil .....	20
CONCLUSION .....	21

### CHAPITRE III : LES FORMATIONS ACIDES INFERIEURES

ETUDE REGIONALE .....	24
A) REGION DE L'IMPRADINE .....	24
1) Coupe A .....	24
2) Coupe B .....	27
3) Coupe C .....	28

	Pages
B) REGION SITUEE ENTRE DRILS ET COLLANGES .....	31
1) Stratigraphie des formations acides .....	31
a) Brèche rouge .....	31
b) Brèche latitique riche en éléments de socle .....	32
- Coupe de Laqueille Basse .....	32
- Coupe du thalweg situé entre les ruisseaux de Carmantron (Collanges) et de Chaumeil .....	34
c) Rapports chronologiques entre "Brèche rouge" et brèche latitique à éléments de socle .....	35
d) Tuf chaotique latitique à ponces ("nappes de ponces") .....	36
e) Rapports chronologiques entre brèche latitique à éléments de socle et tuf latitique à ponces .....	38
f) Cendres brunes à éléments de socle .....	38
g) Conclusion .....	38
2) Commentaire du schéma volcanologique de la région située entre Drils et Collanges .....	39
a) Position stratigraphique de la "Brèche inférieure" ..	39
b) Utilisation des mesures géophysiques .....	41
- Dienne 1 .....	41
- Dienne 2 .....	42
- Dienne 3 .....	42
C) LES DEUX PETITES RHUES .....	51
1) Petite Rhue ou Rhue de Cheylade .....	51
2) Petite Rhue d'Eybes .....	51
a) Brèche rouge .....	51
b) Coulée de ponces .....	52
- Affleurements isolés .....	52
- Coulée de ponces du domaine d'Aubart .....	52
CONCLUSION A L'ETUDE REGIONALE .....	56
1) Le domaine interne .....	56
2) Le domaine médian .....	57
3) Le domaine externe .....	57
PETROGRAPHIE .....	59
GENERALITES .....	59
A) LES LAVES EN "DOMES" .....	60
1) Trachyte subalcalin .....	60
2) Latite quartzifère .....	60
3) Trachyandésite mésocrate .....	63
B) LES LAVES DES BRECHES .....	64
1) Latite à biotite et pyroxène .....	64
a) Lithoclastes .....	64
b) Ponces .....	65

	Pages
2) Trachyte subalcalin à augite aegyrienne .....	66
3) Trachyte subalcalin à biotite .....	67
4) Latite à amphibole et biotite .....	67
5) Trachyandésite mésocrate à amphibole et pyroxène .....	67
C) DIFFERENCES MINERALOGIQUES ENTRE PONCES, LITHOCLASTES ET DOMES .	67
CHAPITRE IV : LE COMPLEXE BRECHIQUE	
STRATIGRAPHIE .....	70
A) INTRODUCTION .....	70
B) "BRECHE INFERIEURE" - FORMATIONS VOLCANO-DETRITTIQUES - TUFFS LITES INTERCALAIRES INFERIEURS .....	71
1) Le faciès "brèche blanche" .....	72
2) Le faciès "brèche basique" .....	72
a) Région située entre la Gandilhon et Collanges .....	72
b) Région située à l'amont de la Gandilhon .....	75
c) Conclusion .....	76
C) BRECHES INTERMEDIAIRES .....	76
1) Coupe de la Courdoue .....	76
2) Coupe du plateau du Limon .....	77
a) Brèche à blocs de latite pyriteux .....	77
b) Coulée de trachyandésite à grands cristaux d'amphibole .....	79
c) Tufs lités intercalaires supérieurs .....	79
3) Coupe du Peyre Arse .....	79
D) BASALTES PORPHYRIQUES .....	81
E) FORMATIONS TERMINALES .....	82
1) Le plateau du Limon .....	82
2) Le plateau de Golneuf .....	83
3) Les sommets ; exemple du Puy Mary .....	84
CONCLUSION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE DU COMPLEXE BRECHIQUE .....	84
PETROGRAPHIE .....	
A) LES LAVES EN COULEES .....	86
1) Trachytes subalcalins .....	86
2) Latites .....	87
3) Trachyandésites à clinopyroxène et sans orthopyroxène ....	89
a) Les plagioclases .....	90
b) Les biotites .....	92
c) Les amphiboles .....	92
d) Les clinopyroxènes .....	93
e) Les olivines .....	93
f) Les magnétites .....	94

	Pages
4) Trachyandésites à orthopyroxène .....	97
5) Téphrites à hauyne .....	99
6) Basaltes porphyriques .....	100
a) Coulée de basalte porphyrique de la Gandilhon et de la Buge .....	100
b) Brèche de Rolland .....	101
c) Conclusion .....	102
7) Enclaves de la Brèche de Rolland .....	103
B) LES LAVES EN "DOMES" .....	105
1) Dôme de trachyte subalcalin .....	105
2) Dômes latitiques .....	105
3) Dômes phonolitiques .....	107
a) Les phonolites vraies .....	107
b) Les trachyphonolites .....	109
c) Les phonotéphrites à hauyne .....	109
4) Dômes rhyolitiques .....	111
C) LES LAVES DES TUFFS ET DES BRECHES .....	112
1) Tufs à biotite, amphibole, pyroxène .....	112
a) Tufs lités intercalaires inférieurs .....	112
b) Tufs lités intercalaires supérieurs .....	112
2) Brèches à clinopyroxène, orthopyroxène et biotite .....	114
3) Brèches à clinopyroxène, orthopyroxène et amphibole .....	115
Xénolites de gneiss .....	115
Xénolites de syénodiorite monzonitique .....	117
4) Brèches à clinopyroxène et périclote .....	119
CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DU COMPLEXE BRECHIQUE .....	119
VOLCANOLOGIE .....	123
INTRODUCTION .....	123
A) LES PROJECTIONS .....	125
1) Tufs lités intercalaires inférieurs .....	125
a) Niveaux cendreux .....	125
b) Niveaux ponceux .....	126
c) Tufs lités du Peyre Arse - Examen microscopique et interprétation dynamique .....	127
L'enclave à texture fluidale .....	128
La roche blanche à "texture continue" .....	128
La roche blanche à "texture discontinue" .....	129
d) Conclusion .....	129
2) Tufs lités du buron d'Eylac .....	130
B) "BRECHE INFÉRIEURE" ET BRECHES INTERMÉDIAIRES .....	131
1) Etude macroscopique des brèches .....	131
a) Brèches non stratifiées .....	131
b) Brèches zonées .....	132
c) Brèches stratifiées .....	133

	Pages
2) Etude microscopique des brèches .....	135
a) Les éléments .....	135
b) La matrice .....	135
c) Relations éléments-matrice .....	138
3) Essai d'interprétation dynamique .....	138
a) Brèches intermédiaires .....	138
Modèle dynamique proposé .....	139
Résumé des différentes étapes du modèle proposé ..	142
b) "Brèche inférieure" .....	144
c) Centres d'émission de la "Brèche inférieure" et des brèches intermédiaires .....	145
C) BRECHE DE ROLLAND .....	146
1) Description .....	146
a) A l'amont .....	146
b) A l'aval .....	147
2) Essai d'interprétation dynamique .....	147
3) Conclusion .....	148
D) FORMATIONS TERMINALES .....	149
1) Les plateaux .....	150
a) Le plateau du Limon .....	150
b) Le plateau de Golneuf .....	151
2) Les "Puys" .....	152
a) Le Puy de Seycheuse .....	152
b) Le Peyre Arse .....	153
c) Le Puy Mary .....	154
3) Le complexe filonien .....	156

## CHAPITRE V : LES BASALTES TERMINAUX

INTRODUCTION .....	158
ETUDE DYNAMIQUE ET STRUCTURALE DES APPAREILS VOLCANIQUES .....	159
A) APPAREILS PONCTUELS .....	159
1) Culots basaltiques de petite taille .....	159
2) Culots basaltiques de grande taille .....	162
a) Rocher de Laqueille .....	162
b) Rocher du point coté 1445 .....	164
3) Conclusion .....	165
B) APPAREILS A DYNAMISME ESSENTIELLEMENT EFFUSIF .....	166
1) Puy de Niermont .....	166
2) Signal du Limon .....	166
3) Volcan du point coté 1490 .....	167
4) Volcan du Frau de Nozières .....	167
5) Coulée du ruisseau d'En Chagrabou .....	167
6) Volcan strombolien de la Grange Tuilée .....	167

	Pages
MORPHOLOGIE ANTEBASALTIQUE .....	168
A) LES PLATEAUX .....	168
B) LES VALLEES .....	169
1) Appareils volcaniques en position basse .....	169
2) Alluvions à galets de phonolite .....	169
Répartition des alluvions .....	169
Localisation des différents gisements de phonolite ....	170
3) Conclusion .....	171
PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES DE BASALTES .....	171
1) Basaltes clairs à structure doléritique et microlitique .....	171
Basalte doléritique du Puy de Niermont .....	172
Basalte gris à structure microlitique du piton de Dienne ...	172
2) Basaltes à tendance hawaïtique .....	173
3) Basanites ou basanitoides .....	173
Intrusion du ruisseau de Renouzier .....	174
Culot terminal du Signal du Limon .....	174
Coulée située à l'Est d'Escourolles .....	174
Rocher de Laqueille .....	174
CONCLUSION A L'ETUDE DES BASALTES TERMINAUX .....	176

## CHAPITRE VI : LES TERRAINS DE COUVERTURE

LES EBOULIS .....	178
LES MORAINES .....	178
LES ECRouLEMENTS ET LOUPES DE GLISSEMENT .....	179

## CHAPITRE VII : MAGMATOLOGIE

A) METHODES D'ANALYSE .....	182
1) Eléments majeurs .....	182
2) Eléments traces .....	183
B) GENERALITES .....	183
C) PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES REPLACES DANS LEUR CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE .....	185
D) PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES REPLACES DANS LES DIAGRAMMES DE KUNO ET DE JUNG & BROUSSE .....	186

	Pages
1) Les basaltes .....	186
2) Les trachyandésites .....	189
3) Les latites .....	189
4) Les ordanchites et phonolites .....	189
E) PRESENTATION DE QUELQUES DIAGRAMMES GEOCHIMIQUES .....	189
1) Rappel sur la géochimie des éléments incompatibles .....	189
2) Associations minérales rencontrées dans les trachyandésites s.l. ....	190
3) Diagrammes K/Ca, K/Fe et K/Ti .....	191
4) Diagramme K/Rb .....	191
5) Diagramme K/Rb-Rb .....	194
6) Diagramme K/Ba .....	194
7) Diagramme Mg/Li .....	194
8) Diagrammes Ca/Sr et Ca/Sr-Sr .....	199
F) INTERPRETATION MAGMATOLOGIQUE .....	199
1) Critères chronologiques .....	199
2) Critères pétrologiques .....	200
3) Critères structuraux .....	200
4) Modèle d'évolution magmatique .....	201
a) L'ensemble des basaltes "miocènes" .....	201
b) Les ensembles latitique et trachyandésitique .....	201
c) L'ensemble à alternance de trachyandésites, de latites quartzifères et de roches alcalines dif- férenciées (ordanchites et phonolites) .....	202
d) L'ensemble des basaltes terminaux .....	203
CONCLUSION A L'ETUDE MAGMATOLOGIQUE .....	

CONCLUSION 205

BIBLIOGRAPHIE 211

ANNEXES 221

DIAGRAMMES DE RITTMANN  
TABLEAU DE VALEURS : MG & LI - DOSAGE PAR ABSORPTION ATOMIQUE  
TABLEAU DE VALEURS : ELEMENTS DOSES PAR FLUORESCENCE X  
ITINERAIRE GEOLOGIQUE

## LISTE DES FIGURES

	Pages
INTRODUCTION	
1. - Carte géologique d'ensemble du stratovolcan cantalien ....	2
CHAPITRE II : LES BASALTES MIOCENES	
2. - Emboîtement de la "Brèche inférieure" dans l'empilement des coulées de basalte .....	21
CHAPITRE III : LES FORMATIONS ACIDES INFÉRIEURES	
3. - Carte géologique de la région de l'Impradine .....	25
4. - Vallée de l'Impradine, coupe A .....	26
5. - Vallée de l'Impradine, coupe B .....	28
6. - Vallée de l'Impradine, coupe C .....	29
7. - Relations chronologiques entre la "Brèche inférieure" et les formations acides (vallée de l'Impradine) .....	30
8. - Coupe interprétative de la vallée de l'Impradine .....	30
9. - Coupe de Laqueille Basse .....	33
10. - Coupe du thalweg situé entre les ruisseaux de Carmantron et de Chaumeil .....	34
11. - Coupe du ruisseau de Carmantron .....	37
12. - Coupe entre Drils et la Buge près du point coté 1084 ....	39
13. - Coupe du dôme en galette de Drils .....	40
14. - Remplissage de petites dépressions par la "Brèche inférieure" .....	41
15. - Carte géologique interprétative de la région située entre Dienne et Collanges .....	HT
16 & 17. - Coupes interprétatives du versant droit de la Santoire .....	44 & 45
18. - Essai de reconstitution paléogéographique dans la région de Dienne ; période post-formations acides .....	46
19. - Essai de reconstitution paléogéographique dans la région de Dienne ; période post-"Brèche inférieure" .....	47
20. - Reconstitution de coupes géologiques ; période post- tufs lités intercalaires inférieurs .....	48
21. - Interprétation des sondages géophysiques .....	49
22. - Réinterprétation des sondages géophysiques .....	50
23. - Ravinement des formations acides par la "Brèche infé- rieure" .....	51

24. - "Brèche rouge" intercalée entre la "Brèche inférieure" et une nappe de ponces .....	52
25. - Coulée de ponces du domaine d'Aubart .....	53
26. & 27. - Position stratigraphique de la nappe de ponces du domaine d'Aubart.....	55 & 56
28. - Coupe du Puy Courny .....	58
CHAPITRE IV : LE COMPLEXE BRÉCHIQUE	
29. - Stratigraphie des formations du complexe bréchique entre le Puy de Niermont et la Courdoue .....	HT
30. - Erosion de la "Brèche inférieure" .....	73
31. - Stratigraphie du complexe bréchique à l'aplomb du Peyre Arse (côté Santoire) et du Puy Bataillouze (côté Jordanne) .....	78
32. - Stratigraphie du complexe bréchique à l'aplomb du Puy Mary (côté Impradine) .....	80
33. - Différents aspects des plagioclases dans les trachy- andésites .....	91
34. - Résorption de la hornblende brune .....	92
35. - Hornblende brune résorbée au coeur d'un clinopyroxène ...	93
36. - Plagioclase avec bordure alcaline (phono-téphrite) .....	110
37. - Cumulat à orthopyroxène et clinopyroxène .....	114
38. - Figure de remaniement éolien (niveaux ponceux des tufs lités intercalaires inférieurs) .....	126
39. - Détail microscopique des tufs du buron d'Eylac .....	130
40 & 41. - Observations microscopiques dans les brèches..136 & 137	
42. - Schéma interprétatif du passage des brèches zonées aux brèches stratifiées .....	142
43. - Deux hypothèses possibles pour la mise en place des brèches intermédiaires .....	143
44. - Evolution amont - aval des brèches intermédiaires .....	HT
45. - Panorama interprété du Puy Mary et de la Brèche de Rolland .....	HT
46. - Formation des niveaux scoriacés de la Brèche de Rolland..	148
CHAPITRE V : LES BASALTES TERMINAUX	
47. - Coupe interprétative de l'intrusion basaltique du ruisseau de Renouzier .....	160
48. - Liaison plug-diatrème .....	161
49. - Vue du Rocher de Laqueille .....	163
50. - Coupe interprétative du Rocher de Laqueille .....	164
51. - Coupes interprétatives du rocher du point 1445 .....	165

52. - Tufs palagonitisés du plateau de Golneuf .....	168
53. - Distribution d'ensemble des structures de type maar-diatrème entre le plateau du Limon et la planèze de Saint-Flour .....	HT
54. - Schéma volcanologique des plateaux du Limon et de Golneuf	HT

## CHAPITRE VII : MAGMATOLOGIE

55. - Diagramme de Kuno .....	187
56. - Diagramme de Jung & Brousse .....	188
57. - Evolution des concentrations en Sr, Ba, Rb dans un processus de cristallisation fractionnée .....	190
58. - Diagramme K/Ca .....	192
59. - Diagramme K/Rb .....	193
60. - Diagramme K/Rb-Rb .....	195
61. - Diagramme K/Ba .....	196
62. - Diagramme Ca/Sr .....	197
63. - Diagramme Ca/Sr-Sr .....	198

## LISTE DES TABLEAUX

## INTRODUCTION

I. - Stratigraphie comparée des formations volcaniques d'après les travaux de Rames, Fouqué, Boule, Vatin-Pérignon et Brousse .....	HT
II. - Stratigraphie des formations volcaniques dans la haute vallée de la Santoire .....	HT

## CHAPITRE I : LES FORMATIONS NON VOLCANIQUES DU SUBSTRAT

III. - Stratigraphie comparée des formations sédimentaires à Dienne et dans les bassins d'Aurillac et St-Flour ...	12
--	----

## CHAPITRE VII : MAGMATOLOGIE

IV. - Principaux types pétrographiques replacés dans leur contexte stratigraphique .....	185
V. - Associations minérales rencontrées dans les trachy-andésites s.l. ....	190

## LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

	Inter pages
1. - Amphibole pseudomorphosée en opale cristoballite ...	122-123
2. - Hornblendes brunes pseudomorphosées en rhonite, plagioclase, clinopyroxène, épidote et oxydes de fer. Augites .....	"
3 & 4. - Baguettes de magnétite plantées perpendiculairement à l'allongement d'un plagioclase (3) et d'une olivine (4) .....	"
5. - Roche rubannée : alternance de basalte scoriacé et de gneiss fondu .....	"
6. - Contact de l'enclave et du basalte .....	"
7. - Verre brun à structure fluidale affecté de fentes de retrait perlitique et découpé par des vésicules rondes .....	"
8. - Cumulat à orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase et magnétite .....	"
9. - Enclave homogène à orthopyroxène, biotite, plagioclase et spinelle vert .....	"
10. - Orthopyroxène à coeur brun pléochroïque .....	"
11. - Niveau à fragments anguleux plus ou moins poncifiés.	126-127
12 & 13. - Niveaux à éléments blancs très aplatis .....	"
14. - Enclave vitreuse à texture fluidale montrant des filonnets blanchâtres dans un fond gris .....	"
15 & 16. - Fragments de granite et de plagioclase fendillés déformant la fluidalité .....	129-130
17. - Roche vitreuse poncifiée à structure continue .....	"
18. - Roche vitreuse poncifiée à structure discontinue ....	"
19. - Plans de rupture en noir dans lesquels s'accumulent les plagioclases .....	"
20. - Roche vitreuse à structure discontinue .....	"
21. - Biotite flexueuse et plagioclase derrière lequel se forme un convoi d'éclats .....	"
22. - Ponce formée aux dépens des zones macrovésiculées ...	"
23. - Brèche non stratifiée .....	145-146
24. - Brèche zonée .....	"
25. - Brèche stratifiée .....	"
26. - Cendres grossières avec petits niveaux fins de remaniement .....	"

	Inter pages
27. - Tufs vésiculés du ruisseau d'En Chagrabou .....	145-146
28. - Tufs vésiculés de Collanges .....	"
29. - Extrémité amont de la Brèche de Rolland .....	149-150
30. - Unité vésiculée riche en amygdale de calcite .....	"
31. - Niveau lavique s'autobréchant et passant à sa base à des scories .....	"

## INTRODUCTION

*"Le lecteur ne tardera pas à s'apercevoir qu'autant les grands linéaments de la physionomie et de l'histoire naturelle du Cantal sont faciles à saisir dans leur ensemble à l'heure présente et éphémère, autant il est difficile de suivre pas à pas la série des phénomènes physiques... qui, pendant des siècles infinis, ont concouru à l'établissement de l'état de choses actuel".*

*(RAMES, 1879 - Topographie raisonnée du Cantal)*

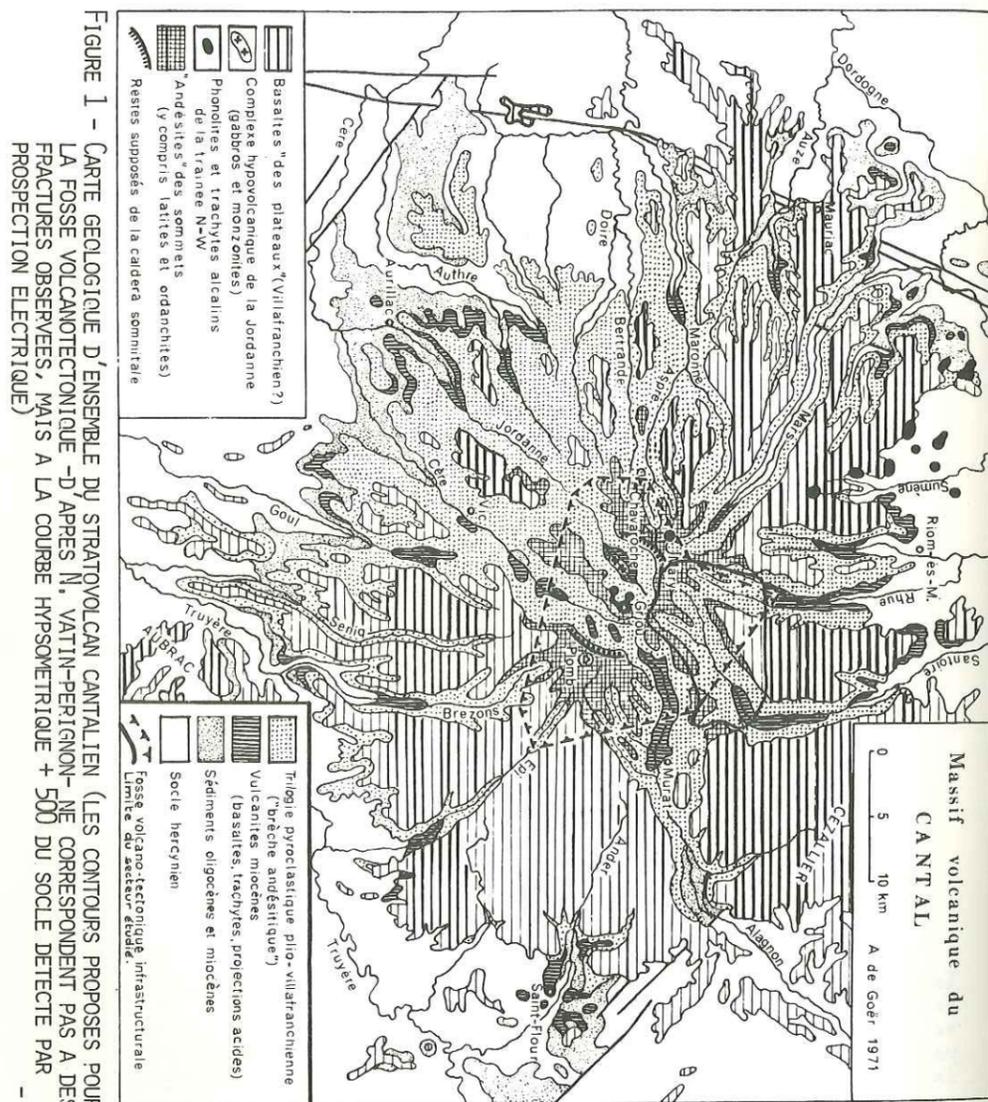


FIGURE 1 - CARTE GEOLOGIQUE D'ENSEMBLE DU STRATOVOLCAN CANTALIEN (LES CONTOURS PROPOSES POUR LA FOSSE VOLCANOTECTONIQUE -D'APRES M. VATTIN-PERIGNON- NE CORRESPONDENT PAS A DES FRACTURES OBSERVEES, MAIS A LA COURBE HYPSONOMETRIQUE + 500 DU SOCLE DETECTE PAR PROSPECTION ELECTRIQUE)

Le stratovolcan du Cantal est la plus grande parmi toutes les unités volcaniques mises en place sur le socle du Massif Central. C'est un vaste tronc de cône de 50 km de diamètre dans le sens Nord-Sud et 70 km dans le sens Est-Ouest, et d'une superficie de 2700 km<sup>2</sup>. Il culmine à 1854 m d'altitude au Plomb du Cantal.

Le terrain étudié (feuille 1/25000 Murat 1.2 et Murat 3.4 ; superficie d'environ 85 km<sup>2</sup>) se situe au Nord-Est du massif, aux confins de quatre de ses vallées : la Santoire, l'Impradine, la Rhue de Cheylade (ou Petite Rhue) et son affluent la Petite Rhue d'Eybes. Au Nord, il est limitrophe de la région couverte par la feuille géologique 1/50000 Riom-ès-Montagnes. Il est limité à l'Est par le rebord de la plaine de Chalinargues et le ruisseau de la Chevade, au Sud par la ligne de crête qui relie le Puy de la Tourte, le Puy Mary, le Peyre Arse, le Puy Bataillouze, le Téton de Vénus, le Puy de Seycheuse et le plateau de Golneuf, et à l'Ouest par le versant gauche de la Petite Rhue d'Eybes à l'altitude 1140 m.

#### A) APERCU GEOGRAPHIQUE

D'après la tradition les Gallo-Romains auraient élevé au sommet du rocher de Laqueille un temple à Diane (Sanctuarium Dianae), d'où les noms de Santoire et de Dienne, donnés à la vallée et au pittoresque village situé en contrebas de plateau du Limon.

La Santoire prend sa source sur les premières pentes nord-est du col de Cabre, entre le Puy de Bataillouze et le Peyre Arse. L'Impradine se réunit à elle au hameau de la Gravière, après un cours de 6,5 km. La Santoire coule ensuite vers le Nord-Est. Elle reçoit en rive droite le ruisseau d'Outre venu du col de Peyre Gary entre le Puy de Seycheuse et le plateau de Golneuf, et en rive gauche le ruisseau du Limon. Après la plaine marécageuse de Dienne, la Santoire reçoit le ruisseau de Chaumeil situé dans le prolongement du ruisseau de la Chevade. A la hauteur de Collanges, elle fait un coude assez brusque et se dirige vers le Nord.

L'Impradine et la Petite Rhue prennent leur source dans deux magnifiques cirques, l'un nu et désolé, l'autre couvert d'une forêt de hêtres (Bois Mary), situés sur les flancs est et nord de la pyramide quadrangulaire du Puy Mary. L'Impradine franchit le replat du buron d'Eylac puis s'enfonce profondément dans les brèches, en une gorge aux parois surplombantes (Pas de Maoumoulit). Elle forme ensuite un petit bassin dans lequel elle serpente et s'encaisse de nouveau avant de rejoindre la Santoire. Le profil transversal en berceau de la vallée est d'une forme parfaite. La Petite Rhue coule vers le Nord-Est. Elle reçoit à l'aval du Claux la Petite Rhue d'Eybes ou ruisseau de Giraldès, puis se dirige vers le Nord. L'étroit interfluve qui les sépare à l'amont de leur confluent se termine par une butte boisée, désignée dans la toponymie locale sous l'expression "la Grosse Pierre" (alt. 1152 m).

Les principaux sommets sont des horns :

- le Puy Mary (1875 m), à la tête de quatre vallées : l'Impradine, la

Petite Rhue, le Mars et la Jordanne.

- le Peyre Arse (1806 m). Sa paroi surplombe la vallée de la Jordanne. Sa ligne de faite séparant les vallées de la Santoire et de l'Impradine se termine brusquement à la cote 1328 (Bade Bec) par un énorme écroulement dominant le hameau de la Courbatière.

Entre la Jordanne et l'Impradine se dresse une muraille étroite reliant le Puy Mary et le Peyre Arse. Elle est découpée par une profonde échancrure appelée Brèche de Rolland ou haut col du Pourtarou (le petit portail).

- le Puy Bataillouze (1683 m), austère pyramide située à la jonction des vallées de la Santoire, de l'Alagnon et de la Jordanne.

La ligne de crête qui va du Puy Bataillouze à l'extrémité est du plateau de Golneuf sépare les vallées de la Santoire et de l'Alagnon.

Le plateau du Limon, dominé par le Puy de Niermont (1620 m) sépare la vallée de la Santoire de celle de la Petite Rhue. Il est relié au Puy Mary par le col de Serre et le col d'Eylac. C'est un plateau dénudé, marécageux, parsemé de petites tourbières à sphaignes et linaigrettes cotonneuses. De très nombreux vestiges d'habitations subsistent sur ce plateau. La tradition veut que ces "cases" groupées soient des restes de villages peuplés dès l'époque néolithique par des "pasteurs exploitant en commun les montagnes, non point suivant le système des burons, mais établis à demeure sur les plateaux" (Durand, 1946). De nos jours toute activité a cessé ; le facteur ne traverse plus le Limon pour se rendre de Dienne au Claux et l'on n'y fabrique plus de fourme du Cantal. Seul le géologue solitaire et affairé promène son regard sur les grands troupeaux de vaches de Salers...

En dehors du cirque de la Petite Rhue et du versant droit de cette vallée couverts de forêts, la zone étudiée est entièrement déboisée. On n'y trouve que des pâturages ou de mauvais taillis. La progression sur le terrain en est facilitée, mais les affleurements sont rares, excepté près des sommets. Les versants d'une grande régularité sont encore peu entamés par l'érosion torrentielle.

## B) APERCU GEOLOGIQUE

### 1) Travaux antérieurs

C'est à la fin du siècle dernier que les premières études sur le Cantal ébauchent la stratigraphie des formations sédimentaires et volcaniques.

#### Formations sédimentaires

Rames signale à Dienne la présence de marnes et de calcaires qu'il rapporte à l'Eocène (1873) puis à l'Oligocène (1886).

Ces terrains figurent sur les deux premières éditions de la carte géologique Saint-Flour à 1/80000 (Fouqué, 1882 ; Boule, Boisse de Black, Glangeaud, 1932) mais n'apparaissent pas sur la dernière (Lapadu-Hargues, 1964).

#### Formations volcaniques

Les travaux concernant les hautes vallées de la Santoire, de l'Impradine et de la Petite Rhue sont peu nombreux.

- Fouqué (1882) porte sur la carte géologique Saint-Flour à 1/80000 les premières indications concernant les "brèches andésitiques" (terme précisément créé par lui-même). Il y définit deux ensembles, la brèche inférieure et la brèche supérieure, séparés par un niveau de "cinérites" que l'on peut suivre de façon continue en rive gauche de la Santoire entre Dienne et la Gandilhon.
- Lacroix (1890) signale la présence d'hypersthène dans les "andésites" du Cantal, notamment au Puy Bataillouze et dans la haute vallée de l'Impradine.
- Boule (1900) interprète la plupart des brèches andésitiques comme des "formations franchement ignées". "Dans les vallées du Mars, de la Rhue, de la Santoire, de l'Alagnon, elles se disposent en traînées plus régulières, mieux stratifiées, moins chaotiques" que dans les régions sud-est, sud et sud-ouest du massif. "Elles alternent plus souvent avec de véritables couches de lapilli et même de cinérites". Il reconnaît également des basaltes miocènes à l'aval de Dienne et du Claux et des "andésites haüyne" au Chaumeil. Le terme d'ordanchite a été créé ultérieurement par Lacroix (1917) pour désigner les andésites à haüyne.
- Glangeaud (1921a, 1923) démontre que bon nombre de sommets sont des "volcans autonomes" et non des restes de coulées issues du "cratère central". Il considère le Puy Mary comme un dôme et le Peyre Arse comme le reste d'un "volcan à cratère" trachytique, dont le neck et les coulées sont très bien conservés.
- Roux (1953) signale l'existence de phonolite en blocs épars sur le plateau du Limon.
- Boisse de Black du Chouchet (1954) reconnaît à Dienne un volcan composé de scories basaltiques ("volcan de Dienne"), mais les conclusions qu'elle en tire dépassent, à mon sens, de très loin la réalité : elle fait de cet appareil le centre d'émission de toutes les formations environnantes et notamment des "cinérites" (tufs lités intercalaires inférieurs).
- Vuittenez (1964), dans son ouvrage sur la géologie cantalienne, apporte peu d'éléments nouveaux concernant la région étudiée. Il émet au sujet de la position stratigraphique du Puy Mary une hypothèse contraire à celle de Glangeaud, et sur laquelle nous reviendrons.
- Vatin-Pérignon (1964) étudie les caractères minéralogiques et chimiques des ordanchites des plateaux du Limon et de Golneuf. Cette étude sera reprise dans une synthèse sur l'ensemble des roches téphritiques du massif cantalien ( Goër de Herve et Vatin-Pérignon, 1966).
- Vatin-Pérignon (1966), dans son étude pétrographique et minéralogique des roches volcaniques de la partie centrale du massif du Cantal, s'intéresse tout naturellement à la vallée de la Santoire, mais traite essentiellement les formations constituées de lave massive, laissant de côté les brèches.

- Dantier (1969) étudie la moyenne vallée de la Santoire et y retrouve à juste titre la téphrochronologie établie par Brousse et collaborateurs au Nord du massif (tableau I). Mais il commet à mon sens l'erreur d'extrapoler cette stratigraphie à la région de Collanges (fig. 76 de sa thèse) où apparaissent les formations acides inférieures (fig. 15).

La stratigraphie des formations volcaniques dans la haute vallée de la Santoire est conforme dans ses grandes lignes à celle établie par Boule (tableau I) pour l'ensemble du Cantal.

Les basaltes miocènes marquent le début de l'activité volcanique. La présence de formations acides antébasaltiques (Vatin-Pérignon, 1966) n'a pu être démontrée.

Hormis la présence de projections trachytiques miocènes ( $\sigma\tau'$ , Aurillac 1/80000, 2ème édition, 1932) situées au fond de l'Impradine, les formations acides inférieures (tableau II) n'avaient jamais été reconnues ailleurs (excepté au Pas de Peyrol, ce qui paraît pour le moins surprenant !).

Un seul épisode basaltique s'intercale à l'intérieur du complexe bréchiq.

Un seul épisode phonolitique ("phonolites pliocènes") a été mis en évidence. Il se situe sous les basaltes terminaux.

La palynologie et la géochronologie ont sensiblement modifié les anciennes conceptions concernant la "position historique du Cantal" qui "reste l'un des problèmes les plus mal résolus. Toutes les études palynologiques entre 1964 et 1969 avaient conduit à rajeunir le Cantal par rapport aux idées des anciens auteurs, et à placer dans le Villafranchien (essentiellement le Tiglien) la série volcanosédimentaire intercalaire et la base du complexe conglomératique supérieur, ce qui permettait d'envisager un âge comparable à celui du Mont-Dore avec éventuellement des épisodes terminaux (notamment les basaltes planéziens) après le Villafranchien. Ultérieurement, de 1970 à 1972, les travaux de géochronologie ont remis en question ce point de vue, repoussant au contraire les derniers épisodes cantaliens dans le Pliocène anté-Villafranchien (Pontien, Plaisancien), les plus jeunes des basaltes des plateaux se plaçant autour de 4 MA... Il apparaît de plus en plus vraisemblable que le Cantal était définitivement éteint à l'orée des temps quaternaires" (Bout et Goër de Herve ; 1976).

Tous les travaux géochronologiques postérieurs à 1972 ont confirmé ce point de vue. La révision de la flore pollinique de Joursac (Planchais et Goër de Herve ; à paraître) permet déjà de replacer définitivement dans le Miocène supérieur ce très riche gisement trop rapidement rajeuni au Villafranchien (Durand, Rey ; 1963).

## 2) Etude effectuée

Cette étude fait suite aux travaux de Manceau (moyenne vallée de la Petite Rhue, 1967), Dantier (moyenne vallée de la Santoire, 1969), Maurizot-Blanc (vallée de la Chevade, 1974) et Milési (haute vallée de l'Alagnon, 1976).

La préparation de la carte géologique Murat à 1/50000 est à la base de ce travail. Les levés sur le terrain ont été effectués en trois campagnes lors des étés 1973, 1974 et 1975, avec la collaboration de Milési (été 1973, reconnaissance générale) et de Goër de Herve (été 1974, cartographie de la haute plaine du Limon). Nous avons utilisé pour cela des fonds topographiques IGN à 1/25000 ainsi que des agrandissements à 1/10000 pour la région située entre Drils et Collanges.

J'aborderai l'étude géologique des hautes vallées de la Santoire, de l'Impradine et de la Petite Rhue dans l'ordre chronostratigraphique, à savoir :

- I - Formations non volcaniques (socle et sédiments oligocènes)
- II - Basaltes miocènes
- III - Formations acides inférieures
- IV - Complexe bréchiq.
- V - Basaltes terminaux
- VI - Terrains de couverture.

La partie la plus importante de ce mémoire est consacrée aux formations acides inférieures et au complexe bréchiq., généralement délaissés dans la plupart des travaux antérieurs à 1974. Pour chacun de ces deux ensembles, l'accent est mis sur leur étude stratigraphique détaillée qui, seule, peut permettre de découvrir des niveaux repères, si précieux dans des formations apparemment très homogènes. En tenant compte des données pétrographiques, j'essaierai d'apporter une interprétation dynamique aux différents phénomènes observés et, dans la mesure du possible, d'aborder des problèmes plus généraux dépassant le cadre de la région étudiée. Le dernier chapitre sera consacré à la magmatologie.

STRATIGRAPHIE COMPAREE DES FORMATIONS VOLCANIQUES D'APRES LES TRAVAUX DE RAMES - FOUQUE - BOULE - VATIN-PERIGNON - BROUSSE

RAMES (1873)	FOUQUE (1885)	BOULE (1900)	VATIN-PERIGNON (1966)	BROUSSE (1972)	Données géochronologiques
Basaltes des plateaux érosion Période de tranquillité Activité phonolitique - Période de tranquillité Activité trachytique	. Basaltes des plateaux	. Basaltes des plateaux	. Phonolites . Basaltes des plateaux	. Phonolites . Basaltes des plateaux	- 4,10 MA - 5,60 MA
Pliocène sup.		Pliocène sup.	Villafranchien sup.		
- Période de tranquillité Activité trachytique	.. Phonolites . Andésites à amphibole et labrador	. Phonolites pliocènes et andésites à hauynes . Andésites des hauteurs	. Phonolites et ordanchites . Trachyandésites		
Pliocène inf.		Pliocène inf.		Limite MIO-PLIOCENE - 5 MA (Berggren 1969)	
- Période de tranquillité Conglomérat trachytique	. Brèche sup.	. Agglomérats andésitiques	. Brèche andésitique	. Complexe conglomératique sup.	
- Période de tranquillité Cinérites (Cheylade)	. Cinérite et basalte porphyroïde	. Br $\alpha$ conglomérats $\alpha$ (amont) (aval)		. Nappe de ponces . Scories et projections $\beta$ (Cheylade) . Volcanosédimentaire intercalaire	-6,7 MA (Holmes 1964)
Miocène			Pliocène	Limite MIO-PLIOCENE - 7 MA (Holmes 1964)	
- Période de tranquillité Basaltes porphyroïdes Trass	. Brèche inférieure			. Phonolites . Brèche inférieure	
Alluvions miocènes (Puy Courny)	. Trachytes inf.	. Trachytes et phonolites miocènes	. Trachytes et rhyolites		-9,5 MA
Basaltes miocènes	. Basaltes miocènes	. Basaltes miocènes	. Basaltes miocènes		9,5 MA 13 MA
Miocène inf.					
			. Pyroclastites acides (remplissage de la fosse volcanotectonique)		

TABLEAU I

Les données géochronologiques ont été relevées dans la notice de la carte géologique Riom es Montagnes 1/50.000e (1972) à titre indicatif la phonolite de la roche Valette est datée à 7MA, la faune pontienne du Puy Courny à 7,5 - 7 MA (Brousse 1975) et le dôme de rhyolite d'Armandie à 8,8 MA

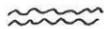


STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS VOLCANIQUES DANS LA HAUTE

VALLEE DE LA SANTOIRE

Principaux termes utilisés

EQUIVALENCES

<u>Basaltes terminaux</u> . . . . .	<u>Basaltes des plateaux</u> (Rames - Fouqué - Boule)
  Alluvions à galets de phonolite ( de Goerde Herve)	<u>Brèche andésitique</u> (Fouqué)
<u>Complexe bréchique</u> . . . . .	Agglomérats andésitiques (Boule)
- <u>Formations terminales</u> (activité essentiellement effusive)	
. rhyolites	Phonolites pliocènes (Boule)
. ordanchites et phonolites . . . . .	Andésites des hauteurs (Fouqué - Boule)
. latites supérieures . . . . .	
. trachyandésites mésocrates . . . . .	
- <u>Basaltes porphyriques</u> . . . . .	Basaltes porphyroïdes (Rames - Fouqué - Boule)
 ?	
- <u>Tufs lités intercalaires supérieurs</u> . . . . .	Niveau ponceux supérieur (Maurizot - Blanc)
	Brèche supérieure (Fouqué)
- <u>Brèches intermédiaires</u> . . . . .	Complexe conglomératique supérieur (Brousse)
	Agglomérats (Milési)
	Cinérites (Rames - Fouqué - Boule)
- <u>Tufs lités intercalaires inférieurs</u> . . . . .	Niveau ponceux inférieur (Maurizot - Blanc)
  Volcanodétritique intercalaire . . . . .	Volcanosédimentaire intercalaire (Brousse)
- <u>Brèche inférieure</u> (Fouqué - Brousse)	
. brèche basique	
. brèche blanche ou brèche zéolitique (Milési)	
	<u>Trachytes miocènes</u> (Boule)
<u>Formations acides inférieures</u> (de Goer de Herve) . . . . .	Trachytes inférieurs (Fouqué)
	Trass (Rames) ?
. dômes latitiques	
. brèches latitiques à ponces	
. brèches latitiques à éléments de socle	
. brèche rouge	Brèche rouge inférieure (Maurizot - Blanc)
<u>Basaltes miocènes</u> (Rames - Fouqué - Boule) . . . . .	<u>Basaltes anciens</u> (Milési)
. épisode récent	
 ? . . . . .	Argile fauve sidérolitique (Brousse)
. épisode ancien	

Légende:

	Variation latérale de faciès
	Surface d'érosion démontrée
	Surface d'érosion probable
	Surface d'érosion hypothétique

TABLEAU II

CHAPITRE I

LES FORMATIONS NON VOLCANIQUES DU SUBSTRAT

### A) LE SOCLE

Le socle n'affleure jamais dans la région étudiée. Il apparaît 7 km à l'aval de Collanges au niveau du Moulin de Ségur, près de Ségur-les-Villas (Dantier, 1969).

La présence de xénolites dans les formations volcaniques nous renseigne cependant sur la nature du substratum. Ce sont, par ordre d'importance décroissante :

- des granites à deux micas, toujours associés aux projections acides (brèches latitiques à éléments de socle, tufs lités intercalaires inférieurs, tufs lités intercalaires supérieurs). Certains niveaux de la "brèche à socle" renferment plus de 70% d'éléments granitiques ;
- des gneiss à sillimanite peu migmatitiques (complexe bréchique) ;
- des gneiss à deux micas ("brèche à socle"), plus rarement des mica-schistes (nappe de ponces de l'Impradine) et très exceptionnellement des quartzites ("brèche à socle" : lahar ponceux).

L'abondance des xénolites de granite par rapport aux xénolites de gneiss semble indiquer la présence d'un massif granitique dans la haute vallée de la Santoire. Les sondages magnéto-telluriques confirment ce fait, car entre Dienne 1 et Dienne 2, distants de 5 km (cf. annexes), les valeurs élevées obtenues pour la résistivité du socle (1000  $\Omega$ m) apparentent celui-ci à un granite et non à un gneiss (Aubert et Dupis, 1975). Dans la moyenne vallée de la Santoire (Dantier, 1969), n'affleurent que des gneiss et quelques roches sombres (amphibolites et grenatites).

Le granite forme généralement des petits massifs isolés, intrusifs dans les séries cristallophylliennes, comme ceux du Vaulmier dans la vallée du Mars (Lambert, 1969) et de Pont-du-Vernet dans la vallée de l'Alagnon. A priori le granite de la Santoire ne devrait pas faire exception à la règle, bien que son étendue paraisse plus importante.

De l'interprétation des sondages géophysiques, Aubert et Dupis émettent l'hypothèse qu'un socle conducteur à 100 m surmonte le socle résistant (fig. 21). Ils expliquent cette résistivité anormalement basse par un "état de fissuration prononcé du substrat au voisinage de la fosse" volcanotectonique (§ B3). Cette hypothèse pourrait être étayée par le fait qu'il existe dans la brèche latitique à éléments de socle de Laqueille Basse de grosses "boules" de granite qui appartiendraient alors au socle altéré sous-jacent.

### B) LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES

#### 1) Localisation des affleurements

Les deux premières éditions de la carte géologique Saint-Flour à 1/80000 (1882, 1932) signalent la présence de calcaires et d'argiles au niveau de Laqueille et de Dienne. Les formations sédimentaires

affleurent de façon sporadique, étant en grande partie recouvertes par des éboulis ou de la moraine.

De part et d'autre du rocher de Laqueille, nous les trouvons :

- dans le ruisseau longeant le chemin qui mène au château de la Cheyrelle (alt. 1080 m) ;
- dans le ruisseau de la Cheyrelle (alt. 1100 m) ;
- au-dessus du village de Laqueille Basse, dans l'entaille du talus de la route (alt. 1090 m).

D'autre part, d'après les indications fournies par les habitants de Laqueille Basse, bon nombre de maisons seraient construites sur des argiles vertes, et du calcaire aurait été extrait à la lisière de la forêt ainsi qu'en témoignent les nombreux blocs épars trouvés dans les champs (emplacement approximatif de l'ancienne exploitation : x = 655,3 ; y = 314,4 ; z = 1085 m).

Au niveau de Dienne, la seule indication que nous ayons concernant l'existence de calcaire est une excavation creusée dans une brèche polygénique (lahar à blocs pyriteux ; p. 77) et désignée par les habitants de Dienne sous le nom de "four à chaux". Elle se situe sur le chemin qui va de l'église au buron de Lou Crouze (x = 635,1 ; y = 317,8 ; z = 1135 m). Un énorme bloc calcaire emballé dans le lahar est sans doute à l'origine d'une modeste exploitation. Il pourrait provenir de Laqueille Basse, là où le calcaire est très certainement en position autochtone.

#### 2) Description des différents faciès

Par ordre d'importance volumétrique, nous trouvons :

- des argiles vertes et des marnocalcaires blancs  
Ces deux faciès constituent la totalité des roches sédimentaires en place. Ils se présentent généralement sous forme d'une brèche dont l'origine pourrait être tectonique. A l'appui de cette hypothèse, on observe sur certains échantillons des facettes finement striées, évoquant des zones de friction. La détermination des argiles a été faite au laboratoire de Grenoble par diffraction de rayons X sur des agrégats orientés selon (001). Chaque échantillon a subi un passage normal, un passage après traitement à l'éthylène glycol et un passage après chauffage à 550° C. On détecte la présence de trois phyllites (kaolinite, illite, parfois montmorillonite), et de quartz. Ce dernier forme de petits grains identifiables en lame mince.
- des "calcaires tendres" à gastéropodes, en blocs épars près des anciennes exploitations de calcaire de Laqueille Basse.
- des calcaires indurés de couleur blanche ou beige, très compacts, finement cristallisés et à dendrites de manganèse. Ce type de calcaire, en association avec des silex jaunes a été trouvé sous forme de xénolites dans la brèche rouge (p. 31).
- des graviers quartzeux bien émoussés, à patine ferrugineuse, trouvés en poche dans la brèche à éléments de socle de Laqueille Basse (p. 32).

Les formations sédimentaires dans la région de Dienne sont donc relativement variées. Ne disposant que d'affleurements ponctuels, il nous est impossible sur le terrain d'en établir la stratigraphie. Nous ne pourrions le faire, et de façon très hypothétique, que par analogie avec les formations sédimentaires du Bassin de Saint-Flour (Goër de Herve, 1972) et du Bassin d'Aurillac (Park, 1972 ; Larroque, 1975).

TABLEAU III

Echelle stratigraphique	Aurillac	Dienne	Saint-Flour
Miopliocène	sables quartzeux	graviers quartzeux émoussés	graviers quartzeux émoussés
Oligocène sup. Chattien	calcaires indurés	calcaires indurés	
Oligocène moy. Rupélien sup.	calcaires à silex calcaires dolomiques dolomies	calcaires à silex  calcaires tendres	
Rupélien inf.	argiles bariolées	argiles vertes et marnocalcaires blancs	argiles graveleuses bariolées
Oligocène inf. Latdorfen	graviers et sables graveleux		argiles rutilantes

— La sédimentation carbonatée est presque inexistante dans le fossé de Saint-Flour. Elle n'est représentée que par quelques "rognons" dans les argiles bariolées. Elle paraît plus fréquente dans le Bassin de Neussargues (Goër de Herve, 1972) : "outre les concrétions calcaires pugilaires, rencontrées à tous les niveaux de la série, on peut observer, notamment sous Joursac, des bancs de calcaire gréseux d'un mètre d'épaisseur, relativement continus, passant vers le sommet à des calcaires francs".

Au contraire, la sédimentation est à dominante carbonatée au niveau de Dienne et de Laveissière (Milési, 1976) où les faciès sont ceux du Bassin d'Aurillac.

On pourrait donc supposer que la sédimentation est de plus en plus détritique quand on va de l'Ouest vers l'Est du massif, ceci posant bien entendu un sérieux problème paléogéographique.

Les sondages électriques ont traversé l'Oligocène sur 300 m, ou tout au moins une formation à très basse résistivité (15Ω m) interprétée comme oligocène (fig. 21). En effet, cette épaisseur est considérable et l'on peut penser qu'une partie des terrains sédimentaires a été confondue avec le socle altéré sous-jacent de résistivité voisine ; l'altitude de leur interface est donc difficile à situer.

— Au cours du Miopliocène, la sédimentation est résolument détritique d'un bout à l'autre du massif. L'existence d'une phase d'érosion post-Oligocène de plusieurs MA est soulignée par tous les auteurs. Elle expliquerait la présence, près de Saint-Saturnin (moyenne vallée de la Santoire ; Dantier, 1969), de galets calcaires oligocènes emballés dans les argiles sableuses miocènes.

Dans le fossé de Saint-Flour, cette sédimentation miopliocène accompagne tout le volcanisme cantalien (Goër de Herve, 1972). Il s'agit là d'un caractère spécifique du graben Saint-Flour - Neussargues, situé à proximité du grand escarpement de faille de Margeride. Dans la région de Dienne, le seul témoin de cette sédimentation est antérieur ou contemporain des premières éruptions acides. Plus haut dans la série, les niveaux sédimentaires semblent absents.

### 3) Tectonique

C'est à Laqueille Basse que les terrains oligocènes se trouvent à l'altitude la plus élevée connue dans le Cantal (1100 m). Ceci a suscité plusieurs hypothèses.

Rames (1873) évoque la présence de lacs s'étageant à différentes altitudes : "le léman tertiaire d'Aurillac s'étendait sur la moitié ouest du département... ; celui de Saint-Flour beaucoup moins grand mais plus élevé... ; celui de Murat occupait la région où se trouve actuellement la haute vallée de l'Alagnon".

Boule (1900) tente d'établir une carte en courbes de niveau du contact Oligocène-socle et émet l'hypothèse d'un horst oligocène à la hauteur de Dienne : "car en allant vers le centre du Cantal, nous rencontrons les affleurements de calcaire de Laveissière et de Dienne qui se trouvent entre 900 et 1000 m. Mais ce ne sont là que des observations isolées portant peut-être sur des paquets ... brisés, faillés, qui ont pu être soulevés à ces altitudes beaucoup plus tard lors des grandes commotions volcaniques".

Je reprendrai, pour ma part, l'hypothèse formulée par Goër de Herve (1972) : la fosse infracantaliennne pourrait représenter un "brachy-graben" d'orientation générale NW-SE, compartimenté en secteurs parallèles plus ou moins effondrés ou relevés. La région de Dienne serait alors l'un de ces secteurs en position de horst très surélevé, délimité vers l'intérieur de la fosse par un accident conforme à la direction tectonique dominante N 135, qui passerait entre Dienne 1 et Dienne 2 dans la vallée de la Santoire (cf. annexes) et à l'amont des "fours à chaux" (980 m) dans la vallée de l'Alagnon où réapparaissent les calcaires oligocènes.

CHAPITRE II

LES BASALTES MIOCENES

Le terme "miocène" serait à éviter dans la mesure où, la limite mio-pliocène étant provisoirement arrêtée à 5 MA (Berggren, 1969), le Miocène se terminerait à la base des planètes -ultime activité du volcanisme cantalien- englobant ainsi la plupart des formations volcaniques et principalement le complexe bréchiq trachyandésitique. Il faudrait parler de "basaltes infrabréchiqes" ou de "basaltes anciens" (Milési, 1976). Malgré tout, l'expression "basaltes miocènes", consacrée dans la littérature régionale depuis Rames (1873) et Boule (1896), sera conservée pour plus de commodité.

Le synchronisme des premières éruptions basaltiques est loin d'être établi (Goër de Herve, 1972) puisque, d'après les datations géochronologiques, les plus anciennes coulées -Saint-Bonnet de Condat- remonteraient à 21 MA (Bellon et al., 1972), et les plus récentes -basalte inférieur du Puy Courny- à 7,45 MA (Brousse et al., 1975), ce qui placerait ces dernières au-dessus des formations acides inférieures (chap. III) ayant fait l'objet de datations (Bellon et al., 1972 ; Baubron et Demange, 1974). Ceci est en contradiction avec les observations de terrain. En effet, les basaltes miocènes forment "l'assise la plus inférieure des terrains volcaniques" (Boule, 1896) ; c'est le cas dans la vallée de la Santoire à l'aval de Laqueille. Seule la coupe du Puy Courny, près d'Aurillac, montre un niveau ponceux dénommé par Vuittenez (1964) "brèche polygène inférieure" séparant deux coulées datées respectivement à 7,45 et 6,48 MA (Brousse et al., 1975).

Les basaltes miocènes ne sont connus qu'à la périphérie du massif, à l'extérieur de la fosse volcanotectonique. L'épanchement centripète de certaines coulées (Bassins de Saint-Flour et d'Aurillac) semble indiquer qu'une dépression existait au centre du Cantal (Goër de Herve et Mergoil, 1971), sans qu'il s'agisse nécessairement pour autant de la fosse volcanotectonique.

Les témoins de l'activité basaltique initiale sont pratiquement inexistant dans les limites de la fosse telles qu'elles ont été définies par Vatin-Pérignon et Michel (1965). Les xénolites de basalte dans les coulées pyroclastiques et dans les projections acides associées sont rares. D'autre part, je n'ai trouvé qu'un seul affleurement en place, situé dans la Rhue de Cheylade au-dessus du hameau de la Maurinie ( $x = 628,7$  ;  $y = 314,4$  ;  $z = 1140$  m), qui soit susceptible d'être rattaché aux basaltes miocènes. Il est, semble-t-il, recouvert par des ponces et des cendres attribuables aux épisodes acides inférieurs.

Sur le terrain étudié, les basaltes miocènes apparaissent à l'aval du Claux et d'Eybes dans les deux Petites Rhues, et à l'aval de Laqueille dans la vallée de la Santoire. Cette dernière région retiendra tout particulièrement mon attention.

La région de Dienne présente certaines analogies avec la cuvette de Murat (Maurizot-Blanc, 1974). Toutes deux montrent des types d'activité variés au sein du complexe basaltique miocène.

#### A) Activité effusive

Il existe entre Laqueille et Collanges, en rive droite de la Santoire, une succession d'affleurements d'altitude sensiblement égale (1060 m), appartenant vraisemblablement à la même coulée. Cette coulée, dégagée par l'érosion glaciaire, forme à l'amont de Collanges un grand replat structural sur lequel ont été déposés, ici et là, de gros blocs erratiques de basalte porphyrique provenant sans doute de la coulée de la Gandilhon (p. 100). Si l'on tient compte des faibles écarts altimétriques enregistrés d'un bout à l'autre de la coulée, on peut penser, mais sans autres arguments, que celle-ci s'épanchait en direction de Collanges, c'est-à-dire de façon centrifuge. L'argument altimétrique est très certainement réfutable car il suffit d'un mouvement postérieur de peu d'amplitude pour disloquer la coulée et faire paraître la partie amont plus basse que la partie aval, mais c'est le seul dont on dispose. Sur la coulée de Collanges repose le lahar ponceux appartenant aux formations acides inférieures (p. 34).

Cette coulée montre un faciès relativement homogène. Il s'agit d'un basalte mélanocrate, peu porphyrique, très souvent altéré. Microscopiquement, on distingue des augites à cœur vert (Maurizot-Blanc, 1974), des olivines généralement iddingsitisées ou serpentinisées. Les minéraux de fin de cristallisation forment des plages claires dépourvues d'oxydes de fer. On y trouve : des biotites en fines baguettes, des cristaux xénomorphes de feldspath potassique et de petites plages de verre incolore ou plus ou moins brun.

La majeure partie des coulées doit se situer sous la Santoire, et leur volume peut être très supérieur à ce qu'en laissent deviner les rares affleurements entre Dienne et Collanges.

#### B) Activité explosive

Quelques édifices de scories sont encore bien conservés dans la région de Dienne.

##### 1) Le "volcan de Dienne" (Boisse de Black du Chouchet, 1954)

Il s'agit d'un appareil constitué exclusivement de scories. Elles affleurent dans les ruisseaux d'Embec et del Crouze entre 1070 m et 1120 m d'altitude. On distingue trois types de projections :

- des projections grossières, chaotiques, formées de scories soudées rouges et de bombes aplaties décimétriques, renfermant parfois de petites amphiboles aciculaires. Elles constituent le soubassement de l'église de Dienne. Ce matériau, très compact, a été utilisé dans la construction de certaines maisons.
- des scories lie-de-vin, de granulométrie moyenne plus faible que les précédentes, très indurées et bien stratifiées. Le pendage des couches est de 25 à 30° vers le Sud. Cela suggère que le centre de l'édifice se situe plus au Nord, caché sous les formations postérieures, laissant la possibilité d'imaginer un cône plus volumineux qu'il n'apparaît (sa hauteur apparente -50 m- est bien faible pour un appareil strombolien).
- des scories jaune-verdâtre très friables. Elles affleurent dans le ruisseau d'Embec à l'altitude 1080 m. Ces scories ont sans doute su-

bi une transformation fumerollienne, se manifestant par des dépôts de minéraux secondaires tels que la calcite et les zéolites fibreuses qui tapissent les vésicules.

Il est difficile de déterminer l'origine de l'induration des scories. Elle est soit primaire (soudure) et dans ce cas les projections résultent d'un "dynamisme faiblement explosif et rythmique" (Camus, 1975) de type fontaine de lave, soit secondaire (cimentation) et affecte alors des produits liés à une activité de type strombolien, plus explosive que la précédente. Les scories soudées de l'église de Dienne sont sans doute à rattacher à la première catégorie (présence de bombes aplaties). Elles représenteraient alors un spatter-cone adventif, greffé au pied du cône strombolien principal dont n'affleurerait qu'une partie. La couleur rouge ou violacée des projections qui ont érigé ce dernier est acquise, postérieurement à l'éruption, par oxydation du fer ferreux en présence d'oxygène aérien et à une température supérieure à 600° C. Elle est caractéristique des "faciès de coeur de cône" strombolien (Baudry et Camus, 1972 ; Camus, 1975).

## 2) Le complexe basaltique de Nozières

Un certain nombre d'édifices basaltiques jalonnent la rive gauche de la Santoire entre Nozières et le Monteil. Leur position topographique assez basse pourrait laisser supposer qu'il s'agit de "basaltes miocènes", mais on se trouve très certainement en présence d'une série stratigraphique extrêmement réduite, où les basaltes terminaux seraient directement en contact avec les basaltes miocènes sans que ne s'intercalent entre eux d'autres formations volcaniques. Ces appareils étant constitués en grande partie de scories, la distinction est donc difficile à établir.

Le complexe basaltique de Nozières, situé en face du village de Collange entre les points cotés 1085 m et 1150 m, peut se décomposer en deux unités assez distinctes dans le paysage :

- l'unité inférieure, limitée par un replat au-dessus du point coté 1085 m ("Les Martres"), correspondrait au volcan miocène ;
- l'unité supérieure, sous le point coté 1150 m, correspondrait au volcan pliocène.

Ces volcans étant étroitement imbriqués, leur description ne peut être dissociée.

### Le volcan miocène

Il est constitué d'un ancien cône de scories, en partie caché sous la moraine. D'une zone centrée approximativement entre les points cotés 1085 m et 1091 m partent deux coulées. La première, sub-horizontale, s'étend jusqu'à la bergerie de Lou Ché, la seconde descend vers le point coté 1057 m. En l'absence de datation géochronologique, seule l'identité d'altitude entre cette dernière coulée et celle de Collanges permet de supposer que l'unité inférieure du complexe basaltique de Nozières fait partie des basaltes miocènes. Les projections sont des scories rouges agglomérées renfermant quelques amphiboles.

On trouve par ailleurs, à l'Ouest du point coté 1091, dans une zone totalement dépourvue d'affleurements, de très nombreux cris-

taux d'amphiboles mélangés à une terre végétale de couleur noire. Certains atteignent 2 à 3 cm et présentent très souvent des traces de corrosion magmatique correspondant à une fusion périphérique du cristal (il s'agit vraisemblablement de kaersutites liées à un magma basaltique ; Darvich-Zad, 1971). Les coulées de basalte issues de ce volcan contiennent quelques amphiboles mais en quantité trop faible pour que la désagrégation des coulées puisse expliquer l'abondance des cristaux libres trouvés : ils appartiennent donc à des projections. Le problème de ces amphiboles est complexe. Des cristaux de cette taille sont nécessairement intratelluriques et non de cristallisation superficielle : ils sont donc remontés avec la lave. En déséquilibre avec leur milieu dans des conditions superficielles (magma trop dégazé), ces amphiboles tendent à se résorber. Il est donc normal qu'elles soient plus fréquentes dans les projections (refroidissement brutal) que dans les coulées (refroidissement lent entraînant une résorption plus poussée). Mais ceci ne suffit pas. D'une part, cette différence peut jouer sur les petits cristaux mais plus difficilement sur les gros ; d'autre part, on constate que les amphiboles ne sont pas beaucoup plus nombreuses dans les scories rouges visibles à l'affleurement que dans les coulées environnantes. Les projections scoriacées et le basalte des coulées n'ayant pas une "histoire" très différente, l'essentiel de la résorption doit donc se produire au cours de l'ascension. Deux conditions sont nécessaires pour que de très gros cristaux se forment et résistent à la résorption au cours de l'ascension : une très forte pression d'eau lors de la cristallisation, et la montée très rapide des produits de cristallisation. C'est la raison pour laquelle les grosses kaersutites accompagnent très fréquemment les produits des maars et des diatèmes basaltiques, liés à des phénomènes phréatomagmatiques. Le violent débouchage des éruptions phréatomagmatiques permet une ascension très rapide du magma. Les amphiboles peuvent ainsi subsister abondamment dans les produits scoriacés des spatter-cones associés aux maars. Ne serait-on pas ici dans un tel type d'activité, connu ailleurs dans les basaltes miocènes (Maurizot-Blanc, 1974) ? Il manque malgré tout un argument décisif ; c'est la présence de débris de socle en quantité appréciable. Ces projections supposées, décelées seulement grâce à l'existence d'amphiboles, ont sans doute été profondément altérées, n'étant pas protégées par des coulées comme c'est le cas à l'Est du point coté 1091 m.

Les coulées de basalte du volcan miocène de Nozières sont peu altérées. Il s'agit d'un basalte sombre, très porphyrique, à tendance ankaramitique. Microscopiquement, les phénocristaux sont représentés par :

- de nombreuses augites zonées, parfois à coeur vert. Ces cristaux atteignent fréquemment 5 mm.
  - des olivines toujours serpentinisées, en moins grande quantité.
  - et quelques hornblendes brunes, généralement résorbées en magnétite.
- La mésostase est pauvre en microlites de plagioclase. Par ailleurs, j'ai trouvé un nodule de périclase à composition de lherzolite et de très nombreux granules pluricristallins de quartz accompagnés de quelques aiguilles de sillimanite. Ces enclaves énallogènes sont entourées d'une auréole réactionnelle faite de microlites de pyroxène baignant dans un verre incolore.

### Le volcan pliocène

Contrairement à l'unité sous-jacente, le volcan pliocène est presque exclusivement constitué de scories et de bombes en fuseau soli-

dement agglomérées entre elles, dans lesquelles l'érosion a façonné de grands pinacles (bergerie le Pastural). Les scories sont traversées par de nombreux filons basaltiques de direction variable (N 60 à N 110). Au Sud-Ouest du point coté 1150 m une intrusion verticale d'une centaine de mètres d'épaisseur, riche en enclaves de granite, pourrait constituer le corps axial de l'appareil.

Cet appareil est à rattacher à l'épisode des basaltes terminaux car nous avons trouvé, à l'intérieur des projections, quelques blocs de trachyandésite et un panneau de cendres et de ponces litées appartenant sans doute aux tufs lités intercalaires inférieurs (chap. IV) qui ont recouvert uniformément les formations antérieures (fig. 20). L'éruption du volcan pliocène de Nozières les a fait disparaître en cet endroit. Ils existent partout ailleurs, notamment au-dessus du volcan de Dienne.

Le volcan pliocène de Nozières pourrait représenter l'ultime activité à l'intérieur d'une structure fermée de type maar-diatrème. En effet plusieurs observations concourent en faveur de cette hypothèse :

- les scories sont lardées de filons basaltiques ;
- il existe un corps axial riche en enclaves de socle ;
- les coulées sont inexistantes ;
- la présence d'un panneau entier de tufs lités, incompatible avec un dynamisme strombolien, est normale dans le contexte d'un diatrème, caractérisé par des phénomènes de subsidence au cours desquels des panneaux de parois s'effondrent pour aller se mêler aux produits magmatiques.

On est toutefois obligé d'admettre une activité finale de type strombolien pour expliquer la présence de bombes en fuseau. Cette activité peut avoir accompagné la mise en place du plug (corps axial) à l'intérieur du diatrème. Le passage d'un maar (dynamisme phréatomagmatique) à un cône strombolien est un phénomène banal (Camus, 1975). Il suffit que l'alimentation en eau cesse pour que le volcanisme basaltique retrouve son mode d'expression normal.

Le complexe basaltique de Nozières est donc une structure double composée d'un édifice "pliocène" qui, dans l'hypothèse d'un diatrème, découpe à l'emporte-pièce un volcan "miocène" et les formations qui le surmontent (tufs lités intercalaires inférieurs). Le volcan miocène lui-même est double puisque s'y côtoient, semble-t-il, un appareil strombolien et peut-être un maar dont l'aire est parsemée de kaersutites. Un tel dispositif est comparable à celui décrit par Maurizot-Blanc (1974) dans le cas du culot de Bredons (cuvette de Murat) : une lame de basalte "pliocène", entourée d'une gaine de brèche contenant par place des galets de phonolite, recoupe des projections basaltiques litées d'âge "miocène".

### 3) Les projections du ruisseau de Chaumeil

J'ai échantillonné en rive droite du ruisseau de Chaumeil ( $x = 637,3$  ;  $y = 317,7$  ;  $z = 1065$  m) des projections à scories rouges et petits fragments de micaschiste. Il pourrait s'agir de produits liés à une activité explosive de type maar. On trouve ici les fragments de socle qui font défaut dans le volcan miocène de Nozières. Il existe en rive gauche du même ruisseau, à 1080 m, un petit pointement basaltique entouré par la "Brèche rouge" (p. 31).

Dans les deux Petites Rhues, les témoins de l'activité basaltique effusive sont beaucoup plus nombreux que dans la vallée de la Santoire. Hormis les affleurements du hameau de la Maurinie (p. 16) c'est à l'aval du Claux et d'Eybes que les coulées prennent une grande ampleur. Elles atteignent 140 m dans la région de Cheylade où Manceau (1967) en dénombre quatre.

Une inversion de relief a dû se produire antérieurement à l'émission de la "Brèche inférieure", car cette dernière apparaît topographiquement plus bas que les basaltes (fig. 2). C'est notamment le cas de la coulée "suspendue" recoupée par le réseau hydrographique actuel et qui relie entre elles la Rhue de Cheylade et la Petite Rhue d'Eybes. Cette inversion de relief ainsi que la mise en place de la "Brèche inférieure" rendent les affleurements de basalte trop discontinus pour pouvoir y individualiser différentes coulées.

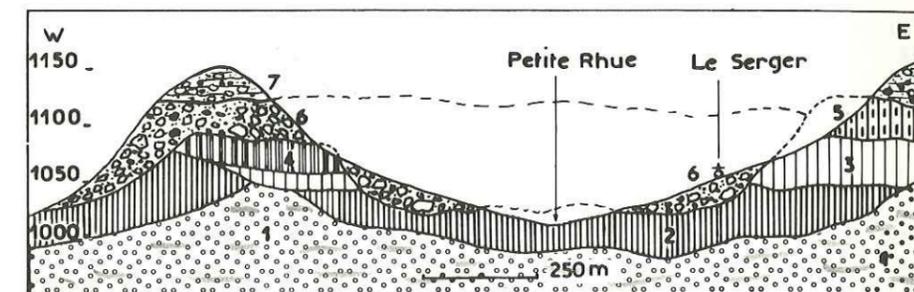


FIG 2 - EMBOITEMENT DE LA BRECHE INF. DANS L'EMPILEMENT DES COULEES DE BASALTE  
1. formations acides inf. — 2.3.4.5. coulées de basalte (leur nombre est fictif) — 6. Brèche inf. — 7. brèches intermédiaires stratifiées.

L'activité explosive, contrairement à celle de la région de Dienne, n'est représentée ici que par deux affleurements de quelques m<sup>2</sup> :

- l'un, constitué de cendres rouges à blocs décimétriques de granite, se trouve près de l'ancien moulin de Morteyrol ( $x = 629,6$  ;  $y = 319,2$  ;  $z = 1000$  m), à la base de la coulée de basalte qui donne à l'aval du Claux un replat structural ;
- l'autre, constitué de lapilli et de scories basaltiques, se situe entre le ruisseau du Serger et celui du Fraisse ( $x = 630,1$  ;  $y = 318,7$  ;  $z = 1105$  m).

### CONCLUSION

L'activité basaltique initiale s'est déroulée dans l'ensemble du Cantal sur une très longue période. Il est donc possible, sur le terrain ici étudié, qu'un certain nombre de formations appartenant à cet épisode ait disparu ou demeure caché sous les venues ultérieures.

La "Brèche rouge" marque dans la région de Dienne le début de l'épisode acide inférieur. Elle nous renseigne sur l'existence, à

P WATELET

ERRATA : Correction de la figure 2 page 21 ( 1: sédiments oligocènes )

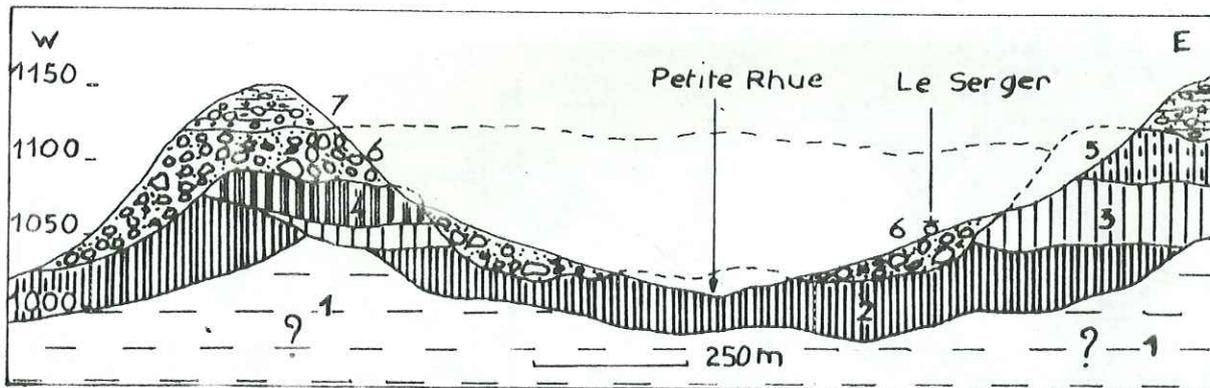


FIG 2- EMBOITEMENT DE LA BRECHE INF. DANS L'EMPILEMENT  
DES COULEES DE BASALTE

1. sédiments oligocènes — 2.3.4.5 coulées de basalte (leur nombre est fictif) — 6. Brèche inf. — 7. brèches intermédiaires stratifiées.

l'intérieur des basaltes miocènes, de dépôts volcano-sédimentaires ou volcano-détritiques (p. 31). L'altération ferralitique qui les affecte, attestée par leur couleur rouge et la présence de goethite, pourrait servir de repère stratigraphique séparant un épisode ancien d'un épisode plus récent à l'intérieur même des basaltes miocènes. L'hypothèse d'une "coupure" au sein des basaltes a été émise par Dantier (1969). Ce serait une "phase de récession volcanique" correspondant à la "sédimentation d'argiles fauves" (Notice de la carte géologique Riom-ès-Montagnes à 1/50000). Ces "argiles fauves sidérolitiques" pourraient être le constituant essentiel de la "Brèche rouge" (tableau II). La seule ferralitisation observable *in situ* est celle qui affecte les pyroclastites des H.L.M. de Murat (Maurizot-Blanc, 1974). On n'en observe nulle part sur les coulées, excepté sur celle du Puy Courny, ce qui semble pour le moins surprenant compte-tenu de l'âge qui en est donné (7,45 MA ; Brousse et al., 1975) !

L'extension des basaltes miocènes est mal connue puisqu'ils n'apparaissent qu'aux marges du massif ou au fond des vallées majeures. Cependant, il n'est pas exclu qu'ils aient pu constituer localement de véritables planèzes (Roux, 1963).

### CHAPITRE III

#### LES FORMATIONS ACIDES INFÉRIEURES

- ÉTUDE RÉGIONALE
- PÉTROGRAPHIE

Je désigne par "formations acides inférieures" ( Goër de Herve et Mergoil, 1971) ou latites inférieures tous les produits volcaniques différenciés situés sous le complexe bréchiq. Elles s'opposent aux formations acides supérieures, ou latites supérieures, qui s'intercalent au sommet du complexe bréchiq. trachyandésitique.

Les formations acides inférieures ("Trachytes miocènes" de Boule, 1896) n'étaient décrites jusqu'à présent que dans les vallées de la Cère, de l'Alagnon et de la Jordanne. Elles figurent également au fond de l'Impradine sur la 2ème édition de la carte géologique d'Aurillac 1/80000 (1969). Des levées cartographiques détaillées m'ont permis de les mettre en évidence, tant dans la vallée de la Santoire que dans celle de l'Impradine. A 6,5 km du Puy Griou, centre géométrique du Cantal, le lit de l'Impradine est à 1100 m alors que celui de l'Alagnon s'enfonce à moins de 1000 m. Cette différence d'altitude explique à elle seule le caractère très discontinu des affleurements.

#### ETUDE REGIONALE

Cette étude régionale a essentiellement pour but

- de définir la position stratigraphique des formations acides ;
- d'en établir la succession chronologique ;
- d'envisager le problème des leurs relations avec les nappes de ponces périphériques du Cantal occidental.

Le caractère trop discontinu des affleurements interdit toute synthèse volcanologique. J'essaierai cependant, après chaque observation, d'apporter une interprétation dynamique qui pourra dans certains cas s'intégrer à un contexte plus général.

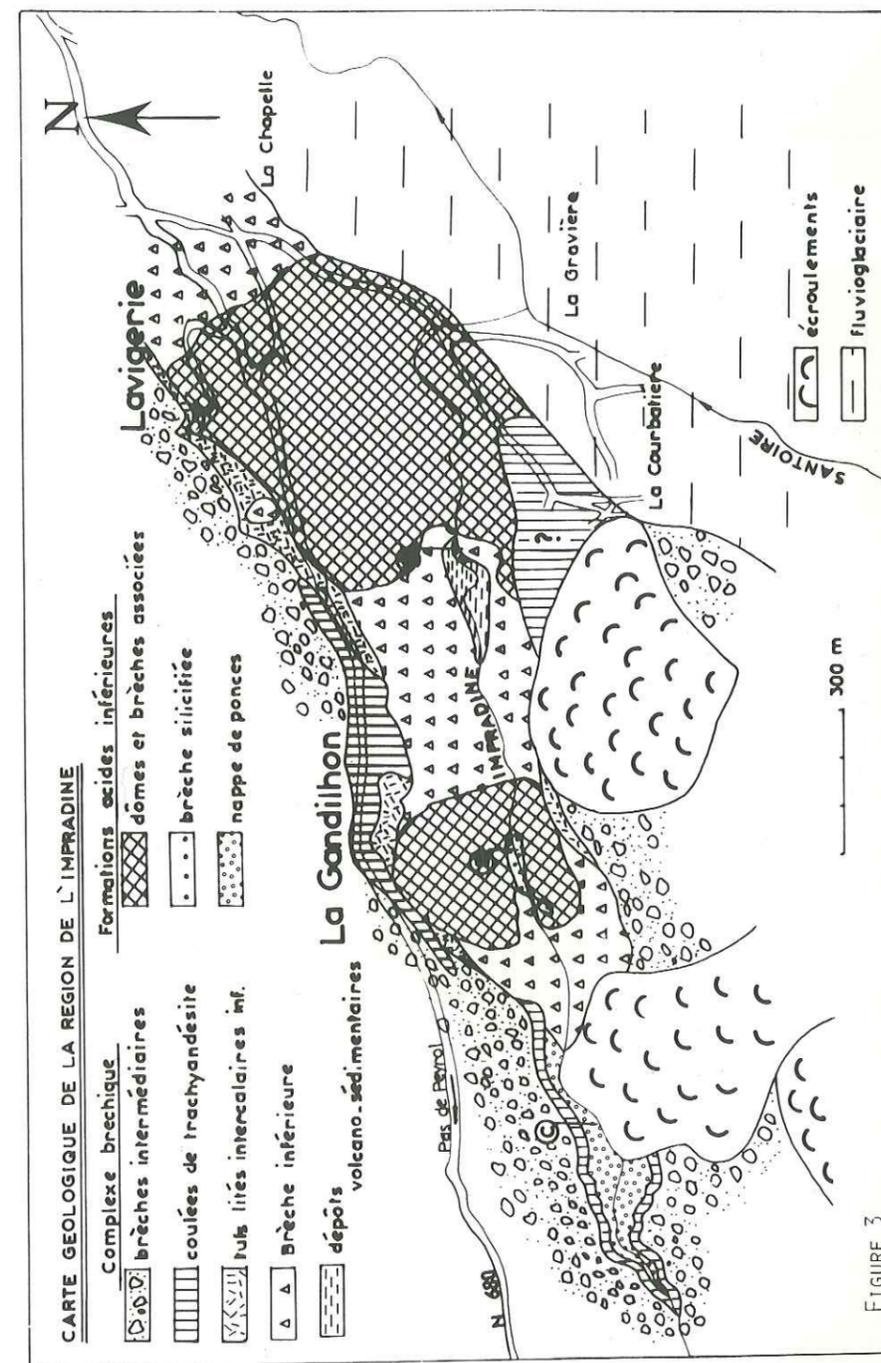
#### A) Région de l'Impradine

Sur une distance de 3 km avant de se jeter dans la Santoire, l'Impradine entaille assez profondément les formations acides. En remontant la vallée depuis le point coté 1076 (route de la Chapelle à la Gravière) jusqu'à l'entrée des "gorges", on arrive à reconstituer, par déductions successives, la position des formations acides par rapport à la "Brèche inférieure".

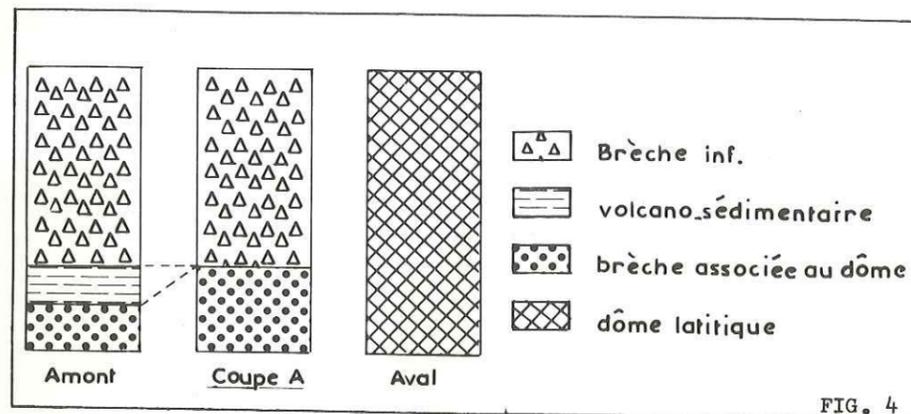
Trois coupes, repérées sur le schéma volcanologique de la vallée de l'Impradine (p. 25), sont à la base du raisonnement.

#### 1) Coupe A - x = 631,8 ; y = 315 ; z = 1090 m

Au niveau de la coupe A, la "Brèche inférieure" surmonte une autre brèche, bien distincte, constituée de blocs disjoints, anguleux et compacts, dont les dimensions vont du décimètre au mètre. La matrice est pratiquement inexistante. La roche est une latite gris-bleuté



à texture porphyrique. Or une lave identique quant au faciès pétrographique, non bréchifiée mais simplement diaclasée, s'étend jusqu'au village de Lavigerie (coupe A, aval).



Il s'agit vraisemblablement d'un dôme ancien très aplati, forme proche de la coulée visqueuse, dont les brèches visibles constitueraient une coulée de blocs résultant de l'autobrécification de la lave sous l'action des gaz ("block lava flow", Mac Donald, 1972). L'absence de matrice cendreuse indique assez clairement qu'il ne s'agit pas d'une brèche de nuée ardente de type Mérapî dont la mise en place suppose des phénomènes très explosifs.

La faible dénivellation totale (80 m) est incompatible avec un dôme vrai de type Puy de Dôme ou Puy Mary. D'autre part, un dôme résiste très bien à l'érosion et ne s'aplanit pas (l'hypothèse d'une érosion généralisée, nivelant le toit des formations acides, sera discutée dans le chapitre suivant). La forme surbaissée de l'appareil est donc acquise dès le départ ; nous le qualifierons de "dôme en galette".

Une cinquantaine de mètres à l'amont, la "Brèche inférieure" repose sur des tufs lités. Au contact des deux, la rivière a creusé un profond abri sous roche. Ces tufs sont constitués de :

- niveaux gris ou noirs, finement varvés, où alternent des lits pelliculaires de matière organique riches en empreintes de feuilles et des lits de cendres. Microscopiquement, ces cendres sont formées de petits fragments anguleux, vitreux, et de minéraux libres brisés (plagioclases) déformant les lits de matière organique ;
- niveaux jaunes, soufrés, d'odeur fétide à la cassure, difficilement déterminables macroscopiquement. Microscopiquement, on distingue des éléments poncheux fortement altérés, envahis par des minéraux opaques.

Ces tufs, de l'épaisseur du mètre au niveau de la coupe A amont, affleurent au fond de la rivière sur quelques centaines de mètres de longueur. On y observe également des niveaux plus grossiers, à petits blocs anguleux plus ou moins vésiculés et granoclassés, qui alternent avec des couches de feuilles. Il s'agit de dépôts volcanosédimentaires s. str., c'est-à-dire de chutes de téphra dans un milieu lacustre. Le

litage des tufs et la base de la "Brèche inférieure" sont parfaitement concordants. Ces matériaux devaient être suffisamment plastiques pour se déformer au contact de la coulée pyroclastique et encore gorgés d'eau, seule explication au fait qu'ils ne soient pas rubéfiés ou recuits malgré la température sans doute très élevée de la "Brèche inférieure".

Les dépôts volcanosédimentaires de la vallée de l'Impradine et le gisement de lignite de Chambeuil dans la vallée de l'Alagnon ont des faciès similaires, manifestant des conditions de sédimentation analogues. Une étude palynologique en cours (Brun, à paraître) devrait apporter d'intéressants résultats. Bien qu'étant situés sous la "Brèche inférieure", ces tufs lités n'appartiennent pas, à mon avis, à l'épisode des formations acides inférieures et diffèrent en cela du gisement de lignite de Chambeuil (Milési, 1976). Ils se rattachent plutôt au complexe bréchique de part la présence de fragments à structure vitreuse (verre brun très frais d'indice faiblement négatif) de composition trachyandésitique (trachyandésite à orthopyroxène, clinopyroxène et olivine entièrement altérée). C'est donc une lave assez basique, comparable à celle de la "Brèche inférieure". La reprise de l'activité volcanique postérieurement aux épisodes acides inférieurs est donc marquée par des dépôts de cendres et lapilli annonçant les grands épanchements pyroclastiques. Ces téphras viennent combler de petits bassins lacustres.

Une brèche chaotique à éléments latitiques très silicifiés (amphiboles pseudomorphosées en opale cristobalite ; p. 62) constitue le sous-bassement des tufs. On peut penser que cette brèche est le prolongement de la coulée de blocs associée au dôme en galette de Lavigerie et qu'elle a subi localement une silicification imputable à des fumerolles minéralisatrices. Je ne pense pas que ce phénomène soit en rapport avec ce que nous observons dans le centre du massif, où les formations acides et parfois la base de la "Brèche inférieure" (Milési, 1976) sont profondément propylitisées (Vatin-Pérignon, 1966). Nous nous trouvons très certainement en dehors de la zone affectée par les circulations hydrothermales intracaldériques. En supposant même que ce phénomène d'altération se soit propagé le long de fractures assez loin de la zone centrale (le secteur de l'Impradine se situe à 5 km du domaine propylitisé du cirque de Rombière), comment expliquer qu'il affecte de préférence la brèche associée au dôme et non les tufs lités, dans la mesure bien entendu où cette altération est postérieure à leur mise en place ?

- En résumé, la coupe A et ses abords montre que la "Brèche inférieure" surmonte stratigraphiquement des dômes latitiques anciens, affectés partiellement par des phénomènes de silicification.

## 2) Coupe B - x = 631,1 ; y = 314,8 ; z = 1110 m

La coupe se situe en rive droite de l'Impradine face au débouché du ruisseau de la Gandilhon (point coté 1107). De bas en haut, on distingue :

- une formation jaune clair de 7 à 8 m d'épaisseur, non stratifiée, très friable et se débitant en plaquettes verticales parallèles à l'affleurement. La roche renferme des ponces jaunes, centimétriques à millimétriques, riches en biotites, des granules gris bleuté de latite et des fragments de socle pouvant atteindre le décimètre (gneiss,

micaschistes). Ces caractères : absence de classement, hétérogénéité et abondance des ponces, sont ceux d'une coulée de ponces (pumice-flow) relativement pauvre en matrice cendreuse.

- une formation lavique de 5 à 6 m d'épaisseur rubéfiée la nappe de ponces (le terme de "nappe de ponces" n'a qu'une signification stratigraphique alors que celui de "coulée de ponces" exprime l'aspect dynamique). C'est une latite à petits phénocristaux (3 à 4 mm) de plagioclase et de hornblende. La roche, diaclasée, est identique à celle qui constitue le "dôme en galette" de Lavigerie (coupe A). Il s'agit donc d'un autre appareil identique, s'étendant jusqu'au hameau de la Gandilhon : "dôme en galette" de la Gandilhon. Ce dernier recouvre partiellement la nappe de ponces qui, cartographiquement, apparaît dessous en fenêtre.

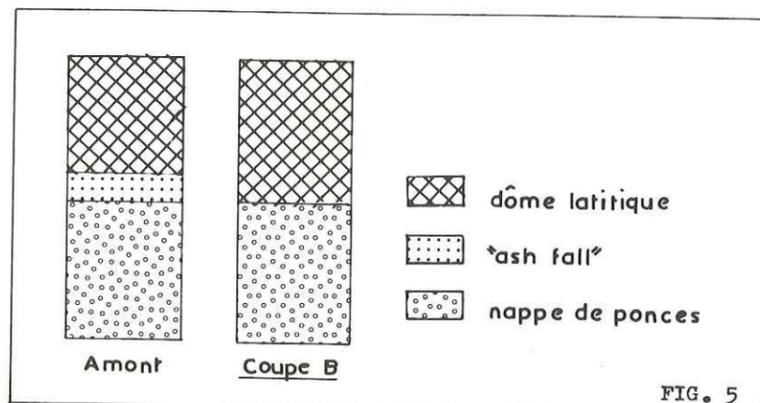


FIG. 5

Quelques dizaines de mètres à l'amont de la coupe B, dans un petit ruisseau situé en rive droite de l'Impradine, la nappe de ponces se complète vers le haut par des tufs lités très argilisés à cendres, ponces et petits blocs de latite. Une boule de basalte (basalte miocène ?) à débit en pelure d'oignon était incluse dans ces tufs. Ceux-ci pourraient représenter la retombée de cendres ("ash fall") qui suit normalement un écoulement pyroclastique de type "pumice flow".

3) Coupe C : "projections trachytiques miocènes" (carte Aurillac 1/80000, 1969)

En rive gauche, à l'entrée des gorges ( $x = 630,5$  ;  $y = 314,8$ ), la nappe de ponces forme sur une distance de 200 m une falaise blanche d'une dizaine de mètres de haut, cachée en partie par la végétation. On peut y accéder rapidement à pied, en prenant le chemin qui, à la sortie ouest de la Gandilhon, descend vers la ferme du Mignolou. En rive droite, les grands écroulements provenant du flanc nord du Peyre Arse masquent le substrat.

La nappe de ponces est un ensemble tuffacé dans lequel on distingue une alternance de zones horizontales demimétriques ; les unes de couleur grise, riches en cendres et petits blocs subanguleux de latite,

les autres blanches contenant davantage de ponces. Il n'existe entre elles aucune discontinuité bien définie correspondant à un arrêt plus ou moins prolongé du dépôt. Pour Bordet (1963), une telle disposition résulterait "de venues successives très rapprochées dans le temps" s'individualisant "à l'aval des points d'émission". Dans toutes les zones la disposition des éléments est chaotique, ce qui laisse supposer pour chacune d'elles un écoulement turbulent.

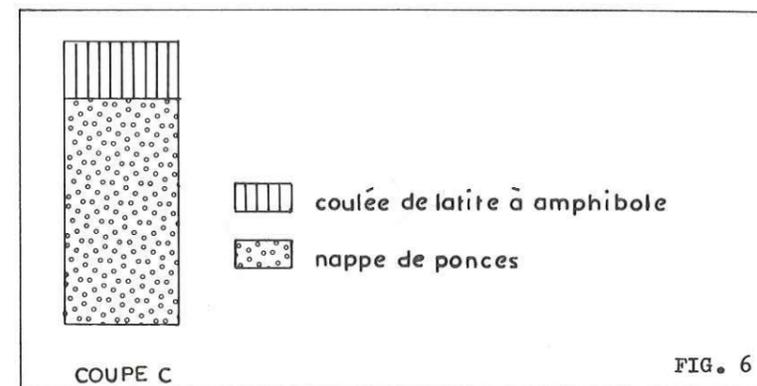
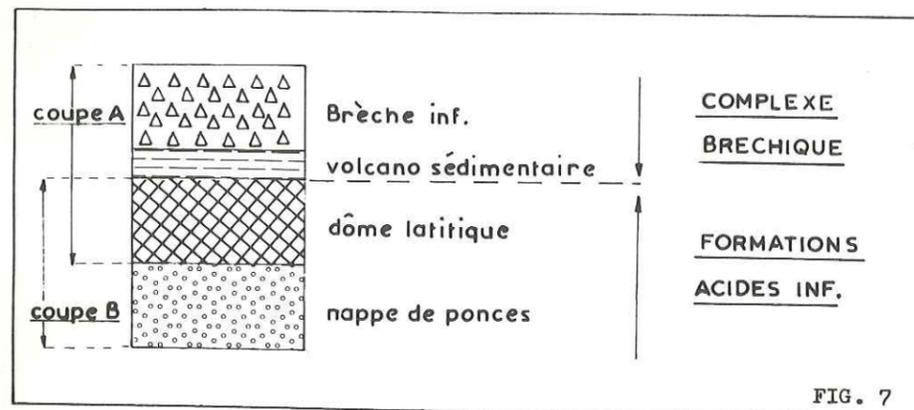


FIG. 6

Les ponces sont généralement subarrondies, sauf au sommet de la nappe, au contact de la coulée de latite à amphibole surincombante, où elles apparaissent très nettement aplaties. Cette coulée, d'une puissance de 3 à 4 m, forme le rebord supérieur de la falaise. Elle est sans doute beaucoup plus récente et appartiendrait à la base des brèches intermédiaires (p. 87), mais rien ne permet de le démontrer.

La nappe de ponces est très friable. On observe pourtant à l'intérieur, des noyaux très indurés, espacés les uns des autres et alignés horizontalement. Ces noyaux sont de même nature que l'encaissant, hormis la présence de calcite qui cristallise dans toutes les vésicules des ponces, résultat d'un phénomène pneumatogène lié aux gaz ( $CO_2$ ) restant emprisonnés dans les vésicules, et se produisant lors du refroidissement de la coulée de ponces.

La "Brèche inférieure" affleure 20 m plus bas. En l'absence de tout contact visible avec les formations acides, l'interprétation la plus simple, conformément au principe de superposition, était de la placer stratigraphiquement en dessous de la nappe de ponces. Sans les indications fournies par les coupes A et B (antériorité de la nappe de ponces par rapport aux dômes et antériorité des dômes par rapport à la "Brèche inférieure"), il devenait impossible de connaître les relations chronologiques entre la "Brèche inférieure" et les formations acides (fig. 7).



Du fait de l'existence d'édifices anciens constituant des mûles rigides (dômes en galette) et de paléovallées creusées dans les nappes de ponces, la "Brèche inférieure" apparaît actuellement en contrebas des formations acides. Ceci entraîne des difficultés cartographiques d'autant plus délicates à résoudre, que les coupes dont nous disposons sont discontinues. La part de l'interprétation est donc importante.

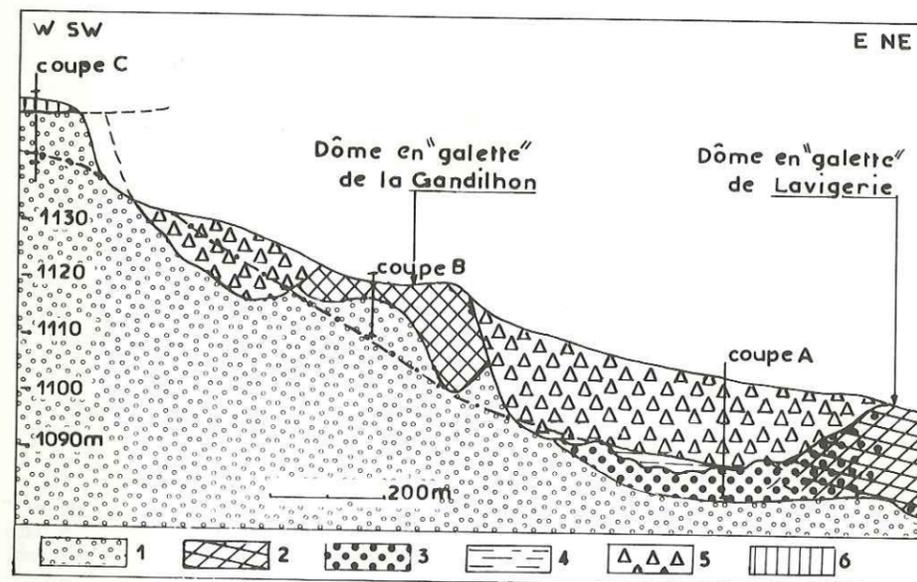


FIG. 8 COUPE INTERPRÉTATIVE DE LA VALLÉE DE L'IMPRADINE  
1. nappe de ponces . 2.3. dôme et brèches associées . 4. volcano sédimentaire . 5. Brèche inférieure . 6. coulée de latite à amphibole .

#### B) Région située entre Drils et Collanges

Les difficultés rencontrées dans la vallée de l'Impradine sont ici accrues à cause :

- de la présence d'un "horst" oligocène,
- de la diversité des faciès,
- du caractère très discontinu des affleurements.

#### 1) Stratigraphie des formations acides

##### a) Brèche rouge

Cette brèche a été décrite par Maurizot-Blanc (1974) dans la vallée de la Chevade. Dans la vallée de la Santoire entre Drils et Collanges, elle affleure dans quatre ruisseaux : celui de la Pradelle (alt. 1060 - 1070 m) sur le versant gauche, ceux de la Cheyrelle (alt. 1070 m), de Chaumeil (alt. 1070 - 1080 m) et de Carmantron (alt. 1060-1070 m) sur le versant droit.

C'est une brèche polygénique, chaotique et non classée, friable, à matrice argileuse de couleur brune à rougeâtre. Elle est constituée essentiellement de matériaux allogènes :

- éléments du socle (granite à deux micas) et des formations sédimentaires oligocènes (argilites vertes, marnocalcaires blancs, calcaires indurés, rognons de silex).
- éléments du volcanisme basaltique miocène : fragments de basalte altérés, scories rouges, cendres bleues riches en olivines entièrement transformées en hématite, cendres brunes ou rouges indurées. Ces dernières montrent par rapport au chimisme moyen d'un basalte un enrichissement important en Fe et Ti, et un appauvrissement très sensible en Ca ; K varie moins (les dosages ont été effectués par fluorescence X). Le sodium n'a pas été dosé.

cendres indurées		basalte miocène	
Fe total :	10 à 16%	Fe total :	8%
Ti :	2 à 3%	Ti :	1,5 à 1,8%
Ca :	0,2 à 4%	Ca :	7,5 à 8,5%
K :	1,4%	K :	0,6 à 1,6%

A titre de comparaison, des projections basaltiques rouge brique échantillonnées près du village de Bredons (cuvette de Murat) au pied de la butte 985, "point de sortie andésitique des formations bréchiqes supérieures" (Maurizot-Blanc, 1974), donnent les valeurs suivantes : Fe total 15%, Ti 2,5%, Ca 0,2%, K < 0,1%. Ces matériaux ont subi une intense altération pédogénétique sous climat hydrolysant, avec formation de minéraux argileux (principaux : Illite, Kaolinite ; accessoires : Montmorillonite ou interstratifiés ; éventuels : Halloysite) et d'hydroxydes (Goethite). Ces minéraux ont été déterminés par diffraction de rayons X sur des agrégats orientés. Chaque échantillon a subi un passage normal, un passage après traitement à l'éthylène-glycol et un passage après chauffage à 550° C.

- on trouve également dans la "Brèche rouge", des produits finement lités, diversement colorés dans les bruns, jaunes, orangés, représentant peut-être d'anciens dépôts volcanosédimentaires formés au cours des éruptions basaltiques miocènes. Comme le signale Maurizot-Blanc (1974), le litage de ces "argiles" "a été tordu et dessine de multiples charnières et microplissements" indiquant que celles-ci ont été bréchifiées dans un milieu gorgé d'eau leur assurant une très haute plasticité. Ceci peut se produire, soit au cours d'une éruption phréatomagmatique (diatrèmes de Bredons et du moulin de Champeix. Milési et Goër de Herve, à paraître), soit dans un lahar, ce qui serait plutôt le cas, comme nous le verrons, aux environs de Dienne.

Les éléments appartenant au volcanisme acide inférieur (ponces et fragments de latite porphyrique) sont présents, mais en très faible quantité. Ce sont eux que je considère comme représentant le magma néogène.

Nous reviendrons ultérieurement sur la position stratigraphique de la "Brèche rouge" et sur son intérêt volcanologique. On peut, d'ores et déjà, la considérer comme un bon horizon repère d'étendue régionale. Elle affleure dans plusieurs vallées :

- celle de la Chevade à Muraille-Haute (Maurizot-Blanc, 1974)
- celle de la Santoire entre Drils et Collanges
- celle de la Petite Rhue de Cheylade, sous le village de Codebos en rive droite
- celle de la Petite Rhue d'Eybes
- celle de l'Alagnon, au Martinet (Milési, 1976) et en divers points de la cuvette de Murat (Maurizot-Blanc, 1974)
- celle du Mars en amont du Falgoux (cascade d'Espinouze; Lambert, 1969).

Tous les cas décrits jusqu'à présent montrent la "Brèche inférieure" surmontant directement la "Brèche rouge", mais sans qu'on puisse lever l'indétermination relative à leur parenté génétique ou à leur totale indépendance l'une vis-à-vis de l'autre. Grâce aux observations effectuées dans la région de Dienne, on peut supposer qu'il existe entre les deux brèches, là où elles sont en superposition directe, une lacune correspondant à la majeure partie des formations acides inférieures.

#### b) Brèche latitique riche en éléments de socle

C'est une formation étendue qui présente différents faciès. Deux coupes en rive droite de la Santoire vont permettre de les décrire.

##### - Coupe de Laqueille Basse (x = 635,3 ; y = 316,5)

La route qui va de Laqueille Basse à Laqueille Haute traverse en premier lieu 20 mètres de brèches reposant en discordance sur les argiles oligocènes et montrant une succession de niveaux, variables tant en épaisseur qu'en granulométrie. Les séquences les plus fines, à faciès cinéritique, sont formés de petits lits cendreaux millimétriques de teinte beige ou crème. Des échantillons sont en cours d'étude palynologique (Brun, à paraître).

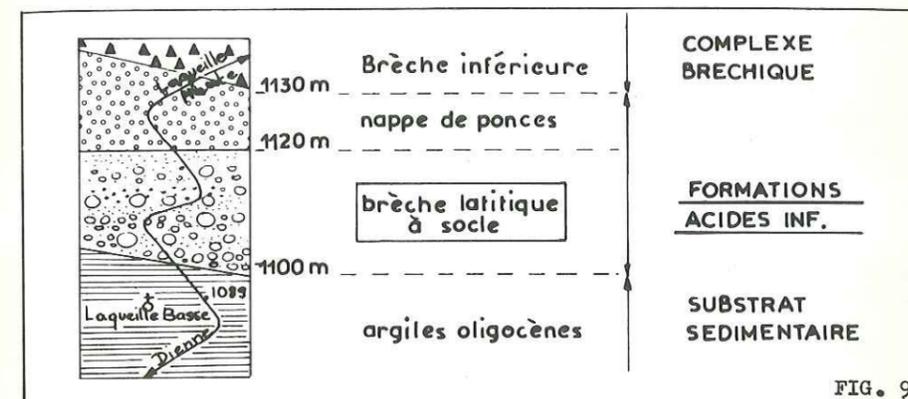


FIG. 9

La majeure partie de la coupe est composée de matériaux grossiers (granules et blocs), plus ou moins bien stratifiés. Les gros blocs de dimensions décimétriques ne désorganisent jamais la texture du dépôt. Certains niveaux sont entièrement chaotiques. Il est à remarquer que ces observations ne peuvent être effectuées que par temps sec : en effet, les affleurements visibles dans l'entaille du talus de la route sont masqués, les jours de pluie, par un enduit argileux provenant du lessivage des moraines qui recouvrent le versant d'un placage uniforme.

Toutes ces brèches, quelle que soit leur granulométrie, renferment un pourcentage important de xénolites de tailles variées (0,1 mm à 10 cm) tels que :

- des éléments de granite, ou plus rarement de gneiss, en minéraux isolés brisés ou déchiquetés (quartz à extinction roulante, feldspath potassique séricitisé, biotite parfois chloritisée, muscovite, sillimanite en gerbes flexueuses), en particules pluricristallines millimétriques à centimétriques, ou en blocs émoussés décimétriques ;
- des fragments de basaltes anciens à augites corrodées et olivines entièrement iddingsitisées ou transformées en chlorite jaune ;
- des agglomérats de cendres rouges d'origine basaltique ;
- des granules d'argilite verte très indurés, thermométamorphisés, renfermant de microscopiques grains de quartz.

A côté de ces xénolites on trouve en quantité égale des éléments blancs, généralement poncifiés, vitreux ou hémicristallins, à phénocristaux de biotite, augite et hornblende brune. La biotite et l'augite dominant largement (cf. partie Pétrographie de ce chapitre). Ces ponces sont arrondies ou subanguleuses, mais jamais aplaties.

Interprétation volcanologique : compte-tenu de la grande richesse en socle et de l'absence de figures d'impact, on peut imaginer un dépôt de déferlantes basales consécutives à une détente explosive très profonde. Le magma trachytique portant en lui-même sa propre explosivité (haute viscosité et teneur en gaz importante), le phréatomagmatisme n'est donc pas nécessaire pour expliquer la présence de déferlantes basales. Les niveaux les plus fins correspondent certainement à des retombées.

- Coupe du thalweg situé entre les ruisseaux de Carmantron (Collanges) et de Chaumeil (x = 638,1 ; y = 317,5)

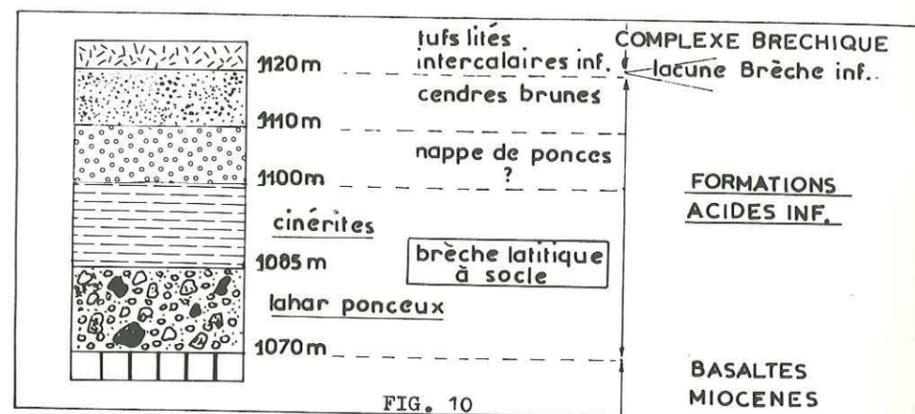


FIG. 10

Ici la brèche latitique à éléments de socle surmonte directement les basaltes miocènes. Deux faciès y sont bien distincts : une brèche chaotique et des cendres finement litées.

- la brèche chaotique renferme de gros blocs de granite et de basalte pouvant atteindre 1 m de long, ainsi que tous les autres éléments décrits dans les brèches litées de Laqueille Basse. La matrice est un mélange induré de cendres et de ponces, plus ou moins argilisé. Cette brèche possède donc les caractères d'un lahar : nous l'avons qualifiée de lahar ponceux à cause de sa richesse en ponces.
- les cendres litées contiennent parfois plus de 70% d'éléments appartenant au socle. Elles se caractérisent par une texture laminée, l'absence de toutes perturbations dues à l'action du vent, et la présence de pisolites ( $\varnothing$  1 à 2 cm) alignés horizontalement, les plus gros ne déformant pas le litage. Ils se sont donc déposés lentement, nécessairement dans une eau calme. Ces cendres sont des cinérites s.str., ou des laminites en terme de sédimentologie. Elles peuvent être très locales, l'essentiel du dépôt se faisant en milieu terrestre. L'étude palynologique en cours confirmera peut être la contemporanéité de ces cinérites et des passées à granulométrie fine des brèches litées de Laqueille Basse.

La position stratigraphique du lahar ponceux par rapport aux cinérites reste indéterminée. Leur contact à quelques mètres près n'est pas visible sur le terrain. Deux solutions sont donc possibles : superposition des deux ensembles ou bien emboîtement du lahar dans les cinérites. Dans le cas de la seconde hypothèse, on devrait trouver des paquets de cinérites varvées emballés dans le lahar, ce qui n'est pas le cas ; jusqu'à preuve du contraire, il est donc raisonnable de penser que les cinérites sont postérieures au lahar. Quoi qu'il en soit, ceci n'a pas une très grande importance puisque l'une et l'autre de ces formations appartiennent au même ensemble stratigraphique (brèche latitique à éléments de socle).

c) Rapports chronologiques entre "Brèche rouge" et brèche latitique à éléments de socle

La coexistence de ces deux brèches n'ayant jamais pu être observée, seules des considérations d'ordre pétrographique sont susceptibles de résoudre le problème de leur position stratigraphique :

- la "Brèche rouge" est constituée presque exclusivement d'éléments appartenant au socle cristallin, aux terrains sédimentaires oligocènes et aux formations basaltiques miocènes. La proportion d'éléments acides est faible.
- la brèche latitique à éléments de socle possède par contre une quantité très importante de ponces (60% en moyenne du volume de la roche).

Tout semble donc indiquer que la "Brèche rouge" est antérieure à la plus grande partie des formations acides. Sa mise en place a pu s'effectuer sous forme de lahar, hypothèse d'autant plus satisfaisante que les matériaux constitutifs sont essentiellement argileux et encore peu indurés. La formation de ces lahars se serait faite aux dépens des produits de débouchage projetés au cours des violentes explosions annonçant les éruptions volcaniques acides. Etant donné la rareté des affleurements, il est exclu de trouver l'équivalent latéral "autochtone" de la "Brèche rouge" et encore moins l'appareil dont il serait issu.

Les éruptions acides qui suivent la phase de débouchage conservent un caractère très explosif. On trouve en effet dans les dépôts de déferlantes basales et les retombées qui leur sont associées une forte proportion de xénolites auxquels s'ajoutent des ponces latitiques représentant le magma néogène. La richesse en gaz de celui-ci est responsable de l'explosion.

L'étude des deux coupes aboutit aux conclusions suivantes :

- l'épaisseur des niveaux cendreux augmente d'amont en aval, depuis Laqueille jusqu'à Collanges.
- des lahars ponceux formés aux dépens des brèches litées de la région de Laqueille apparaissent près de Collanges.

A cette époque, la région de Laqueille devait être une zone haute (horst oligocène) proche des centres d'émission. Les lahars qui en sont issus vont s'étaler beaucoup plus à l'aval, alors que les cendres les plus fines, étalées en panache dans l'atmosphère, continuent à se déposer. Les perturbations météorologiques liées aux phénomènes électrostatiques provoqués par l'éruption, ainsi que la condensation de la vapeur d'eau du panache éruptif, peuvent contribuer dans une certaine mesure à faire apparaître de petites dépressions lacustres comblées peu à peu par des cendres.

L'idée d'homologuer toutes les "Brèches rouges" en un seul horizon stratigraphique ne peut être pour le moment qu'une hypothèse de travail, mais non une certitude établie. Toutefois, l'absence d'éléments trachyandésitiques appartenant au complexe bréchiqne et la pauvreté relative des roches acides (cendres et ponces latitiques) laissent supposer que la "Brèche rouge" se place généralement à l'intérieur des formations acides inférieures et de préférence au début.

Des lahars en relation avec le complexe bréchiqne pourraient au passage, ramasser des argiles rouges basaltiques et se transformer en

"Brèche rouge" ne serait-ce que localement. Mais des lahars au sein du complexe bréchique sont très exceptionnels dans le centre du Cantal, et les éléments basaltiques qu'ils pourraient contenir, presque inexistant. Quoi qu'il en soit, la présence de quelques éléments basaltiques rouges noyés au sein d'une brèche essentiellement trachyandésitique ne justifie pas l'appellation de "Brèche rouge"

#### Récapitulation

##### 1) Phase de débouchage violemment explosive

Brèche de débouchage (inconnue à l'affleurement)

Lahar : "Brèche rouge"

##### 2) Début des éruptions acides

Brèches litées + passées de cendres fines  
(Laqueille Haute)

Lahar ponces + épais niveaux de cendres  
(localement cinérites)  
(Collanges)

Brèche  
latitique  
à  
éléments  
de socle

##### d) Tuf chaotique latitique à ponces ("nappe de ponces")

Cette formation est associée dans la plupart des cas à la brèche latitique à éléments de socle. Comme celle-ci, elle s'étend de Drils à Collanges. Son épaisseur apparente ne dépasse jamais 30 m. Elle affleure successivement :

- dans le ruisseau de Laqueille Haute (1095 m)
- sur la route de Laqueille Basse à Laqueille Haute (1120 à 1130 m)
- dans le ruisseau du point coté 1125 m sur la N680 allant de Dienne au cd d'Entremont (1090 à 1120 m)
- dans le thalweg situé entre les ruisseaux de Carmantron et de Chau-meil (1100 à 1110 m)
- dans le ruisseau de Carmantron (fig. p. suivante).

Les altitudes relevées laissent supposer que la région de Collanges était moins élevée que celle de Laqueille. Ceci confirmerait l'hypothèse émise précédemment, dans la mesure où il n'y a pas eu de rejeux tectoniques après cet épisode, ce qui n'est pas établi.

Ce tuf latitique possède tous les caractères des nappes de ponces mises en place par des écoulements pyroclastiques (pumice flow). Contrairement à celle de l'Impradine, elle ne paraît pas zonée. C'est une roche très claire, gris blanc ou gris légèrement violacé, peu cohérente et très souvent argilisée (route de Laqueille Basse à Laqueille

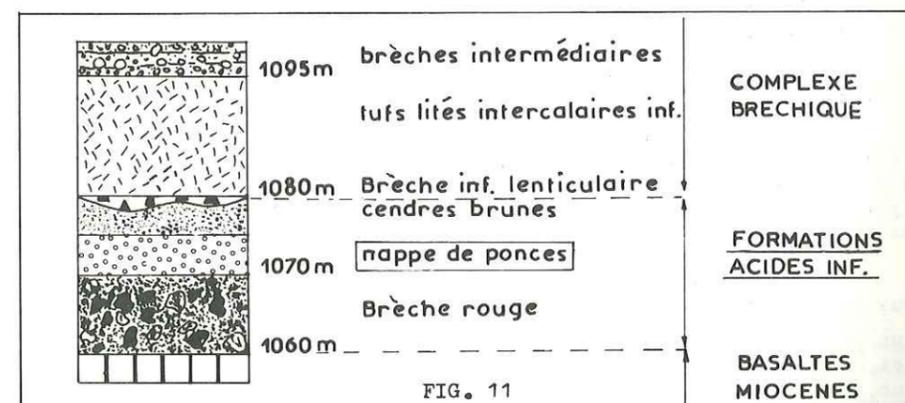
Haute, ruisseaux de Laqueille Haute et de Carmantron). Elle renferme trois types d'éléments :

- des ponces blanches centimétriques (jusqu'à 3 ou 4 cm) subarrondies, très rarement aplaties ("flames ponces" du ruisseau de Laqueille Haute). L'aplatissement semble dans certains cas coïncider avec l'argilisation de la roche. Il peut s'effectuer parallèlement à de petites diaclases (ruisseau de Carmantron) ;
  - de nombreux fragments anguleux gris bleuté de latite. Leur taille va de quelques millimètres à plusieurs centimètres ;
  - des fragments d'obsidienne, noirs, en moins grand nombre.
- Les fragments de socle ne sont visibles qu'au microscope. Ils sont généralement peu nombreux. Il s'agit toujours de granite.

Dans le ruisseau du point coté 1125 m, la nappe de ponces se termine vers le haut par quelques niveaux décimétriques bien stratifiés de cendres et de ponces. L'un de ces niveaux est assez énigmatique car les ponces qui le composent peuvent atteindre 10 cm de longueur pour une épaisseur qui n'excède pas quelques millimètres. Cela fait un aplatissement énorme que l'on n'observe guère que dans les ignimbrites rubanées (Milési, 1976).

Des panneaux ont pu se détacher du toit de la nappe et glisser en contrebas. C'est vraisemblablement l'explication qui convient à l'affleurement situé à 1085 m en rive droite du même ruisseau et dont le litage est quasi vertical. Cet affleurement est visible de la N680, à moitié caché sous la végétation. Il présente un double intérêt :

- celui de montrer le passage progressif de la nappe de ponces (pumice flow) aux retombées aériennes bien stratifiées (ash and pumice fall). Les niveaux de cendres et de ponces sont décalés par une multitude de petites diaclases et certaines ponces atteignent 10 cm ;
- d'autre part, de laisser supposer l'existence d'une pente sur laquelle des panneaux ont pu glisser, pente qui correspondrait à l'un des flancs d'une paléovallée miocène réempruntée ultérieurement par la "Brèche inférieure". Le glissement pourrait être beaucoup plus récent, tardiglaciaire par exemple. Ceci n'est pas exclu. Mais je ne pense pas qu'il soit lié à un phénomène tectonique.



e) Rapports chronologiques entre brèche latitique à éléments de socle et tuf latitique à ponces

Ici la superposition est observable (route de Laqueille Basse à Laqueille Haute, thalweg situé entre les ruisseaux de Carmantron et de Chaumeil). L'existence de brèches d'explosion précédant une coulée de ponces est très courante. La première détente gazeuse s'effectue brutalement et en profondeur, ouvrant le conduit (d'où la richesse en éléments de socle). Le pyromagma monte ensuite plus facilement vers la surface et les gaz inclus se détendent de façon progressive.

Cette chronologie n'est valable que s'il s'agit de deux phases de la même éruption. Or, en fait, il se peut que la brèche à éléments de socle et la coulée de ponces ne soient pas issues du même centre éruptif. Cette distinction n'étant pas établie, il vaut mieux opter pour l'explication la plus simple.

f) Cendres brunes à éléments de socle

En deux endroits, on note la reprise d'une activité explosive postérieurement à la mise en place de la nappe de ponces

- dans le thalweg situé entre les ruisseaux de Carmantron et de Chaumeil
- dans le ruisseau de Carmantron.

L'épaisseur apparente de cette formation ne dépasse pas 3 à 4 m (ruisseau de Carmantron). Elle n'est ni stratifiée, ni litée, mais composée d'une juxtaposition de panneaux demi-métriques et de blocs anguleux décimétriques à millimétriques, constitués de cendres brunes ou beiges, tantôt fines, tantôt grossières. Cet agencement confère à la formation une texture chaotique, caractère encore accentué par la présence de nombreuses petites diaclases. Microscopiquement, ces cendres sont de même nature que la brèche latitique à éléments de socle.

Il existe, à mon sens, une relation de cause à effet entre la charge exercée par la "Brèche inférieure" lors de sa mise en place et l'aspect chaotique de ces cendres. Celles-ci devaient être suffisamment indurées pour se bréchifier. Le litage des tufs (tufs lités intercalaires inférieurs), qui reposent sur les cendres brunes par l'intermédiaire d'une "Brèche inférieure" très lenticulaire (p. 40), n'est absolument pas perturbé.

g) Conclusion

Les termes qui viennent d'être décrits ("Brèche rouge", brèche latitique à éléments de socle, tuf latitique à ponces, cendres brunes) sont suffisamment caractéristiques pour servir de base à une stratigraphie synthétique valable dans la région située entre Drils et Collanges.

L'interprétation dynamique que je propose peut se résumer à deux cycles éruptifs :

- un premier débutant par une phase de débouchage violemment explosive et se terminant par une coulée de ponces ;
- un second réduit à une phase explosive (cendres brunes à socle).

Mais, étant donné la discontinuité des affleurements, la provenance possible des produits de différents centres éruptifs et la faible épaisseur des formations acides due à l'excentricité de la région étudiée, cette interprétation est donc une possibilité, la plus simple sinon la plus cohérente, parmi beaucoup d'autres.

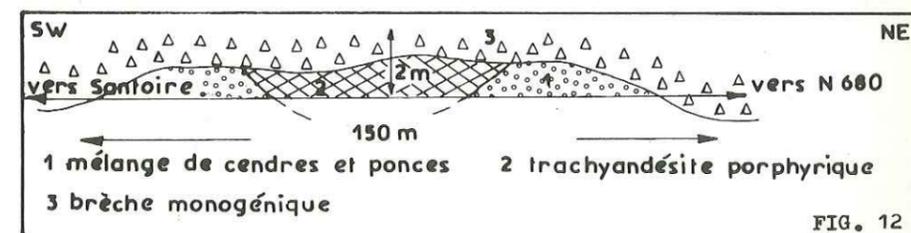
2) Commentaire du schéma volcanologique de la région située entre Drils et Collanges

a) Position stratigraphique de la "Brèche inférieure"

La "Brèche inférieure" recouvre les formations acides en trois endroits. Vu les dimensions réduites de ces affleurements, leur interprétation peut être sujette à discussion ; il est donc nécessaire de les décrire avec précision.

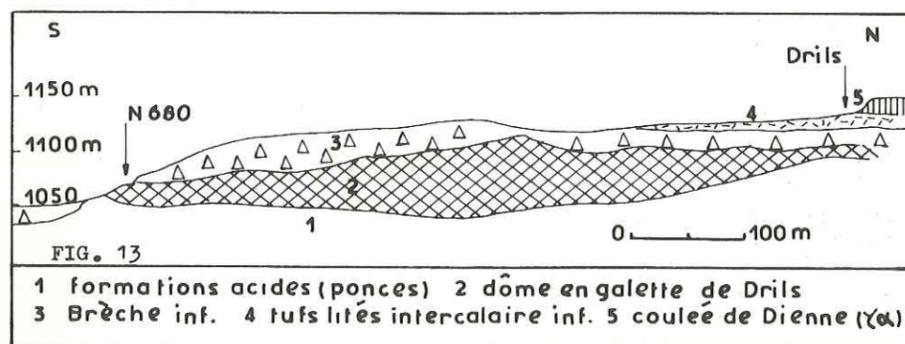
Entre Drils et la Buge, un petit chemin part du point coté 1084 sur la N680 et descend vers la Santoire. La coupe visible dans l'entaille du talus du chemin présente, sur 1 à 2 mètres d'épaisseur, trois formations bien distinctes et étroitement associées :

- une roche très compacte, diaclasée, gris verdâtre, à texture porphyrique, dont la composition pétrographique est celle d'un trachyandésite mésocrate à clinopyroxène et hornblende brune. Les plagioclases sont profondément altérés en calcite et minéraux argileux non déterminés ;
- cette masse lavique est entourée d'une brèche très polygénique constituée de cendres jaunâtres très argilées à biotites, de ponces blanches, de fragments de trachyandésite porphyrique, de blocs de socle (granite, micaschiste), de basaltes anciens et d'argilites rouges. Par endroits, les cendres sont stratifiées. Microscopiquement, elles sont identiques à la brèche à éléments de socle.
- le tout est surmonté par une brèche chaotique, très indurée, monogénique, à blocs vésiculés de trachyandésite mésocrate à clinopyroxène.



La signification de ces niveaux pourrait être la suivante. Les formations acides (brèche latitique à éléments de socle et peut-être nappe de ponces) sont ravinées par une coulée de trachyandésite mésocrate qui perturbe leur stratification. La "Brèche inférieure" recouvre le tout et son contact avec les formations sous-jacentes est net. Il ne

s'agit donc pas d'une semelle laharique en relation avec la "Brèche inférieure". La coulée de trachyandésite est sans doute une coulée courte et épaisse, qu'il faut rapprocher des "dômes en galette" décrits dans l'Impradine. Elle s'étend jusqu'au village de Drils où elle affleure en flots dispersés, au sein de la "Brèche inférieure" (dans le ruisseau du Limon, près de la croix, sous le transformateur de Drils). Dans le ruisseau du Limon, près du point coté 1066 m, la coulée ou le "dôme en galette" passe à une brèche identique à celle de l'Impradine (coupe A, p. 24). La composition du "dôme" de Drils est beaucoup plus proche des laves du complexe bréchi que les autres dômes des formations acides inférieures (cf. partie Pétrographie de ce chapitre).

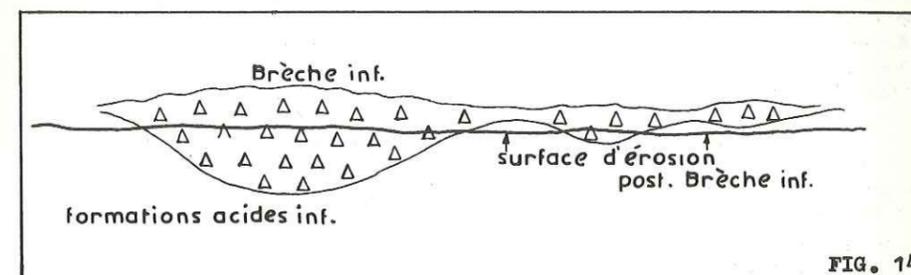


Au-dessus du village de Laqueille Basse, le sommet des formations acides est raviné par une brèche composée de blocs sombres scoriacés (trachyandésite mésocrate à clinopyroxène et microcristaux d'olivine) mélangés à quelques éléments plus clairs (ponces miocènes ?). Le contact entre les deux formations est très redressé. La brèche n'affleure que sur 2 mètres. Elle est cachée par les éboulis qui proviennent du démantèlement de la coulée de latite à amphibole de Laqueille Haute (p. 87). Il s'agit certainement de la "Brèche inférieure". On la retrouve dans le ruisseau de Laqueille Haute, pentée de 30° vers le NW et discordante sur la nappe de ponces.

Dans le ruisseau de Carmantron (Collanges), à 1080 m d'altitude, un niveau bréchi ne dépassant pas quelques décimètres d'épaisseur s'intercale entre les cendres brunes et les tufs lités intercalaires inférieurs (p. 72). Il s'agit de la "Brèche inférieure" remplissant de petits chenaux et que l'érosion a ultérieurement amincie.

En dehors des trois cas que je viens de décrire, le contact entre la "Brèche inférieure" et les formations acides n'est jamais visible dans ce secteur. De plus, pour des raisons paléomorphologiques déjà énoncées à propos de l'Impradine, la "Brèche inférieure" apparaît le plus souvent en contrebas des formations acides. Le ruisseau de Carmantron nous en donne un bon exemple. Il existe près de la route D23, à une cinquantaine de mètres du ruisseau, en rive droite ( $x = 638,7$ ;  $y = 318,3$ ;  $z = 1060$  m), un affleurement isolé difficile à interpréter. Il s'agit, à première vue, d'un pan de rocher éboulé de la petite falaise

constituée par les brèches intermédiaires stratifiées (p. 133). Or, d'une part la stratification est absente, d'autre part cet affleurement possède un diaclasage oblique, penté d'une quarantaine de degrés vers le NW et comparable à celui que l'on observe fréquemment en bordure des coulées canalisées. Je pense donc qu'il s'agit d'un témoin de "Brèche inférieure" en position basse, se rattachant au niveau bréchi lenticulaire intercalé entre les cendres brunes et les tufs lités intercalaires inférieurs (coupe p. 37). En conclusion, la "Brèche inférieure" est conservée dans le fond des paléovallées, alors qu'elle ne subsiste que très exceptionnellement dans les parties hautes sur lesquelles elle débordait en langues peu épaisses, remplissant de petites dépressions marginales.



#### b) Utilisation des mesures géophysiques

Une première campagne de mesures géophysiques a été menée en septembre 1974 par Aubert et Dupis dans la vallée de la Santoire. Le but de l'opération est de préciser la forme et la profondeur de la "fosse volcanotectonique" cantalienne, dont l'existence a été mise en évidence par le B.R.G.M. et Vatin-Pérignon (1966) mais qui reste très mal connue. Deux méthodes ont été mises en oeuvre conjointement : sondages électriques en courant continu et sondages magnétotelluriques. Trois stations ont été établies : Diene 1, 2 et 3 (cf. carte annexe). Ces sondages peuvent être réinterprétés à la lumière des nouvelles données géologiques de surface que j'apporte sur la vallée de la Santoire.

##### Diene 1

Le premier terrain rencontré ( $\rho_1 = 90 \Omega m$ ) n'est sans doute pas de nature morainique. Il s'agit plutôt de la "Brèche inférieure" dont la constitution chaotique explique les "à coups de prise" très importants à chaque changement du dispositif MN. D'ailleurs, d'une façon générale, les moraines sont quasiment absentes en fond de vallée, à l'amont de Collanges. 90  $\Omega m$  peut sembler une valeur assez basse, mais il suffit que la "Brèche inférieure" contienne de l'eau (ce qui n'a rien d'étonnant en fond de vallée) pour que sa résistivité soit faible.

Compte-tenu de l'importance présumée des formations acides dans la vallée de la Santoire, il ne fait aucun doute que le second terrain rencontré puisse être une nappe de ponces associée ou non à des projections ( $\rho_2 = 20 \Omega m$ ), la très basse valeur de la résistivité étant liée à une argilisation très importante de ces pyroclastites acides.

### Dienne 2

Le premier terrain rencontré ( $\rho_1 = 200 \Omega \text{ m}$ ) est sans doute la coulée latérale du "dôme en galette" de Drils reposant sur les formations acides. La roche étant très compacte, sa résistivité est supérieure à celle de la "Brèche inférieure".

Au niveau de Dienne 2, la vallée s'élargit considérablement (largeur maximum 800 m). Elle est rapidement inondable pendant les périodes de fortes pluies et son fond est rigoureusement plan. Il est formé de matériaux fins homogènes (sables gris d'origine fluvioglaciaire) que le sondage ne semble pas recouper.

L'interprétation de ces sondages fait apparaître entre Dienne 1 et Dienne 2 une différence de cote de 400 m qui pourrait correspondre, compte-tenu de la faible distance entre ces deux stations (2,2 km) et de l'effet intégrateur du sondage, à un accident subvertical du socle (Aubert et Dupis, 1974). La présence de formations sédimentaires à 1100 m d'altitude au niveau de Laqueille Basse semble confirmer l'existence de cet accident.

A mon avis, la présence de l'oligocène dans la région de Dienne est importante sur le plan morphologique et volcanologique. Ces deux aspects sont étroitement liés tout au long de l'histoire géologique de la région (fig. 18 & 19).

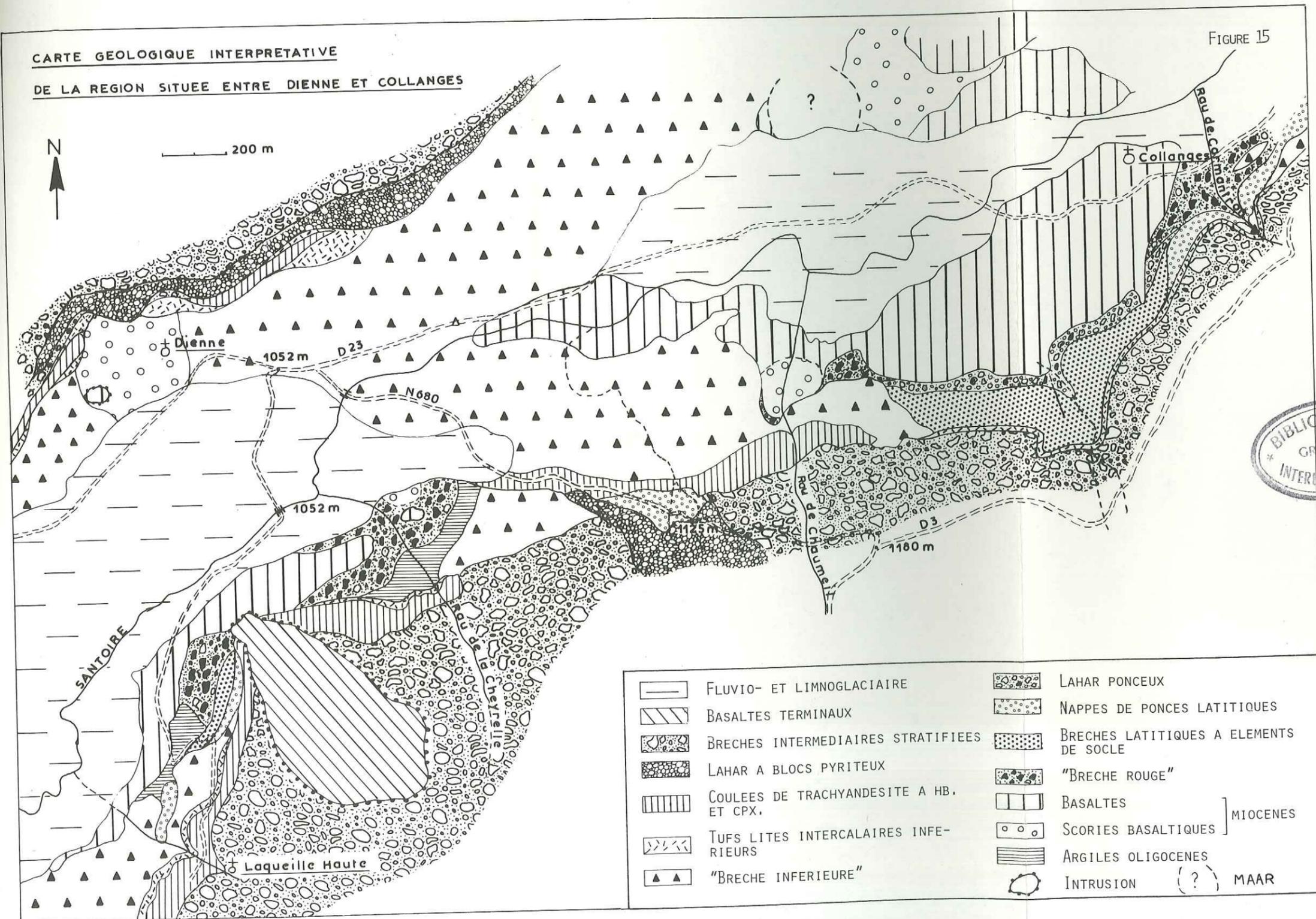
- Je pense qu'il existait entre Dienne et Drils, en partie à l'emplacement actuel de la vallée, un mêle de terrains oligocènes à ossature de calcaires.
- Contre ce relief viennent buter les premières coulées de ponces (formations acides inférieures). Elles le contournent vers le Nord et vers le Sud, là où sans doute existaient des dépressions déjà empruntées par les premières coulées basaltiques (coulée de Collanges). Aussi peut-on prévoir pour les formations acides une épaisseur très réduite au niveau de Dienne 2 ; à la limite leur absence totale semblerait tout à fait normale. A l'aval de Dienne, les formations acides (épaisseur maximale apparente 50 m) s'accumulent derrière les édifices basaltiques.
- La "Brèche inférieure" fait face aux mêmes obstacles (étrave de terrains oligocènes et volcans basaltiques). Elle est de plus canalisée dans de profondes dépressions creusées dans les formations acides.
- Plus tard, les glaciers surcreusent à l'emplacement des argiles oligocènes. La "Brèche inférieure", beaucoup plus dure, formant à l'aval un gros bourrelet, fait office de verrou derrière lequel s'établit un lac de barrage. Il est comblé peu à peu par des sables limno-glaciaires. C'est ainsi que j'explique l'existence à l'amont de Dienne d'une large vallée à fond plat.

### Dienne 3

Même remarque que pour Dienne 1 : les 50 premiers mètres sont représentés par la "Brèche inférieure" et non pas par des terrains morainiques. Il est possible que des scories basaltiques argilisées, de même résistivité que les argiles oligocènes, existent sous la "Brèche inférieure". La présence de formations acides n'est pas à exclure totalement mais elle nécessiterait un emboîtement important de ces formations dans les basaltes, ce qui paraît peu probable.

CARTE GEOLOGIQUE INTERPRETATIVE  
DE LA REGION SITUEE ENTRE DIENNE ET COLLANGES

FIGURE 15



BIBLIOTHEQUE  
\* GRENOBLE  
\* INTERUNIVERSITAIRE

	FLUVIO- ET LIMNOGLACIAIRE		LAHAR PONCEUX
	BASALTES TERMINAUX		NAPPES DE PONCES LATITIQUES
	BRECHES INTERMEDIAIRES STRATIFIEES		BRECHES LATITIQUES A ELEMENTS DE SOCLE
	LAHAR A BLOCS PYRITEUX		"BRECHE ROUGE"
	COULEES DE TRACHYANDESITE A HB. ET CPX.		BASALTES
	TUFS LITES INTERCALAIRES INFERIEURS		SCORIES BASALTQUES
	"BRECHE INFERIEURE"		ARGILES OLIGOCENES
			INTRUSION
			MAAR

MIOCENES

En conclusion, l'emboîtement des formations les unes dans les autres rend très difficile l'interprétation des sondages géophysiques en terrains volcaniques. De plus, les résistivités obtenues pour certaines formations ne sont pas discriminantes, et ceci pour deux raisons :

- le premier terrain en fond de vallée est toujours imprégné d'eau. Plus que sa nature, c'est finalement sa teneur en eau que l'on mesure, qui dépend du degré de fissuration de la roche ;
- les argiles ont toujours des résistivités comparables, qu'elles soient oligocènes ou d'altération de pyroclastites.

Il faut donc nécessairement appuyer l'interprétation des sondages sur des données géologiques de surface.

Dans le cas de la Santoire, les données géologiques nouvelles permettent de préciser, au niveau de Dienne (fig. 22), la nature de la formation à 35-90 $\Omega$ m: "Brèche inférieure", la nature de la formation à 200 $\Omega$ m: coulée latérale du "dôme en galette" de Drils, et l'existence probable de scories basaltiques argilisées (15 $\Omega$ m) confondues avec l'oligocène de même résistivité.

coul  
tion  
rieu

geur  
des  
de m  
que

et D  
comp  
de l  
(Aub  
1100  
tenc

est  
aspe  
la r

- Je  
ce  
re

- Co  
ma  
ve

té  
Au  
ré

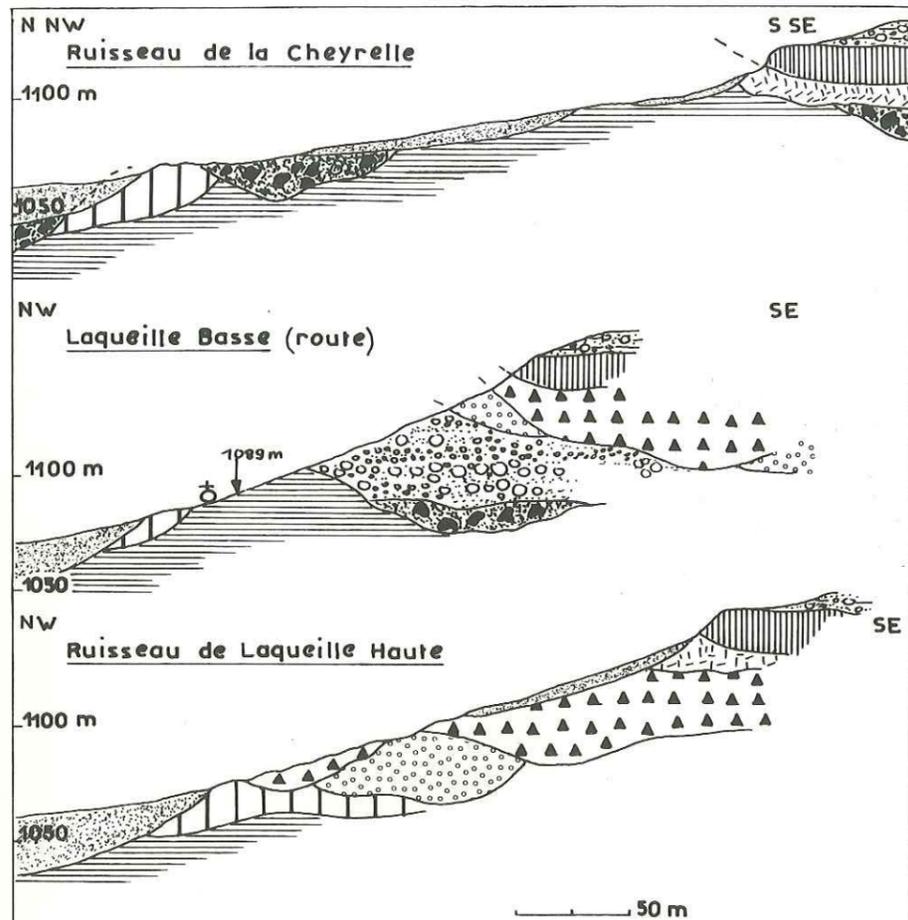
bl  
de  
éd

- La  
ra  
da

- Pl  
go  
va

bl  
gl  
ne

prés  
rain  
même  
infé  
tale  
mati



COUPES INTERPRETATIVES DU VERSANT DROIT DE LA SANTOIRE

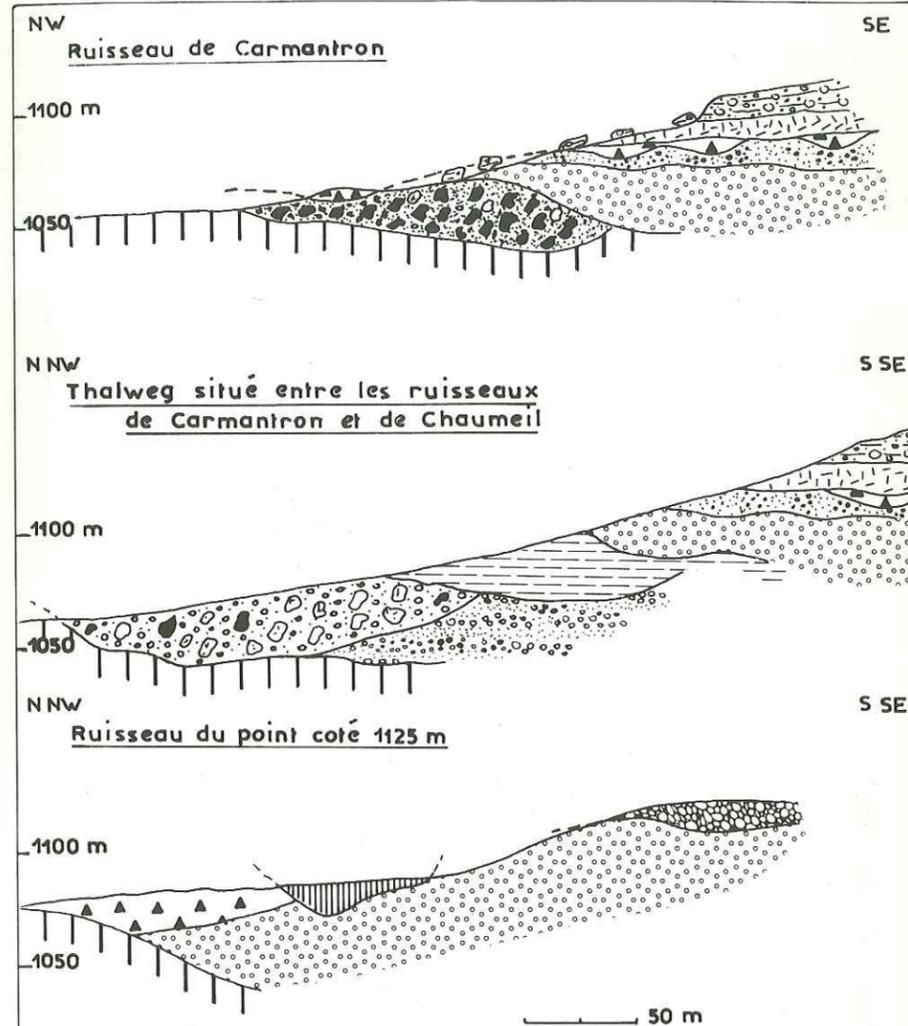
légende commune aux fig. 16 & 17

- |  |   |  |   |  |    |  |    |  |    |  |    |  |    |
|--|---|--|---|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|
|  | 1 |  | 2 |  | 3  |  | 4  |  | 5  |  | 6  |  | 7  |
|  | 8 |  | 9 |  | 10 |  | 11 |  | 12 |  | 13 |  | 14 |

- 1 terrains sédimentaires oligocènes
- 2 basaltes miocènes
- 3 Brèche rouge
- 4 brèche litée à socle
- 5 lahar ponceux
- 6 cinérites
- 7 nappe de ponces

FORMATIONS ACIDES INF.

FIG. 16



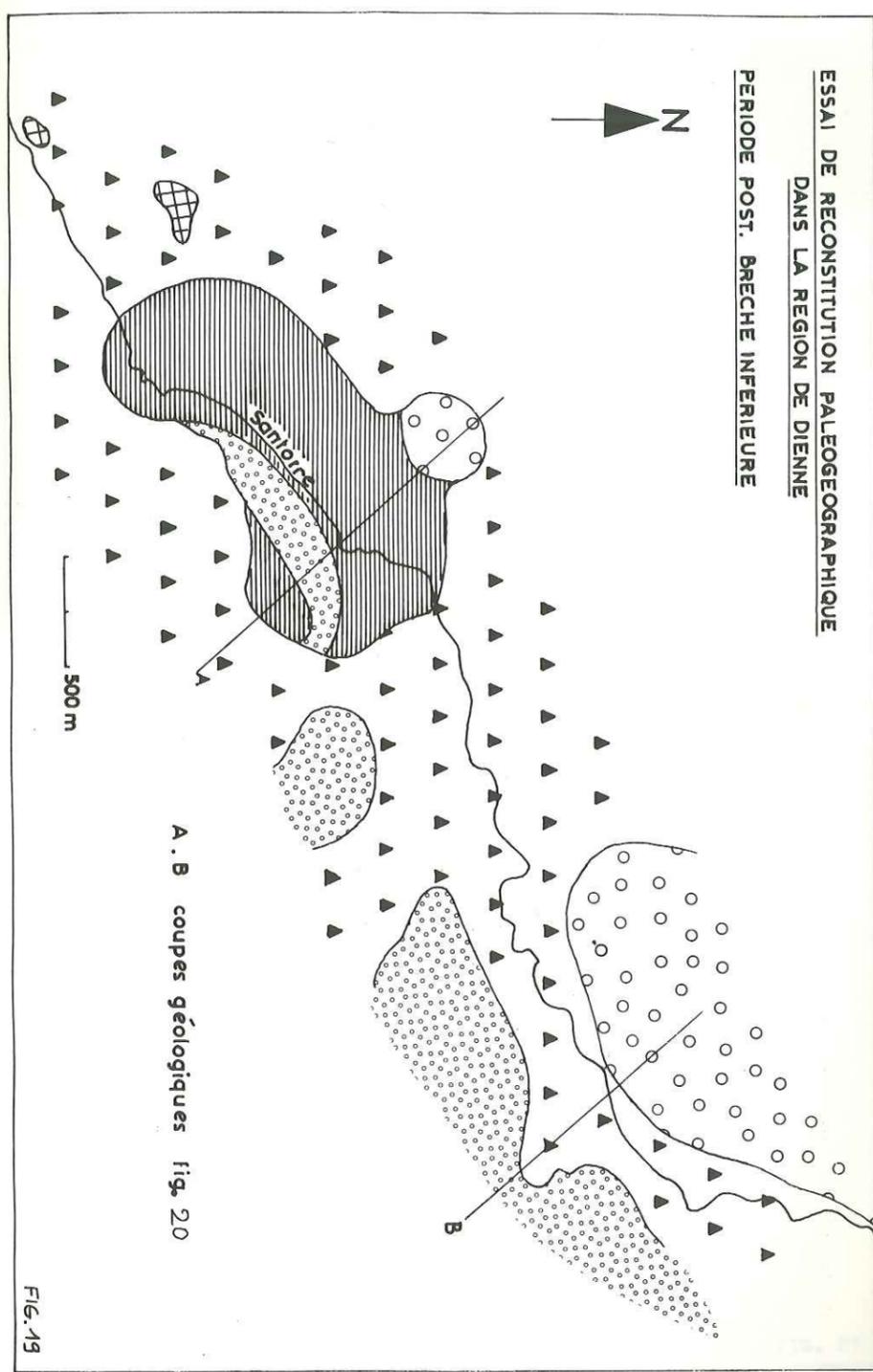
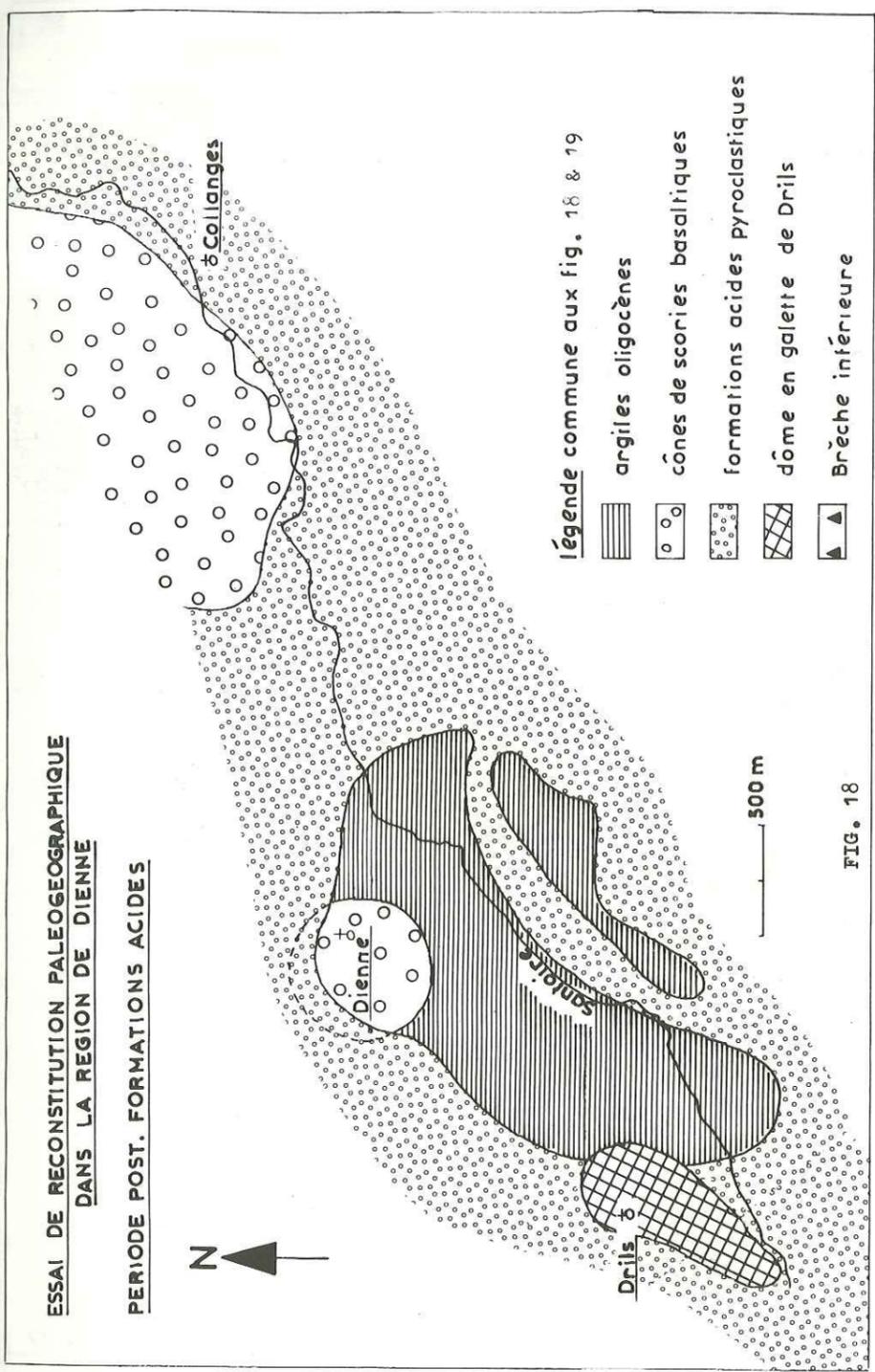
COUPES INTERPRETATIVES DU VERSANT DROIT DE LA SANTOIRE

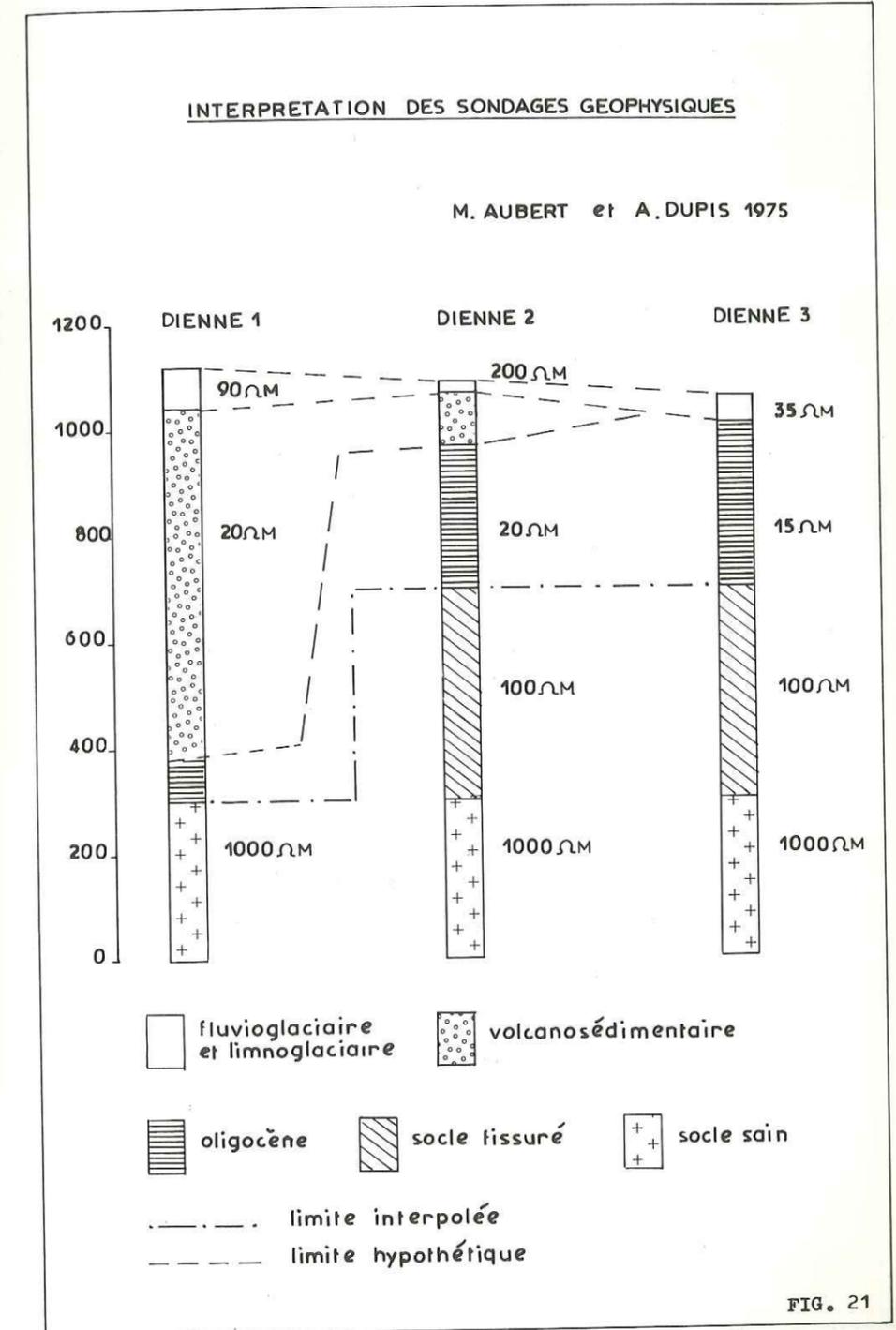
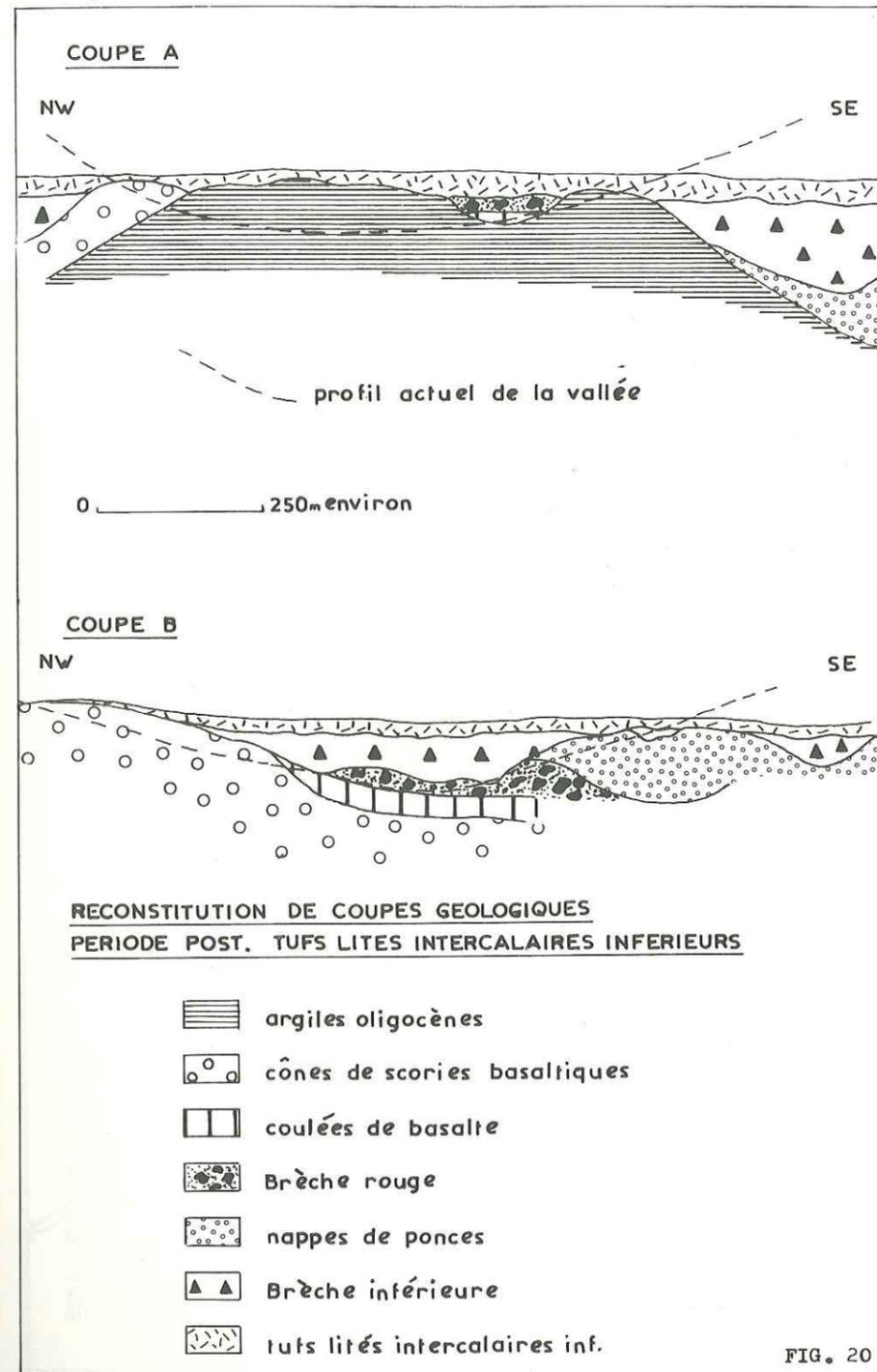
- 8 cendres jaunes
- 9 Brèche inf.
- 10 tufs lités intercalaires inf.
- 11 lahar à blocs de latite pyriteux
- 12 coulée de trachyandésite
- 13 brèches intermédiaires stratifiées
- 14 terrains de couverture

FORMATIONS ACIDE INF.

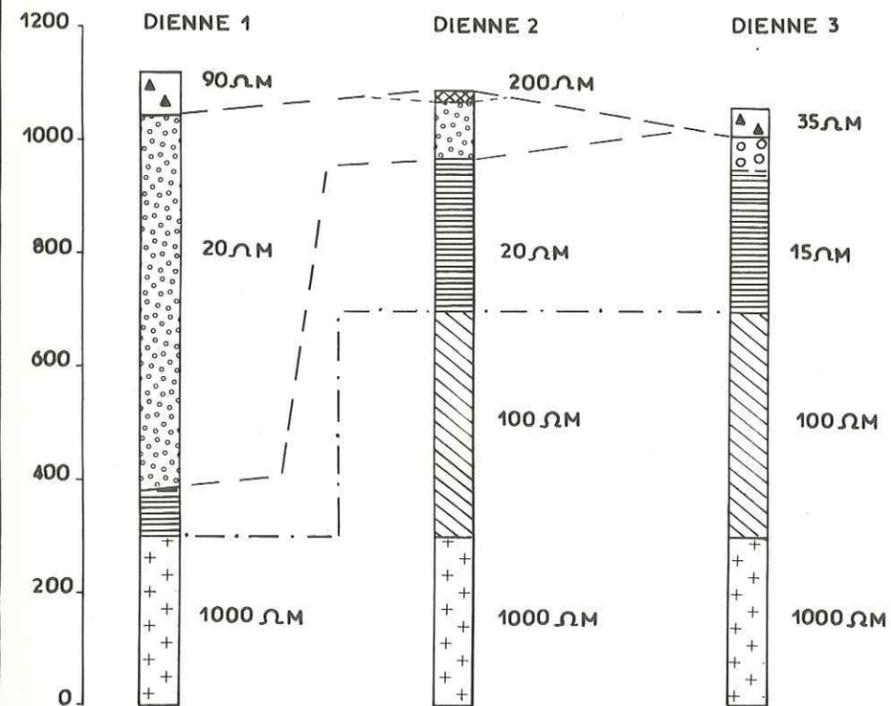
COMPLEXE BRECHIQUE

FIG. 17





## REINTERPRETATION DES SONDAGES GEOPHYSIQUES



voir légende fig 21

dôme en galette de Drils
 Brèche inférieure

localisation des sondages voir carte en Annexe

FIG. 22

## C) Les deux Petites Rhues

## 1) Petite Rhue (ou Rhue de Cheylade)

Les formations acides inférieures n'existent qu'en quatre endroits. Pour ces affleurements très ponctuels, ne dépassant pas quelques m<sup>2</sup>, je donnerai simplement les coordonnées et les différents faciès observés.

$x = 628,7$  ;  $y = 315,4$  ;  $z = 1140$  m. Hameau de la Maurinie (le Granjou) : mélange de cendres, ponces et blocs à la semelle de la "Brèche inférieure".

$x = 628,9$  ;  $y = 316,5$  ;  $z = 1060$  m. Rive gauche du ruisseau de la Blatte : formation lavique de latite porphyrique recouverte par la "Brèche inférieure".

$x = 629,1$  ;  $y = 317$  ;  $z = 1040$  m. Sous la Grange Neuve, en bordure de la petite route : cendres jaunes à éléments de socle (granite, mica-schiste) recouvrant des argiles bleues et des basaltes anciens. Ces argiles proviennent certainement de l'altération de cendres basaltiques. Une brèche trachyandésitique à blocs vésiculés ("Brèche inférieure" ?) s'appuie contre ces formations. Si l'affleurement de brèche est en place, les cendres seraient alors ravinées par la "Brèche inférieure".

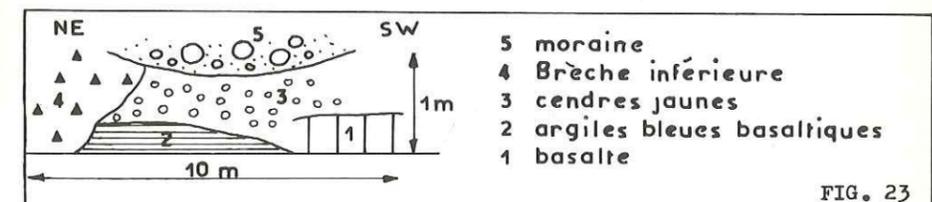


FIG. 23

$x = 629,9$  ;  $y = 318,1$  ;  $z = 1100$  m. Ruisseau du Fraisie : formation lavique de latite porphyrique ; cendres et ponces très argilisées, apparemment non stratifiées. Entre ces formations les relations n'ont pas pu être déterminées. On trouve dans le ruisseau, de part et d'autre de ces formations acides, une brèche chaotique à matrice jaune ("Brèche inférieure" ?)

Conclusion

Ces quelques indices attestent l'existence des formations acides dans toute la haute vallée de la Petite Rhue.

## 2) Petite Rhue d'Eybes

a) Brèche rouge

Elle existe :

• au fond de la Petite Rhue d'Eybes, à l'amont du hameau d'Eybes ( $x = 627,8$  ;  $y = 318$  ;  $z = 1010$  m)

- sur le versant gauche de la Petite Rhue d'Eybes, dans les ruisseaux de la Taxisse ( $x = 627,7$  ;  $y = 318,8$  ;  $z = 1020$  m) et de la Buge ( $x = 627,8$  ;  $y = 319,5$  ;  $z = 1040$  m)
- sur le versant droit de la Petite Rhue d'Eybes, au hameau de Fouilloux ( $x = 627,8$  ;  $y = 318$  ;  $z = 1010$  m).

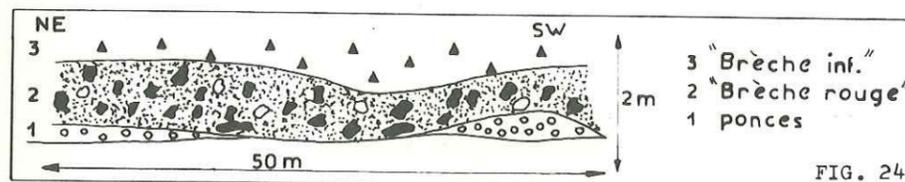
Les caractères de la "Brèche rouge" sont identiques à ceux décrits dans la vallée de la Santoire.

#### b) Coulée de ponces

Pour quelques affleurements isolés, l'existence d'une coulée de ponces faisant partie des formations acides inférieures semble certaine, le contact avec la "Brèche inférieure" étant bien visible.

Ces affleurements se situent :

- dans le ruisseau de Chavaroché ( $x = 628$  ;  $y = 320,1$  ;  $z = 1010$  m) sur le versant gauche de la Petite Rhue d'Eybes, à la limite nord de la feuille Murat ;
- dans la Petite Rhue d'Eybes, à l'amont du hameau d'Eybes ( $x = 627,8$  ;  $y = 318$  ;  $z = 1010$  m). Ici la "Brèche rouge" s'intercale topographiquement entre la "Brèche inférieure" et une coulée de ponces.



La pente du versant étant presque verticale (nous nous trouvons dans l'étroite gorge empruntée par la Petite Rhue d'Eybes), la "Brèche rouge" est donc très certainement postérieure à la coulée de ponces. La solution contraire serait de voir la coulée de ponces canalisée dans la "Brèche rouge", ce qui me paraît moins probable. Ce que nous appelons "coulée de ponces" pourrait être un énorme panneau emballé dans la "Brèche rouge". Quoi qu'il en soit, le fait d'avoir aux environs de Dienne une coulée de ponces au-dessus d'une "Brèche rouge" n'interdit pas l'existence d'une coulée de ponces sous une "Brèche rouge" dans la Petite Rhue d'Eybes, compte-tenu du fait que la "Brèche rouge" est interprétée comme un lahar (p. 35).

La position stratigraphique de la coulée de ponces du domaine d'Aubart est très incertaine. Cette coulée se situe sur le versant gauche de la Petite Rhue d'Eybes à l'altitude 1110 m, le long de la route qui relie entre elles les fermes d'Aubart et d'Ebulit. De bas en haut, entre les points A ( $x = 627,6$  ;  $y = 318,7$  ;  $z = 1110$  m) et B ( $x = 627,4$  ;  $y = 318,6$  ;  $z = 1120$  m), la route recoupe trois ensembles assez bien distincts :

#### COULÉE DE PONCES DU DOMAINE D'AUBART

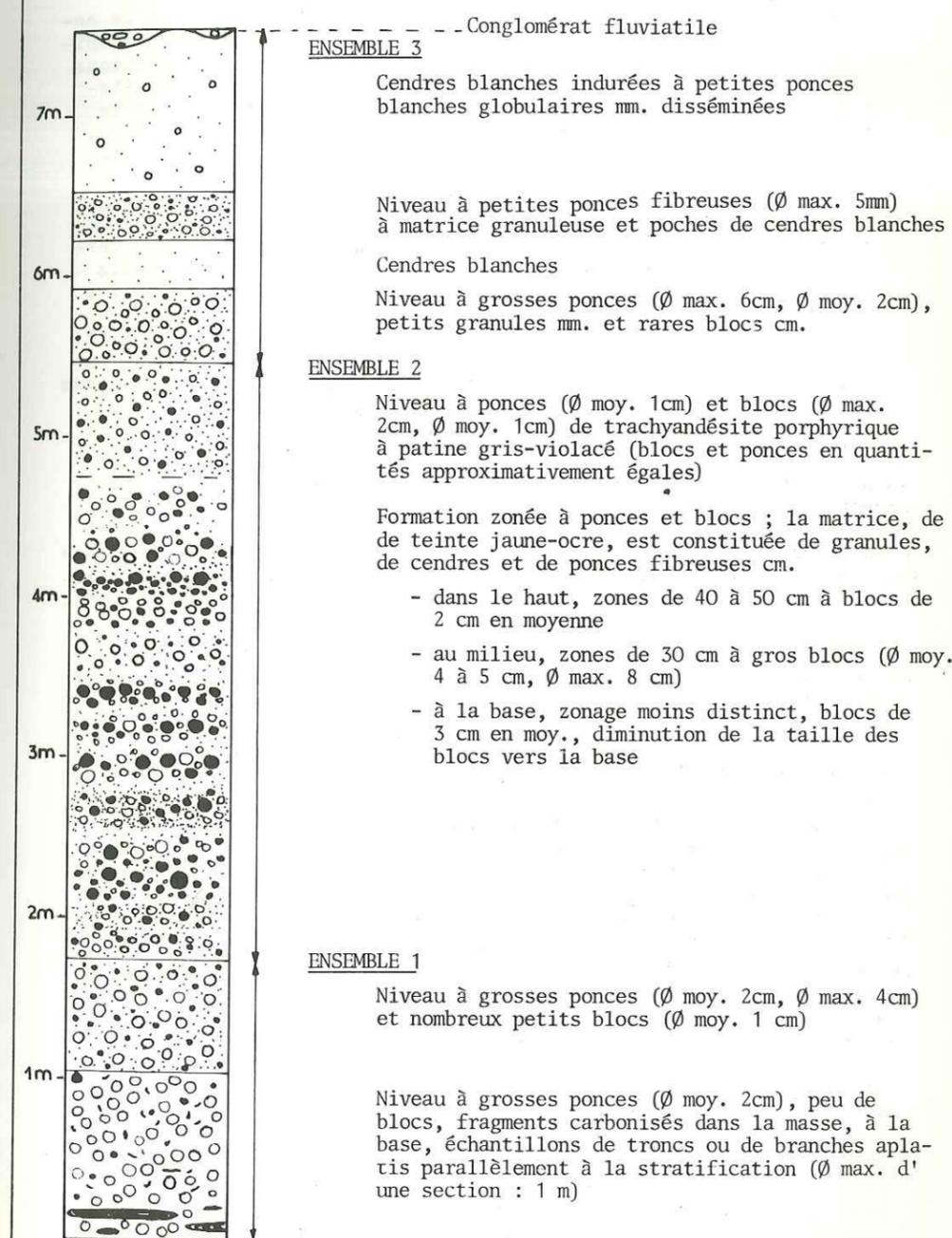


FIGURE 25

## - Ensemble 1

Sa puissance est de 1 à 2 m. il est relativement homogène et se caractérise par la présence de fragments de bois plus ou moins carbonisés. Les plus volumineux se trouvent à la base. Ce sont des sections de branches très aplaties ( $L = 1 \text{ m}$  ;  $l = 10 \text{ cm}$ ) couchées parallèlement à la zonation générale du dépôt. Un tel aplatissement a pu se produire postérieurement à la mise en place de la coulée de ponces, lors de son tassement, et de façon progressive. Il a peut-être été facilité par l'imbibition d'eau météorique. On pourrait également penser que la pression gazeuse régnant à la base d'une coulée pyroclastique est suffisante pour écraser des fragments de bois. L'état physique du bois varie sensiblement d'un échantillon à l'autre. Certains conservent une texture ligneuse, d'autres se pétrifient mais très inégalement (des veinules de pyrite ont cristallisé selon les fibres du bois). Ce gisement, étudié actuellement par Privé, apparaît très intéressant du point de vue paléobotanique. Le pin, le hêtre et le châtaignier ont été déterminés. La comparaison avec le gisement de la Peyre del Cros (Privé et Brousse, 1969) se révélera sans doute très instructive.

## - Ensemble 2

Sa puissance est de 3 à 4 m. il est riche en xénolites de latite porphyrique à patine gris violacé (latite à biotite et amphibole). Moins nombreux sont les fragments de latite porphyrique à patine blanche (latite à biotite). La taille des xénolites, leur pourcentage par rapport à celui des ponces, ainsi que leur répartition, déterminent à l'intérieur de l'ensemble 2 des "zones" plus ou moins nettes.

## - Ensemble 3

Sa puissance est de 2 m environ. il est composée de niveaux stratifiés de cendres et de ponces, pauvres en xénolites et affectés par de nombreuses diaclases.

## - Interprétation volcanologique

La formation que nous venons de décrire est une coulée de ponces zonée, comparable à celle de l'Impradine. Les ensembles 1 et 2 représentent probablement deux venues différentes plutôt que deux zones un peu plus marquées ; elles se distinguent en effet assez nettement par leurs quantités respectives de xénolites. L'ensemble 3 est un "ash-fall" stratifié qui suit normalement un écoulement pyroclastique de type "pumice flow".

Au point A ( $x = 627,6$  ;  $y = 318,7$  ;  $z = 1110 \text{ m}$ ), dans l'entaille du chemin qui la traverse, la coulée de ponces est recouverte par un conglomérat polygénique d'origine torrentielle remplissant de petits chenaux qui ravinent sa surface. Il renferme plusieurs types d'éléments :

- des blocs de socle (granite, micaschiste)
- des blocs de latite identiques à ceux trouvés dans la coulée de ponces
- des blocs en forme de parallélépipèdes trapus aux arêtes émoussées, faits d'une lave très compacte, gris clair, entièrement porphyrique. Il s'agit d'un trachyte à structure microlitique fluidale, holo-feldspathique (voir analyse chimique page suivante). Les quelques phénocristaux sont représentés par des sanidines, des oligoclases

Z 23 X = 627,55- Y= 318,7 - Z =1110 m			
% d'oxydes		Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub>	65,40	Q 7,57	Si 59,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,80	Or 20,68	Al <sub>3</sub> 20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,46	Ab 56,69	Fe <sub>2</sub> 0,97
FeO	0	An 10,83	Fe 0
MgO	0,53	Cor 0,02	Mg 0,70
CaO	2,38	En 1,32	Ca 2,33
Na <sub>2</sub> O	6,70	Hem 1,46	Na 11,70
K <sub>2</sub> O	3,50	Ilm 0,02	K 4,01
TiO <sub>2</sub>	1,60	Rut 1,59	Ti 1,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	Ap 0,36	P 0,11
MnO	0,01		Mn 0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976	
T	100,53		
I. 5. 2. 4.		CIPW	
Trachyte sodique		Rittmann	
Trachyte subalcalin		R = 87	
		S = 25	

et de très rares ferromagnésiens entièrement résorbés (probablement biotites). De petites biotites très pâles, jaunes, orangées ou verdâtres, se logent entre les microlites de plagioclase.

Il est à noter que le conglomérat ne renferme pas de blocs de trachyandésite mésocrate.

## - Commentaire stratigraphique

La coulée de ponces est encadrée topographiquement par deux formations : au-dessous (1100 m), par la "Brèche inférieure" ; au-dessus (1120-1130 m) par une coulée de basalte porphyrique (coulée de la Buge ; p. 100) reposant sur des projections litées à lapilli et bombes en fuseau de même nature que le basalte et inclinées de 30° vers le SW.

En l'absence de contacts visibles avec la "Brèche inférieure" la position stratigraphique de la coulée de ponces ne pourra pas être définie clairement. J'envisagerai successivement les deux hypothèses possibles.

1ère hypothèse : la coulée de ponces appartient aux formations acides inférieures ; elle se situe donc sous la "Brèche inférieure"

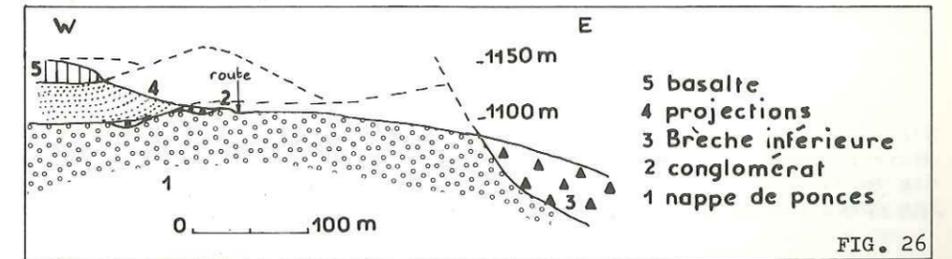
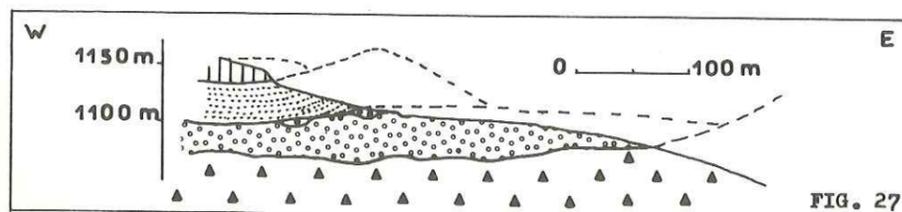


FIG. 26

Cette hypothèse est conforme au principe d'emboîtement couramment décrit ailleurs. De plus, le conglomérat sommital ne contient pas d'éléments de trachyandésite mésocrate. Il n'a donc pas pu se former postérieurement à la mise en place de la "Brèche inférieure" à composition de trachyandésite mésocrate. Cette sédimentation torrentielle traduirait, à mon sens, un arrêt de l'activité volcanique après l'épisode des formations acides inférieures.

2ème hypothèse : la coulée de ponces appartient au complexe bréchi-



Cette seconde hypothèse n'est pas à exclure car la coulée de ponces du domaine d'Aubart se trouve à quelques km de la nappe de ponces de Cheylade (Manceau, 1967), interstratifiée à la base du "complexe conglomératique supérieur". Cette dernière repose sur un niveau bréchi que d'une puissance de 5 m, polygénique et très chaotique (faciès laharique) qui renferme entre autres des blocs de brèche identique à la "Brèche inférieure". Contrairement à ce qui est noté sur la carte géologique Riom ès Montagnes 1/50000 (1972), la nappe de ponces de Cheylade ne me paraît pas épicyclastique. Elle est zonée comme celle du domaine d'Aubart. Toutefois, les deux nappes en question, bien que d'altitude égale (1125 m) et de faciès comparables, me semblent trop éloignées (5 km) pour en faire d'emblée la même formation. Je préfère conclure à l'existence de deux nappes bien distinctes, l'une appartenant aux formations acides inférieures (coulée de ponces du domaine d'Aubart), l'autre au complexe conglomératique supérieur (nappe de ponces de Cheylade). La nappe de ponces de Cheylade pourrait être l'équivalent stratigraphique des tufs lités intercalaires inférieurs définis dans la vallée de la Santoire (p. 129).

#### CONCLUSION A L'ETUDE REGIONALE

Grâce aux observations effectuées par Milési (1976) dans la vallée de l'Alagnon et par moi-même dans celle de la Santoire, il est possible de définir à l'intérieur des formations acides inférieures trois domaines structuraux assez bien distincts, l'un interne, l'autre médian et le dernier externe.

##### 1) Le domaine interne

Limité aux hautes vallées de la Jordanne, de la Cère et de l'Alagnon (région du Lioran), il n'intéresse donc pas directement le secteur étudié et se caractérise par une propylitisation très poussée des formations acides et principalement des matériaux pyroclastiques. Les dômes sont généralement moins affectés par ce phénomène. C'est le

cas de ceux qui occupent tout le fond du cirque de Rombière, depuis la confluence de la Jordanne et du ruisseau de Suclong jusqu'à l'altitude 1420 m au-dessus des burons de Rombière. J'entends par "dôme" des affleurements d'extension latérale et verticale relativement grande, constitués de lave massive généralement porphyrique, et très diaclasés. Les dômes de la haute Jordanne, peut-être au nombre de deux, affleurent en continu dans le fond de la rivière, interrompus en deux endroits par des coulées canalisées de trachyandésite mésocrate. Deux directions de diaclasage prédominant, N 10 et N 120. Un diaclasage très serré rend la roche friable. Les parties plus massives peuvent être confondues avec des dykes. Sous les burons de Rombière, la lave de l'un de ces dômes se débite en petits granules.

##### 2) Le domaine médian

Il intéresse la vallée de l'Impradine et la haute vallée de la Santoire à l'amont de Drils, et se caractérise par des formations acides épaisses d'une grande diversité, et par la pluralité des dômes ; ce dernier caractère sert de base à sa définition dans la région étudiée.

En fait, la plupart d'entre eux ne sont sans doute pas de véritables dômes mais des "dômes en galette", c'est-à-dire des coulées visqueuses courtes et épaisses, très souvent autobréchiées (Lavigerie, Drils) qui, bien que de faible dénivelée, ont servi de butoir et d'étrave à la "Brèche inférieure". Ils font donc figure, cartographiquement, de paléorelief.

Il s'agit des dômes de :

- Lavigerie et la Gandilhon, dans la vallée de l'Impradine ;
- la Gravière, qui se situe face au dôme de Lavigerie, en rive droite de la Santoire. Les affleurements sont malheureusement très sporadiques ;
- la Montagne d'Impradine (p. 60) ;
- Drils dont l'emplacement correspond à un rétrécissement de la vallée. La "Brèche inférieure", venue buter contre ce dôme, doit y être plus épaisse qu'ailleurs. Cette zone devait faire office de verrou au moment du creusement de la vallée.

Seul le dôme d'Imbassibièrre, situé en rive droite de la Santoire, sous le col de même nom, a des dimensions compatibles avec celles d'un véritable dôme (tholoïde) : allongement 1 km ; dénivelée : 150 m. De plus c'est le seul à posséder sur ses flancs, des cendres de nuées encore visibles : ce sont des matériaux gris, très pulvérulents et pauvres en blocs.

Dans le cas de la vallée de la Santoire, on constate, lorsqu'on s'éloigne du centre du massif, une diminution très sensible de la taille des dômes (s. l.). Les dômes latitiques appartenant aux formations acides supérieures intercalées au sommet du complexe bréchi-que, présentent semble-t-il la même particularité.

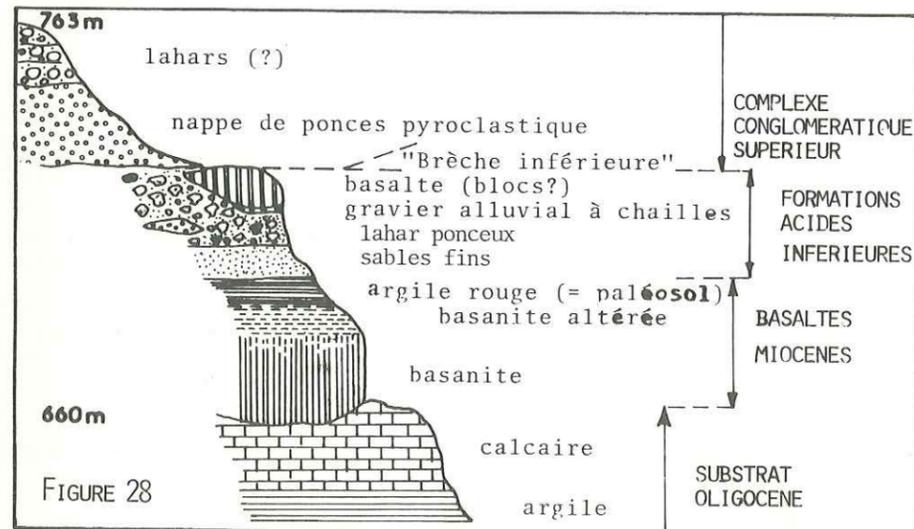
##### 3) Le domaine externe

Il intéresse la vallée de la Santoire entre Drils et Collanges et se caractérise par des formations acides d'épaisseur très réduite (60 m au maximum dans le thalweg situé entre les ruisseaux de Car-

mantron et de Chaumeil), l'absence apparente de dômes, et surtout la présence de lahars ("Brèche rouge" et lahar ponceux)

Les formations acides inférieures disparaissent brutalement à l'aval de Collanges. Leur disparition coïncide avec l'apparition des terrains volcanodétritiques (= "volcanosédimentaire"). Un remaniement a sans doute suivi de très près le dépôt de ces formations qui devait être extrêmement réduit.

La coupe du Puy Courny (fig. 28) près d'Aurillac présente de nombreuses analogies avec les formations observées dans la région de Collanges.



Les "argiles rouges" qui surmontent la coulée de basalte inférieure, forment dans "toute la région méridionale du Cantal", "un horizon repère présent dans les coupes les plus complètes" (Brousse et Park, 1975). Il s'agit peut-être d'un équivalent latéral autochtone de la "Brèche rouge".

La "Brèche ponceuse" serait un lahar appartenant aux premières éruptions acides cantaliennes et donc stratigraphiquement antérieur à la "Brèche inférieure". Dans l'hypothèse du lahar, la "coulée basaltique supérieure" pourrait être un énorme bloc arraché à une coulée inférieure et emballé dans la formation.

La "Brèche inférieure" n'apparaît pas topographiquement entre la "Brèche ponceuse" et la "nappe de ponces pyroclastique"; c'est qu'elle n'est probablement jamais parvenue jusqu'à ce point ou qu'elle se trouve canalisée en contrebas, comme nous l'avons observé dans la région de Collanges.

La présence de formations acides intercalées entre les basaltes miocènes et la "Brèche inférieure" n'a jamais été mentionnée clairement à la périphérie du massif volcanique du Cantal. Pourtant plusieurs observations semblent indiquer qu'elles sont bien présentes.

- Lambert (1969) décrit à la base du complexe bréchiq ue une "brèche à ciment friable" (lahar), très polygénique, renfermant des blocs de trachyandésite et de toutes les formations du substrat non volcanique.
- Larroque (1975) observe au-dessus des basaltes miocènes une "brèche riche en ponce, poches d'argiles et blocs de calcaires".
- La carte géologique Vic-sur-Cère 1/50000 (1976) indique l'existence d'une "brèche inférieure riche en poches d'argiles. Les blocs proviennent du socle, des terrains oligocènes et surtout de roches volcaniques parmi lesquelles prédominent les trachyandésites à phénocristaux de plagioclases".
- Enfin, le "Trass" de Rames n'est sans doute pas l'équivalent de la "Brèche inférieure" de Brousse. Il désigne plutôt des brèches à ciment cendreuse ou boueux qui pourraient appartenir aux formations acides inférieures.

## PETROGRAPHIE

### GENERALITES

L'étude pétrographique de chaque ensemble volcanique est accompagnée des analyses chimiques se rapportant aux roches décrites. Nous disposons d'un certain nombre d'analyses globales réalisées à l'Institut Dolomieu (16 analyses) et au laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand (3 analyses). Mais la plupart sont des analyses partielles effectuées à l'aide de méthodes différentes (p. 182) dont la norme ne sera donnée qu'à titre indicatif (nous admettons que la différence entre 100% et la somme des oxydes dosés est sensiblement égale au pourcentage d'eau).

Les normes CIPW ont été calculées par ordinateur grâce à un programme mis au point par G. Buffet de l'Institut Dolomieu.

J'ai donné, à titre indicatif, le nom de la roche correspondant à chacune de ces analyses grâce à la méthode préconisée par Rittman (1963) "basée sur un simple calcul préliminaire et à partir de là sur l'utilisation d'une série de diagrammes grâce auxquels on résout le problème graphiquement". R et S sont les paramètres de Jung & Brousse.

Les trachyandésites s. l. représentent l'essentiel des roches volcaniques de la région étudiée. Ils constituent en fait une série continue à caractère alcalin (diagramme de Kuno, p. 187) allant d'un pôle leucocrate à un pôle mésocrate. J'utiliserai les termes de :

- trachyte subalcalin pour les "trachyandésites" leucocrates à biotite et tridymite ;
- latite quartzifère pour les trachyandésites leucocrates à amphibole et biotite et les trachyandésites leucocrates à biotite et pyroxène ; le qualificatif quartzifère met en évidence le caractère sursaturé de ces roches ;
- latite pour les trachyandésites à amphibole ;

- trachyandésite s. s. pour les termes mésocrates (trachyandésite à amphibole, pyroxène, olivine). La présence d'orthopyroxène, même en faible quantité, donnera lieu à la dénomination trachyandésite à hypersthène.

La pétrographie des formations volcaniques est étudiée en liaison avec leur position stratigraphique et les différents types de dynamisme.

En ce qui concerne les formations acides inférieures, constituées principalement de latites quartzifères, j'étudierai les laves en "dômes" et les laves des brèches (coulées pyroclastiques et projections associées). Je n'aborderai pas leur minéralogie systématique, ne disposant pour cela d'aucune analyse de minéraux.

#### A) LES LAVES EN "DOMES"

##### 1) Trachyte subalcalin ("Montagne d'Impradine")

B 62 X=629,8- Y= 314,5 -Z= 1170 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% DES E.M.
SiO <sub>2</sub> 62,70	Q 19,82	Si 61,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 16,77	Or 23,64	Al <sub>3</sub> 19,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2,36	Ab 32,58	Fe <sub>3</sub> 1,75
FeO 1,07	An 8,79	Fe <sub>2</sub> 0,58
MgO 0,93	Cor 2,89	Mg 1,16
CaO 2,43	En 2,32	Ca 2,33
Na <sub>2</sub> O 3,85	Mag 1,15	Na 7
K <sub>2</sub> O 4,00	Hem 1,57	K 5,20
TiO <sub>2</sub> 0,86	Ilm 1,63	Ti 0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,50	Ap 1,18	P 0,58
MnO 0,06		Mn 0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd	Analyste : P. WATELET	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd	1976	
T <sub>2</sub> 95,53		
I'.4.2.3'	CIPW	
latite quartzifère	Rittmann	
<u>Trachyte subalcalin</u>	R = 85 S = 41	

##### 2) Latite quartzifère

Une latite est l'équivalent effusif des monzonites. Ce terme, introduit par Ransome (1898), définit des roches volcaniques où coexistent côte-à-côte feldspaths alcalins et plagioclases. Ce type de

A cause de sa richesse en quartz normatif, ce type de roche fait figure d'exception à l'intérieur des formations acides inférieures de la région étudiée. Il n'en existe qu'un affleurement, situé dans la vallée de l'Impradine (échantillon B62). C'est une roche claire, légèrement verdâtre, poreuse, d'aspect rugueux et à texture porphyrique

Les phénocristaux (20 à 30%) sont représentés par des plagioclases zonés (An.45-50) maclés albite et péricline, et des biotites très saines fortement pléochroïques.

La mésostase est hémihyaline à structure microlitique fluidale. Des microlites d'oligoclase baignent dans un fond vésiculé très légèrement dévitrifié. La tridymite très finement cristallisée est difficilement discernable. On distingue quelques petites plages, aux contours flous, de feldspath alcalin. Les feldspaths alcalins sont certainement dans le verre à l'état virtuel ; le pourcentage d'orthose et d'albite est en effet très élevé par rapport au pourcentage d'anorthite.

lave constitue la quasi totalité des "dômes" : dômes de Lavigerie (éch. E51), de la Gandilhon, de la Gravière, d'Imbassibièrre (éch. D87).

X = 632 - Y = 315,5 - Z = 1125m			X = 631,4 - Y = 312,5 - Z = 1340m		
E51			D 87		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Normes CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 60,65	Q 12,44	Si 57,25	SiO <sub>2</sub> 60,76	Q 15,18	Si 57,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18,35	Or 20,69	Al <sub>3</sub> 20,35	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18,33	Or 24,23	Al <sub>3</sub> 20,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5	Ab 40,62	Fe <sub>3</sub> 3,51	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2,50	Ab 33,85	Fe <sub>3</sub> 1,76
FeO 0,15	An 13,20	Fe <sub>2</sub> 0,11	FeO 3	An 9,87	Fe <sub>2</sub> 2,33
Mg 0,80	Cor 1,83	Mg 1,13	MgO 1	Cor 3,69	Mg 1,42
CaO 3,45	En 1,99	Ca 3,45	CaO 2,78	En 2,49	Ca 2,79
Na <sub>2</sub> O 4,80	Hem 5,00	Na 8,73	Na <sub>2</sub> O 4	Ferr 1,90	Na 7,35
K <sub>2</sub> O 3,50	Ilm 0,42	K 4,19	K <sub>2</sub> O 4,10	Mag 3,62	K 4,96
TiO <sub>2</sub> 1,15	Rut 0,93	Ti 0,79	TiO <sub>2</sub> 1,00	Ilm 1,90	Ti 0,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,60	Ap 1,42	P 3,10	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,60	Ap 1,42	P 0,45
MnO 0,05		Mn 0	MnO 0,06		Mn 0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 0,70	Analyste : F. KELLER		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Analyste : P. WATELET	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 0,40	1976		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.	1976	
T <sub>2</sub> 99,65			T <sub>2</sub> 98,13		
I (II).4 (5).2.'4.	CIPW		I (II).4'.2.3'	CIPW	
<u>Trachyandésite clair</u>	Rittmann		<u>Latite</u>	Rittmann	
<u>Latite quartzifère</u>	R = 78,92 S = 32,43		<u>Latite quartzifère</u>	R = 81 S = 40,29	

Ce sont des roches à texture porphyrique, gris bleuté, qui, lorsqu'elles s'altèrent, deviennent presque blanches ou légèrement rosées. Dans le fond, on distingue des phénocristaux (3 à 4 mm en moyenne) de plagioclase et d'amphibole. Les biotites sont rarement visibles à l'oeil nu.

Les phénocristaux sont représentés par :

- des plagioclases (An. <sup>mo</sup>50 : 15 à 20%) en baguettes trapues isolées ou en lattes enchevêtrées. Ils sont fréquemment zonés et peuvent inclure d'autres minéraux (magnétite, apatite, biotite) ;
- de très rares anorthoses finement maclés albite péricline ;
- des amphiboles (2 à 6%) très colorées, fortement pléochroïques (rouge, brun orangé, brun verdâtre). Il s'agit d'une hornblende brune englobant de très nombreux cristaux d'apatite et qui présente des phénomènes de résorption. L'intensité de ces phénomènes varie sensiblement d'un échantillon à l'autre. Ceci se traduit par l'apparition de minéraux opaques (exsolution de fer) qui envahissent peu à peu tout le minéral dont il ne reste alors que la trame.

Au contact de l'amphibole et du bain magnétique, dans le fond des golfes de corrosion, peuvent se développer des minéraux de fin de cristallisation (dôme de Lavigerie). On observe de la périphérie

vers le centre de ces golfes :

- une frange microcristalline de biotites incolores, oxydes de fer et feldspaths potassiques ;
- une auréole formée de plages xénomorphes de feldspath potassique ;
- au coeur, des cristaux tabulaires de tridymite, imbriqués.

On voit s'effectuer à l'échelle de la lame mince, une différenciation par cristallisation fractionnée dans le magma latitique saturé ;

- des biotites (1 à 2%). D'une façon générale les biotites sont beaucoup plus transformées que les amphiboles. Elles sont parfois remplacées par un agrégat pseudomorphique microcristallin composé de résidus de biotite saine, de plagioclases et d'oxydes de fer. La biotite est le premier ferromagnésien qui cristallise. On le trouve en effet englobé dans certaines amphiboles ;
- de très rares augites gris verdâtre.

La mésostase représente plus de 65% du volume de la lave. Elle est tantôt hémihyaline, tantôt holocristalline. Ces variations de structure proviennent généralement de la cristallisation du feldspath potassique en plages xénomorphes entre les microlites d'oligoclase. Mais ils peuvent également résulter de l'accroissement brutal de la taille de ces microlites. La tridymite est toujours présente. L'apatite est abondante.

On trouve quelques enclaves de gneiss à sillimanite peu fondues et des grains de quartz arrondis à auréole réactionnelle de clinopyroxènes.

La coulée de blocs associée au dôme de Lavigerie (p. 26), sur laquelle reposent les dépôts volcanosédimentaires de l'Impradine, présente certains caractères minéralogiques très originaux. Cette roche a été analysée (éch. D54).

Les phénocristaux sont représentés par :

- des plagioclases (An. <sup>mo</sup> 50) ;
- des biotites très saines avec de fines aiguilles de rutile en épitaxie bien visibles sur les faces 001 ;
- d'anciennes biotites remplacées par un treillis de cristaux tabulaires d'ilménite, disposés à 120°. L'ilménite en lames suffisamment minces donne en lumière polarisée et avec le condenseur relevé, une couleur rouge-orangée. En fait, il doit s'agir d'une intercroissance de rutile, d'ilménite (ilménorutile) et d'hématite provenant de l'exsolution du fer et du titane contenus dans la biotite. Hématite et ilménite forment au-dessus de 600° C une solution solide continue (Ramdohr, 1969) ;
- des magnétites ajourées ;
- des cristaux isotropes (2 à 3%), automorphes, à sections hexagonales ou rectangulaires, présentant des clivages à 120°. Je pense qu'il s'agit d'anciennes amphiboles, entièrement pseudomorphosées en un minéral incolore, d'aspect colloïdal, à fort relief, d'indice négatif ( $1,462 < n < 1,464$ ). La transformation a scrupuleusement respecté les clivages et les formes cristallographiques. Le minéral néoformé s'est accru de façon centripète, en couches concentriques, dans chaque petite cellule délimitée par les clivages. L'analyse par diffraction de rayons X révèle la présence de cristobalite. En fait, l'indice de réfraction, trop faible pour de la cristobalite, fait plutôt penser à de l'opale. L'opale est un agrégat cristallin compo-

D54 X= 631,8-Y=315 - Z= 1090 m			
% d'oxydes	Norme CIPW		% des E.M.
SiO <sub>2</sub>	67,80	Q 29,50	Si 65,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17	Or 18,26	Al <sub>3</sub> 19,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	Ab 30,46	Fe <sub>2</sub> 0,46
FeO	0	An 11,10	Fe 0
MgO	0,50	Cor 3,67	Mg 0,69
CaO	2,50	En 1,25	Cor 2,55
Na <sub>2</sub> O	3,60	Hem 0,64	Na 6,73
K <sub>2</sub> O	3,09	Ilm 0,06	K 3,77
TiO <sub>2</sub>	0,96	Rut 0,93	Ti 0,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	Ap 0,47	P 0,11
MnO	0,03		Mn 0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd	Analyste P: WATELET-1976	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd		
Γ <sup>2</sup>	96,32		
I. 4. 2. (3)4.		CIPW	
latite quartzifère		Rittmann	
latite quartzifère		R = 80	
silicifié		S = 35,90	

sé de cristallites submicroscopiques d'une substance appelée opale-cristobalite dont la structure interne est plus ou moins désordonnée (Palache, 1962). Le désordre est causé par l'entrée dans le réseau cristallin de cations tels que Al, Ca, Mg, d'alcalins, et d'eau (4% environ). Dana signale que l'opale-cristobalite submicrocristalline peut former des gels siliceux à basse température. Sous des conditions hydrothermales, le phénomène est accéléré. La silicification de la roche n'affecte que les amphiboles et la mésostase. Ceci pourrait être en relation avec une résorption initiale partielle des seules amphiboles. Une telle résorption aurait pour résultat de donner au minéral une structure spongieuse qui favoriserait son épigénie ultérieure en présence de gaz minéralisateurs

### 3) Trachyandésite mésocrate

Seul le "dôme" de Drils fait partie de cette catégorie (éch. G42). C'est une roche gris verdâtre ou gris bleuté à texture porphyrique. Elle se caractérise par la présence :

- d'amphiboles creuses, aciculaires, atteignant 1 cm de long ;
- d'enclaves centimétriques homogènes, microgrenues, à amphiboles, plagioclases et apatites ;
- d'enclaves énallogènes de gneiss, pluricentimétriques.

Microscopiquement, on distingue :

- des plagioclases (7%), fortement zonés (An. <sup>mo</sup> 55), très chagrins (cf. p. 90 étude des plagioclases des trachyandésites mésocrates du complexe bréchique). Ils sont bordés d'une frange alcaline beaucoup plus limpide, exempte de toute altération, et incluant de fines aiguilles de pyroxène. Les plagioclases sont rarement altérés. Seuls, ceux situés en bordure du "dôme" (chemin du point coté 1084, entre Drils et la Buge, p. 39) sont partiellement pseudomorphosés en calcite et minéraux argileux. Cette altération affecte également la mésostase ;
- des hornblendes brunes (3%) toujours très résorbées. Elles recristallisent parfois en un agrégat de petits clinopyroxènes et de plagioclases. Les amphiboles apparaissent avant les pyroxènes ;

- des clinopyroxènes (7 à 8%). Ce sont des augites ternes, gris vert ou gris jaune (2Vnp 65°), non pléochroïques, assez peu biréfringentes, non destabilisées. Ils sont fréquemment poecilolithiques; ils incluent des granules de magnétite, des microcristaux de plagioclase et d'apatite. Les pyroxènes sont parfois "piqués" sur les amphiboles;
- des apatites fortement colorées, grises ou brun rouge;
- des magnétites.

X= 634, 1- Y= 316, 6- Z=1095 m		
G42		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des E. M.
SiO <sub>2</sub> 54	Q 0	Si 51,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18,35	Or 21,57	Al 20,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6,45	Ab 38,92	Fe <sup>3+</sup> 4,54
FeO 0,45	An 18,64	Fe <sup>2+</sup> 0,34
MgO 2,30	Di 4,85	Mg 3,23
CaO 6,15	En 3,27	Ca 6,18
Na <sub>2</sub> O 4,60	Fo 0,15	Na 8,40
K <sub>2</sub> O 3,65	Hem 6,45	K 4,37
TiO <sub>2</sub> 1,35	Ilm 1,27	Ti 0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,50	Sp 1,67	P 0,39
MnO 0,15	Ap 1,18	Mn 0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 1,00	Analyste : F. KELLER	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 0,60	1976	
T <sub>2</sub> 99,54		
II. 5. 3. '4		CIPW
Trachyandésite à olivine		Rittmann
Trachyandésite à		R= 67,38
cpx et hb		S= 34,22

La mésostase représente près de 80% du volume de la roche. Au coeur du "dôme" sa structure est holocristalline à tendance microdoléritique. En bordure, elle est micro-lithique fluidale. Elle renferme :

- des microlites et microcristaux de plagioclase, fortement zonés (40 < An. < 50), englobés dans des plages xénomorphes à extinction roulante de feldspath alcalin;
- des granules de pyroxène;
- des microcristaux d'apatite;
- de très rares olivines;
- des biotites très pâles, orangées ou légèrement verdâtres.

D'un point de vue chimique, le "dôme" de Drils est plus basique que les précédents (SiO<sub>2</sub> = 54%). Il conserve malgré tout un caractère alcalin à tendance potassique. De ce fait et de par sa composition minéralogique, le "dôme" de Drils se rapproche de la "Brèche blanche"

(p. 72). On peut se demander si ces deux formations ne sont pas associées et ne constituent pas le lien magmatologique entre les formations acides inférieures et le complexe bréchi-que.

## B) LES LAVES DES BRECHES

En dehors des xénolithes (éléments appartenant au socle et aux formations sédimentaires; cf. Etude régionale de ce chapitre), les brèches acides contiennent essentiellement des lithoclastes et des ponces, représentant le magma générateur. Le type pétrographique le plus fréquent est une latite quartzifère à biotite et pyroxène.

### 1) Latite à biotite et pyroxène

#### a) Lithoclastes

L'échantillon qui sert de référence (K21) a été prélevé en rive gauche du ruisseau de Carmantron (1060 m) dans la "Brèche rouge"

ou le lahar ponceux: l'affleurement ne faisant que quelques m<sup>2</sup>, il est difficile de se prononcer de façon certaine.

X= 638, 6 - Y=318, 5- Z=1060 m		
K 21		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 59,90	Q 4,20	Si 55,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 19,13	Or 24,52	Al <sub>3</sub> 20,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2,35	Ab 44,42	Fe <sup>2+</sup> 1,60
FeO 2,15	An 16,33	Fe <sup>2+</sup> 1,60
MgO 1,20	Cor 0,02	Mg 1,65
CaO 3,95	En 2,99	Ca 3,87
Na <sub>2</sub> O 5,25	Ferr 0,97	Na 9,34
K <sub>2</sub> O 4,15	Mag 3,41	K 4,86
TiO <sub>2</sub> 0,85	Ilm 1,61	Ti 0,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,50	Ap 1,18	P 0,38
MnO 0,20		Mn 0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 0,30	Analyste : F. KELLER	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 0,10	1976	
T <sub>2</sub> 100,29		
I(II). S. 2'. '4.		CIPW
Latite		Rittmann
Latite quartzifère		R = 74,93
		S = 34,22

C'est une roche gris très clair presque blanche, à texture porphyrique. Les phénocristaux sont représentés par :

- des plagioclases (An. moy. 45) en lattes pouvant atteindre le demi-centimètre;
- des biotites toujours résorbées, riches en fer;
- de rares hornblendes brunes, également résorbées;

Ces deux ferromagnésiens sont fréquemment entourés d'un liseré de clinopyroxènes;

- des clinopyroxènes. Ce sont des augites faiblement pléochroïques, vert clair à vert jaune, riches en baguettes d'apatite mais pauvres en inclusions de minéraux opaques, et qui s'apparenteraient aux augites subcalciques décrites par Brousse et Lefèvre (1966) dans les nappes de ponces du Mont-Dore.

Tous ces minéraux peuvent former de petits cumulats homogènes à structure doléritique.

La mésostase est holocristalline, soit trachytique franche, soit microcristalline (mélange de cristaux xénomorphes à subautomorphes et de microlites). Elle est composée de microlites d'oligoclase, de petites plages de feldspath potassique, de microcristaux d'augite, d'apatite et de sphène (ces derniers sont parfois très nombreux: nappe de ponces dans le ruisseau du point côté 1125 m), de tridymite interstitielle, et de cubes de magnétite.

#### b) Ponces

Les ponces sont des fragments essentiellement hyalins, mais tous les intermédiaires existent entre les ponces vitreuses, les éléments à cristallites et microlites, et les lithoclastes décrits précédemment. Les phénocristaux sont représentés par :

- des andésines;
- des biotites saines, parfois flexueuses. La confusion avec des biotites héritées du socle cristallin est possible. Cependant, les biotites appartenant aux granites sont généralement chloritisées, moins automorphes et plus déchiquetées. Celles des gneiss sont plus rouges.
- des augites vertes identiques à celles des lithoclastes. La couleur peut varier à l'intérieur d'un même minéral et passer d'un gris au coeur à un vert clair à la périphérie. Cette variation est soit con-

tinue, soit marquée par une surface de corrosion où sont inclus des oxydes et des cristaux de biotite. Ces différences de teinte correspondent parfois à une zonation du minéral ;

- l'orthopyroxène est excessivement rare. Je ne l'ai observé qu'à deux reprises, en relique à l'intérieur d'une augite. C'est un pyroxène incolore, légèrement pléochroïque (incolore à rosé) très peu biréfringent (hypersthène). Il s'agit probablement d'un minéral magmatique et non d'un "pseudophénocrystal" de substratum cristallin ;
- des hornblendes brunes non résorbées ;
- des sphères jaunes et des apatites incolores.

Analyse sur roche totale de la nappe de ponces de l'Impradine

C 62 x= 630,6 - Y = 314,75 - Z = 1135 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 57,94	Q 28,04	Si 58,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 19	Or 16,78	Al <sub>3</sub> 22,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2,65	Ab 17,35	Fe <sub>2</sub> 1,99
FeO 3,39	An 9,41	Fe <sub>2</sub> 2,83
MgO 1,33	Cor 9,11	Mg 1,99
CaO 2,95	En 3,31	Ca 3,20
Na <sub>2</sub> O 2,05	Ferr 2,32	Na 3,98
K <sub>2</sub> O 2,84	Mag 3,84	K 3,62
TiO <sub>2</sub> 1,15	Ilm 2,18	Ti 0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Ap 1,89	P 0,66
MnO 0,10		Mn 0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Analyste : P. WATELET	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.	1976	
T <sub>2</sub> 94,20		
(I) II, 3'. 2 (3). 3		CIPW
latite quartzifère		Rittmann
latite quartzifère		R = 70,37
		S = 47,63

Cette analyse est sujette à caution : d'une part, le pourcentage d'eau est probablement important (au moins 6%), d'autre part, les alcalins ont été lessivés, ce qui fait apparaître dans la norme un excès de quartz et de corindon.

Les autres types pétrographiques sont peu représentés :

2) Trachyte subalcalin à augite aegyrienne (éch. J32)

L'échantillon a été prélevé en rive gauche du thalweg situé entre les ruisseaux de Chaumeil et de Carmantron. Il provient du lahar ponceux. C'est une roche blanche, crayeuse, à phénocristaux translucides, millimétriques, de feldspath.

Les phénocristaux sont représentés par :

- des anorthoses trapus, craquelés, limités à leurs extrémités par des dents de scie. Ils sont moirés en lumière polarisée (mâcles associées de l'albite et du péricline) ;

J 32 X=637,9 - Y=317,65 - Z= 1075 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 61,55	Q 7,86	Si 57,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 20,15	Or 26,59	Al <sub>3</sub> 22,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,05	Ab 46,12	Fe <sub>2</sub> 2,12
FeO 0,15	An 8,62	Fe 0,11
MgO 0,70	Cor 3,16	Mg 0,94
CaO 2,00	En 1,74	Ca 1,95
Na <sub>2</sub> O 5,45	Hem 3,05	Na 9,77
K <sub>2</sub> O 4,50	Ilm 0,53	K 5,30
TiO <sub>2</sub> 0,45	Rut 0,17	Ti 0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,20	Ap 0,47	P 0,16
MnO 0,10		Mn 0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 1,45	Analyste : F. KELLER 1976	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 0,85		
T <sub>2</sub> 100,46		
I. 5. 2. (3) 4		CIPW
Latite claire		Rittmann
<u>Trachyte subalcalin</u>		R = 88,54
		S = 35,16

3) Trachyte subalcalin à biotite

4) Latite à amphibole et biotite

5) Trachyandésite mésocrate à amphibole et pyroxène (type "dôme de Drils")

On le trouve en xénolites dans la nappe de ponces du ruisseau de Laqueille Haute.

C) DIFFERENCES MINERALOGIQUES ENTRE PONCES, LITHOCLASTES ET DOMES

- Biotite : c'est le minéral constant des formations acides. En déséquilibre avec son milieu dans les conditions superficielles, il se résorbe d'autant plus que le refroidissement est plus lent, et donc que la roche est moins vitreuse.
- Amphibole : c'est le minéral principal des "dômes". Il est accessoire dans les lithoclastes et dans les ponces.
- Augite verte (augite subcalcique) : c'est un minéral constant dans les ponces et les lithoclastes. Il semble absent dans les "dômes". Les compositions chimiques étant peu différentes, la possibilité ou non de cristallisation de l'augite verte doit être fonction des conditions de température et de pression qui déterminent aussi l'état du magma (fragmentation ou épanchement pâteux). Ce phénomène est peut-être à relier à celui qui fait apparaître de l'orthopyroxène dans les brèches trachyandésitiques alors que ce minéral est généralement absent dans les laves en coulées (ch. IV).

- des sanidines mâclées carlsbad, incluant des plagioclases ;

- des oligoclases mâclés albite carlsbad ;

- des biotites saines à pléochroïsme intense (brun à opaque) de la variété lépidomélane ;

- quelques hornblendes brunes ;

- des augites aegyriennes vert foncé peu pléochroïques ;

- des sphères automorphes.

La mésostase est hémihyaline à structure microlitique. Les microlites d'oligoclase baignent dans un fond de couleur brune en voie de dévitrification. De petites plages feldspathiques aux contours flous y englobent de fins cristallites.

Nappe de ponces  
du domaine d'Aubart

- Augite calcique : ce minéral est rare dans les "dômes" ("dôme" de Drils) et les lithoclastes (ruisseau de Laqueille Haute). Il est toujours absent dans les ponces.
- Sphène : il est accessoire dans les "dômes", fréquent et parfois abondant dans les lithoclastes et les ponces.
- Plagioclase calcique : présent dans les ponces, les lithoclastes et les "dômes".
- Feldspath potassique : il est toujours présent dans la norme. Très rare en phénocristaux, il est difficilement identifiable dans la méso-  
sotase. Il est possible qu'une partie des microlites soient des  
des feldspaths ternaires, de type anorthose calcique ou oligoclase  
potassique. Mais une telle hypothèse ne peut pas être vérifiée par  
la simple observation au microscope polarisant.
- Tridymite : elle est généralement exprimée, excepté dans les ponces  
vitreuses.

Quelle que soit leur composition minéralogique, la composition chimique des ponces, des lithoclastes et des "dômes" reste sensiblement la même (latite ou latite quartzifères). Il n'y a que le "dôme" de Drils qui soit plus basique (trachyandésite).

## CHAPITRE IV

### LE COMPLEXE BRECHIQUE

- STRATIGRAPHIE
- PETROGRAPHIE
- VOLCANOLOGIE

## STRATIGRAPHIE

### A) INTRODUCTION

Le complexe bréchique comprend toutes les formations volcaniques intercalées entre les épisodes acides inférieurs et les basaltes des plateaux. Il constitue la majeure partie du massif du Cantal visible à l'affleurement. Je rappellerai très brièvement les différentes coupures établies à l'intérieur du complexe bréchique depuis les travaux de Rames.

- Rames (1873) distingue deux subdivisions :

- . le "Trass", brèche très polygénique à ciment peu cohérent renfermant des éléments de socle, de roches sédimentaires et de roches volcaniques ;
- . le "conglomérat trachytique", brèche monogénique d'origine ignée à ciment cohérent de même nature que les blocs.

Ces deux ensembles sont séparés par des "cinérites" et des coulées de "basalte porphyroïde".

- Fouqué (1882), sur la première carte géologique Saint-Flour 1/80000, regroupe les deux ensembles en un seul qu'il dénomme "brèche andésitique". Selon lui la coupure qui les sépare n'est pas toujours présente ; il est alors difficile de les distinguer. Le terme "brèche andésitique" est resté consacré dans la littérature régionale.

- Boule (1896) abandonne définitivement la coupure stratigraphique en "montrant que la cinérite et le basalte porphyroïde ne sont pas localisés à un seul et même niveau". De plus, il observe un passage continu, du centre à la périphérie du massif, entre le "conglomérat trachytique" et le "Trass", et les considère "comme deux faciès différents d'une même formation". Boule emploie le terme de "brèche andésitique" pour désigner le premier de ces faciès, et celui de "conglomérat andésitique" pour désigner le second. Entre les "agglomérats andésitiques" (brèche andésitique + conglomérat andésitique) et les basaltes des plateaux, il distingue deux ensembles :

- . les "andésites des hauteurs" : "loin d'être une formation tout à fait distincte de ses voisines, les coulées d'andésite se relient, non seulement aux brèches supérieures mais encore aux coulées intercalées dans ces brèches" (Boule, 1900) ;
- . les "phonolites pliocènes".

- C'est à Brousse et aux chercheurs du laboratoire de volcanologie d'Orsay que l'on doit l'interprétation actuelle qui reprend les anciennes idées de deux formations bréchiques séparées par un niveau repère. L'une des coupes type, prise comme exemple dans le film de Brousse "Le volcanisme en France", se situe au-dessus de Cheylade, dans la falaise du Chauvier (Manceau, 1967).

STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS DU COMPLEXE BRECHIQUE

ENTRE LE PUY DE NIERMONT ET LA COURDOUE

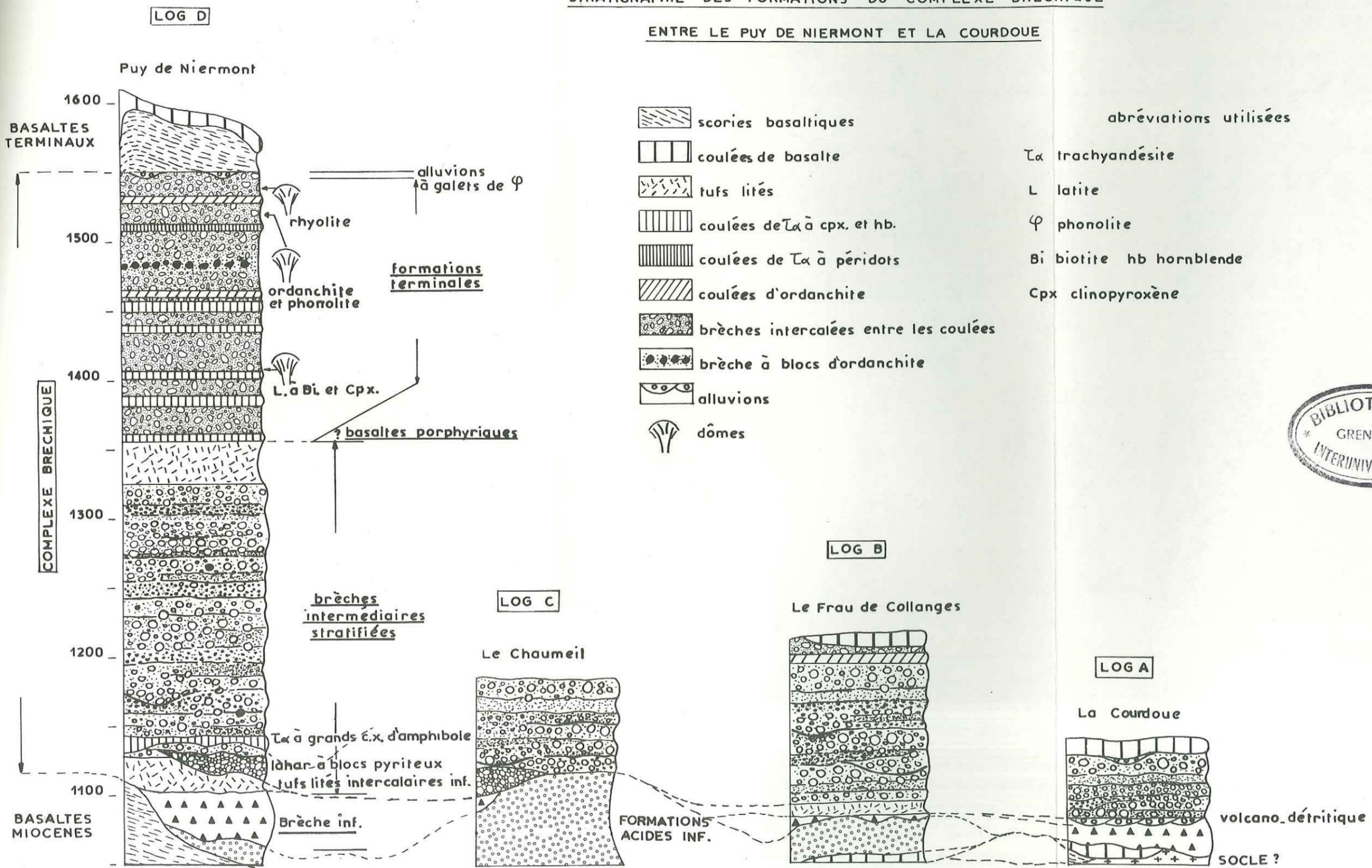


FIGURE 29

La succession des trois unités, définie sur la carte géologique Riom-ès-Montagnes 1/50000, est la suivante, de haut en bas :

- Tv1 : complexe conglomératique supérieur
- Tv : terrains volcano-sédimentaires intercalaires
- TBr : "Brèche inférieure"

Cette stratigraphie est établie à la périphérie du massif. Elle ne peut être à priori étendue à tout le Cantal sans une observation détaillée des régions centrales. L'étude de la vallée de l'Impradine et de la haute vallée de la Santoire devrait permettre de la compléter et éventuellement de la modifier.

L'étude entreprise a essentiellement pour but :

- d'établir la succession relative des différents ensembles stratigraphiques ;
- d'établir des corrélations d'une coupe à l'autre en s'appuyant principalement sur des observations de terrain. La description détaillée des brèches sera faite dans le paragraphe consacrée à l'étude volcanologique du complexe bréchique ;
- de poser certains problèmes stratigraphiques dépassant le cadre de la région cartographiée.

J'utiliserai pour cela sept logs :

- log A (x = 639,40 ; y = 320,80 ; z = 1070 m) feuille Riom-ès-Montagnes, ferme la Courdoue ;
- log B ruisseau de Carmantron au-dessus de Collanges ;
- log C ruisseau du point coté 1125 sur la N680 entre le col d'Entremont et Dienne ;
- log D rive gauche de la Santoire. Ce log réunit une série de coupes étagées entre Dienne et Lavigerie, à l'aplomb du plateau du Limon ;
- log E rive gauche de la Santoire, à l'aplomb du massif du Peyre Arse ;
- log F au-dessus du cirque de Rombière (vallée de la Jordanne), à l'aplomb du Puy Bataillouze ;
- log G entre la vallée de l'Impradine et la Petite Rhue de Cheylade, à l'aplomb du Puy Mary.

Le log D a permis de définir six subdivisions stratigraphiques à l'intérieur du complexe bréchique (voir tabl. II) :

- "Brèche inférieure"
- formations volcano-détritiques
- tufs lités intercalaires inférieurs
- brèches intermédiaires
- basaltes porphyriques
- formations terminales

#### B) "BRECHE INFÉRIEURE"- FORMATIONS VOLCANO-DETRITIQUES - TUFFS LITÉS INTERCALAIRES INFÉRIEURS

Dans la stratigraphie établie par Brousse et coll., la "Brèche inférieure" marque la reprise de l'activité volcanique postérieurement aux "basaltes miocènes". Or, la superposition directe de ces deux ensembles est le résultat d'une réduction des séries, de l'amont vers l'aval, par disparition des formations acides inférieures normale-

ment intercalées entre eux (chap. III). Le qualificatif "inférieur" perd donc son sens primitif ; il désigne dorénavant le premier horizon repère du complexe bréchiq ue trachyandésitique.

La "Brèche inférieure" est divisée en deux unités à caractères macroscopiques très distincts :

- . une unité à faciès "brèche blanche"
- . une unité à faciès "brèche basique".

1) Le faciès "brèche blanche" (ou brèche zéolitique ; analyse p.85)

La "brèche blanche" a été définie dans la vallée de l'Alagnon (Milési, 1976) où elle affleure dans de très bonnes conditions. Dans la vallée de la Santoire, elle n'existe qu'en deux endroits : en rive gauche du ruisseau de Chaumeil près du point coté 1075 m, et dans le ruisseau d'Outre (alt. 1070 m) sous le "Pré Grand" ; dans le premier cas, elle repose directement sur la "Brèche rouge".

La "brèche blanche" est une brèche monogénique à patine claire, presque blanche, et texture chaotique. Elle reforme des blocs de toutes tailles, jusqu'à des panneaux de plusieurs m<sup>3</sup>, de trachyandésite mésocrate à pyroxène et amphibole. Toutes les cavités de la roche sont remplies de minéraux blancs : c'est un caractère essentiel et constant. Il s'agit d'un zéolite isométrique du type harmotome ou phillipsite, très faiblement biréfringent et mâclé en croix.

La "brèche blanche" s'étend, dans la Cantal oriental, de la vallée de l'Alagnon à celle de la Santoire. Elle affleure au fond de la vallée de la Chevade à l'amont et à l'aval de la ferme de Muraille Haute, où elle repose également sur la "Brèche rouge". Elle constitue l'essentiel de la "Brèche inférieure" décrite par Maurizot-Blanc (1974).

La "brèche blanche" est donc une formation très étendue qui, tant par son faciès que par ses caractères minéralogiques, constitue un excellent repère stratigraphique dans cette partie du massif.

2) Le faciès "brèche basique"

Cette formation est volumétriquement la plus importante. Désormais c'est d'elle qu'il s'agira quand je parlerai de "Brèche inférieure". Ses caractères essentiels sont : l'absence de stratification, l'aspect chaotique, l'hétérométrie et la monogénie. Ils permettent sur le terrain de la délimiter cartographiquement.

Le problème de la valeur stratigraphique de la "Brèche inférieure" se pose différemment selon que l'on se trouve :

- . dans la région située entre la Gandilhon et Collanges (logs A, B, C, D)
- . dans la région située à l'amont de la Gandilhon (logs E, F, G)

a) Région située entre la Gandilhon et Collanges

Dans cette région la "Brèche inférieure" est séparée des brèches intermédiaires par un niveau repère composé de tufs lités (tufs lités intercalaires inférieurs = "cinérites" de Rames, Fouqué et Boule). Ce niveau se suit de façon continue en rive gauche de la Santoire entre

la Gandilhon et Dienne, et de façon plus discontinue en rive droite entre Laqueille Haute et Collanges. Ce sont des tufs formés d'une alternance très régulière de lits à ponces blanches, jaunes ou légèrement bleutées, et de lits de couleur brune à cendres grossières et petits lapilli. Ces matériaux se sont déposés sur une surface très régulière dont la pente ne dépasse guère 1% (cette dénivellée est de l'ordre de 60 m pour une distance de 6 km), et s'étendant de part et d'autre de la vallée actuelle. Dans le ruisseau du Limon, sous les dernières maisons du village de Drils, on peut voir le contact entre le toit de la "Brèche inférieure" et la base des tufs lités intercalaires ; l'épaisseur de cette formation est de 10 à 15 m. L'origine de la surface de dépôt est sujette à plusieurs interprétations :

- le nivellement du relief résulte de phénomènes exclusivement volcaniques

Les premiers écoulements pyroclastiques ("Brèche inférieure") ont ennoyé certains sommets et comblé les dépressions creusées dans les formations acides inférieures. Par la suite, des retombées de cendres et de ponces ont fossilisé la surface plane constituée par le toit de ces écoulements. Les formations non ensevelies sous la "Brèche inférieure" apparaissent en fenêtres. Quelle que soit leur nature, elles devaient être sensiblement à la même altitude puisque les tufs reposent indifféremment sur des dômes latitiques (la Gandilhon, Lavignerie), des nappes de ponces (région de Collanges) et des cônes stromboliens (volcan de Dienne).

A titre comparatif, on peut noter que dans la chaîne des Puys, tous les appareils, mis à part le Puy de Dôme, sont d'importance sensiblement égale quel que soit leur dynamisme.

- le nivellement est dû en partie à une érosion torrentielle ou fluviale

Plusieurs arguments sont en faveur de cette hypothèse. j'ai déjà signalé l'existence, dans le ruisseau de Carmantron (log B), d'un niveau bréchiq ue lenticulaire intercalé entre des cendres brunes à éléments de socle (p. 37) et les tufs lités intercalaires inférieurs. Ce niveau résulte de l'érosion de la "Brèche inférieure" postérieurement à sa mise en place. La surface aplanie est ensuite fossilisée par des retombées de cendres et de ponces.

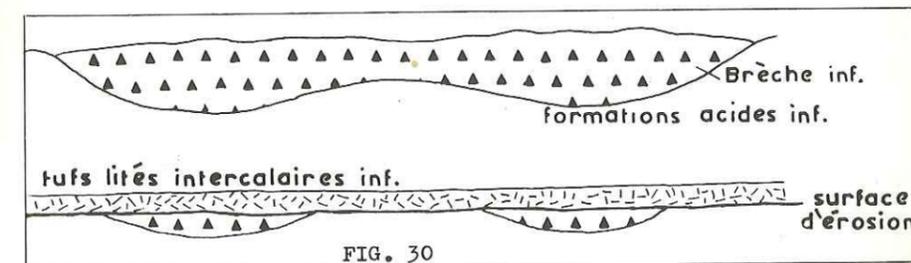


FIG. 30

Quand on prolonge altimétriquement la surface d'érosion visible dans le ruisseau de Carmantron, on traverse quelques affleurements très sporadiques de conglomérats à éléments arrondis. Il ne s'agit pas, à

mon avis, de dépôts fluvio-glaciaires mais d'une formation volcano-détritique provenant du démantèlement, sous l'action de l'eau, de la "Brèche inférieure" et des terrains antérieurs. Plus à l'aval, cette formation passe aux niveaux "volcano-sédimentaires" décrits dans la moyenne vallée de la Santoire (Dantier, 1969). Je préfère ici ne pas employer l'expression "volcano-sédimentaire" pour la réserver aux seules formations résultant d'un apport direct de matériaux volcaniques dans un bassin de sédimentation. Or, à l'aval de Collanges, les terrains décrits sous ce nom (log A, ferme de la Courdoue) ont tous les caractères des dépôts volcano-détritiques :

- présence de sables, graviers et galets dont la forme et la disposition témoignent d'une origine torrentielle ou fluviale
- présence de litages entrecroisés ou inclinés.

En rive gauche de la Santoire, près d'Eymas (feuille Riom-ès-Montagnes), le ruisseau du Bacon recoupe une alternance de gros bancs métriques de sable et de poudingue évoquant presque certains faciès molassiques.

La présence de formations volcano-détritiques intercalées entre la "Brèche inférieure" et les brèches intermédiaires marque certainement une phase d'érosion importante dans cette partie du massif. Il est difficile pour l'instant d'estimer l'ampleur et l'extension géographique de ce phénomène ; il faudrait pour cela reprendre l'étude sédimentologique de l'ensemble des terrains "volcano-sédimentaires", car, dans bien des cas, il y a eu confusion entre plusieurs types de dépôts : dépôts volcano-détritiques, volcano-sédimentaires s. st., et chutes de téphra en milieu aérien.

De toutes façons, l'érosion n'a pu se traduire que par une diversification des reliefs (creusement des vallées) et en aucun cas par un aplanissement généralisé (pénéplanation) qui requiert un temps très long et surtout un contexte morphoclimatique bien particulier, toutes conditions non réunies ici. Je n'ai jamais observé de paléosol au toit de la "Brèche inférieure".

En conclusion, il faut admettre que les écoulements de brèches ont dû niveler en grande partie les reliefs par accumulation, le toit de tels écoulements étant toujours plan. L'existence d'une période d'érosion est incontestable, ainsi qu'en témoignent l'épaisseur et la continuité des formations volcano-détritiques déposées plus à l'aval. C'est la preuve qu'il existait à cette époque un cours d'eau local de parenté très hypothétique avec l'actuelle Santoire. Le creusement de cette vallée date plus certainement de la période qui précède l'émission des basaltes terminaux (chap. VI).

Les tufs lités intercalaires reposant sur la "Brèche inférieure" forment un niveau repère d'une très grande extension. On le retrouve non seulement dans la Santoire, mais également dans d'autres vallées, partout avec le même faciès et à altitude sensiblement constante :

- en rive gauche de la vallée de la Chevade, "depuis la Denterie (1070 m) jusqu'à Murat (1020 m)"
- dans la vallée de l'Alagnon "au flanc du Puy d'Estable (990 m) puis au-dessus de la coulée de labradorite de la Bastirone (920 m)" (Maurizot-Blanc, 1974)

- dans la vallée du Lagnon à Albepierre, au-dessus des formations acides inférieures (Milési, 1976).

Les tufs lités intercalaires inférieurs pourraient être l'équivalent stratigraphique de certaines nappes de ponces périphériques situées à l'Ouest du massif (la Peyre del Cros Tv<sup>1a</sup>, Cheylade Tv<sup>1b</sup> p. 129) et qui se placent, dans la stratigraphie de Brousse, au dessus des terrains "volcano-sédimentaires" (Tv). Par ailleurs, tufs lités intercalaires et nappes de ponces ont une composition semblable (latite ou latite quartzifère). Il convient d'être extrêmement prudent à ce sujet. Dans un édifice volcanique aussi complexe que le Cantal, il est dangereux d'établir un synchronisme entre deux formations aussi distantes, l'une à l'Est et l'autre à l'Ouest du massif. De plus, les tufs lités intercalaires ne sont pas nécessairement en relation avec une quelconque nappe de ponces. Des éruptions pliniennes peuvent produire une pluie de cendres et de ponces aussi importante que les éruptions katmaïennes. Par ailleurs, la position stratigraphique de la nappe de ponces de la Peyre del Cros est très discutée ; la géochronologie l'a beaucoup vieillie (8,4 MA d'après Bellon et al., 1972). Elle pourrait donc appartenir aux formations acides inférieures.

Je n'ai jamais trouvé les tufs lités intercalaires inférieurs en contact avec les formations volcano-détritiques.

#### b) Région située à l'amont de la Gandilhon

A l'amont de la Gandilhon, la "Brèche inférieure" disparaît sous les brèches intermédiaires du Peyre Arse. Les tufs lités intercalaires inférieurs, très argilisés, ont sans doute servi de surface de décollement aux gros écroulements de la Courbatière. Le réservoir d'eau implanté au-dessus du hameau doit probablement se situer au toit des tufs ; ce sont sans doute eux qui réapparaissent en rive gauche de la Santoire entre 1230 et 1245 m, à la pointe du grand entonnoir qui collecte une partie importante des eaux descendant du Peyre Arse.

La coupe montre une alternance de niveaux de cendres jaune verdâtre, très indurées, à rares ponces blanches centimétriques, et de niveaux à lapilli et petits blocs anguleux, vésiculés ou poncifiés, de trachyandésite. Ces niveaux cendro-ponceux reposent sur une coulée (?) autobréchiée de trachyandésite qui pourrait appartenir à la "Brèche inférieure". Nous serions donc en présence du témoin le plus amont de cette formation. Notons que, du fait de l'existence d'éléments trachyandésitiques dans les niveaux cendro-ponceux de la base du Peyre Arse, j'ai assimilé ces derniers aux tufs lités intercalaires inférieurs plutôt qu'aux formations acides inférieures.

En l'absence d'un niveau repère continu (tufs lités intercalaires inférieurs), la distinction entre "Brèche inférieure" et brèches intermédiaires est difficile à établir, d'autant plus que les différences de faciès entre ces deux ensembles tendent à s'atténuer progressivement vers l'amont. Ainsi, certaines brèches telles que celles du Puy Bataillouze et de la base du Peyre Arse, bien que faisant partie des brèches intermédiaires, possèdent tous les caractères de la "Brèche inférieure". Nous verrons qu'il existe au sein des brèches intermédiaires une évolution latérale de faciès entraînant ces complications stratigraphiques (cf. partie Volcanologie de ce chapitre).

Dans le cirque de Rombière, au fond de la vallée de la Jordanne, une formation lavique de trachyandésite mésocrate (complexe la-

vigue, log F) repose directement, sans intercalation de brèche, sur les formations acides inférieures (p. 145). Ce complexe lavique est constitué d'une roche sombre, scoriacée, parfois autobréchiée, ne présentant aucune discontinuité horizontale nette et aucun niveau intercalaire ; il ne s'agit donc pas d'un empilement de coulées dans le sens où on l'entend habituellement. Son épaisseur atteint près de 200 m. Il est traversé par de nombreux filons de phonolites.

Le complexe lavique pourrait être l'équivalent stratigraphique latéral des brèches intermédiaires non stratifiées qui constituent la base du Peyre Arse. Je reviendrai sur cette hypothèse dans l'interprétation dynamique des brèches.

### c) Conclusion

La "Brèche inférieure" constitue un excellent repère stratigraphique dans la région aval. Sa limite supérieure est marquée par une phase d'érosion, génératrice plus à l'aval de dépôts volcano-détritiques, et dont l'ampleur est difficile à estimer. L'activité volcanique reprend par des chutes de cendres et de ponces qui se déposent sur une grande superficie. De la vallée du Lagnon à celle de la Santoire, l'altitude basale des tufs engendrés est assez constante (950-1060 m). A l'amont de la Gandilhon, la "Brèche inférieure" et les tufs disparaissent sous le Peyre Arse pour ne réapparaître, semble-t-il que très localement. Par ailleurs, l'identité de certains processus dans la mise en place de la "Brèche inférieure" et des brèches intermédiaires rendrait difficile la distinction entre ces deux formations, à supposer que l'on puisse les trouver en contact l'une de l'autre.

### C) BRECHES INTERMEDIAIRES

Je regroupe dans cet ensemble des brèches "stratifiées" ou "zonées" ainsi que les brèches non stratifiées du Puy Bataillouze.

- La stratification est marquée par une succession de niveaux bréchi-ques de granulométrie bien tranchée, et séparés par de véritables surfaces de discontinuité.
- Le zonage est marqué par une succession de niveaux bréchi-ques plus hétérométriques. Entre eux les différences granulométriques sont moins distinctes. Ils sont séparés par des discontinuités très frustes.

#### 1) Coupe de la Courdoue (log A)

Dans cette coupe, j'appellerai "brèches intermédiaires" les formations décrites par Dantier sous le terme de "complexe conglomératique supérieur". Le complexe conglomératique supérieur y est interprété comme un empilement de lahars, c'est-à-dire de "dépôts résultant de l'épanchement rapide, en masse, de débris de roches mobilisés par l'eau" (Van Bemmelen, 1949). Or cette interprétation n'est à retenir, à mon sens, que très exceptionnellement. Sans anticiper sur l'origine des brèches intermédiaires, je dirai que ces formations résultent directement de processus volcaniques, sans intervention de l'eau en tant qu'agent principal du dépôt. Le terme "conglomérat" prenant un sens trop précis, je l'ai remplacé par celui plus général de brèche.

Dans la coupe de la Courdoue, les brèches intermédiaires sont stratifiées. Leur épaisseur est réduite (50 m). Aucune coulée de lave ne s'y intercale.

#### 2) Coupe du plateau du Limon (log D)

L'épaisseur des brèches intermédiaires stratifiées est de 200 à 250 m. A leur base, deux niveaux ont un intérêt stratigraphique :

- une brèche très polygénique à blocs de latite pyriteux
- une coulée de trachyandésite à grands phénocristaux d'amphibole (coulée de Dienne).

#### a) Brèche à blocs de latite pyriteux

Cette formation repose sur les premières assises des brèches intermédiaires stratifiées en les ravinant. Elle présente un double intérêt :

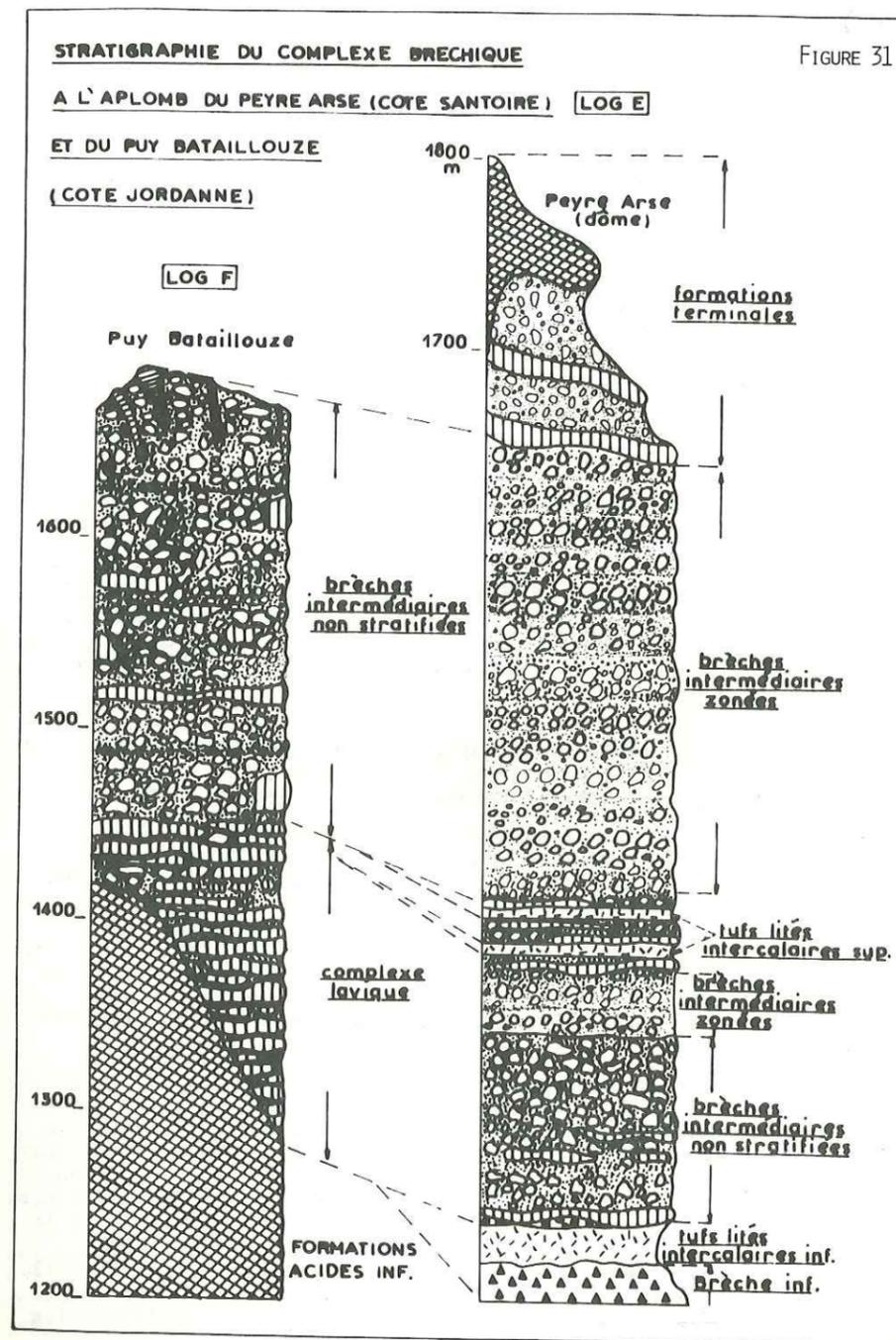
- C'est une brèche chaotique très polygénique qui renferme, entre autres, un élément très caractéristique, permettant de reconnaître la formation : il s'agit d'une latite à amphiboles et biotites envahies par les oxydes de fer. Dans cette roche de texture porphyrique, identique à celle des dômes miocènes, se développe une paragenèse très spéciale à chlorite, calcite et pyrite. Chlorite et calcite s'insinuent dans les fissures des plagioclases, pouvant aller jusqu'à la pseudomorphose complète du minéral ; la présence de pyrite donne aux blocs de latite une patine blanche et une cassure bleutée, tandis que la matrice de la brèche est ocre jaune.

Or une telle paragenèse n'existe que dans le centre du massif. Cette formation n'ayant jamais été trouvée ailleurs, on peut penser qu'elle a parcouru une distance d'environ 7 à 8 km et qu'elle provient du domaine propylitisé de la haute Jordanne et du Lioran (p. 56).

Elle devait contenir d'énormes blocs de calcaire, jadis à l'origine de petites exploitations (p. 11). Elle possède la plupart des caractères d'un lahar : aspect chaotique, polygénie, capacité d'érosion ; le ciment est abondant mais très induré.

- En rive droite de la Santoire, au-dessus de la N680 (log C), ce même lahar repose directement sur les formations acides. Il peut, de ce fait, être confondu avec la brèche inférieure, d'autant plus que la roche est très indurée et contient des blocs vésiculés de trachyandésite mésocrate.

La présence du lahar sur les deux rives de la Santoire, en des points assez distants l'un de l'autre et situés à des altitudes identiques, prouve qu'il existait à l'époque une dépression à l'emplacement de l'actuelle vallée. Cette dépression a été comblée par le lahar. Deux autres affleurements se rattachent sans doute à la même formation. Ils se situent en rive gauche, le premier entre Dienne et le ruisseau de Renouzier (x = 636,1 ; y = 318,3 ; z = 1130 m) ; le second, à la base du ravin du Bacon, près d'Eymas (feuille Riom-ès-Montagne 1/50000), ne figure pas sur la carte géologique correspondante : il a sans doute été confondu avec la "Brèche inférieure" ; comme pour elle, le parcours du lahar a très certainement été contrôlé par les édifices basaltiques de Nozières (ch. II).



b) Coulée de trachyandésite à grands phénocristaux d'amphibole

La coulée se suit sur 4 km entre le hameau d'Espinasse et Dienne. C'est une lave très bulleuse à phénocristaux pluricentimétriques d'amphibole. Il s'agit d'un trachyandésite mésocrate à phénocristaux de hornblende brune, d'augite, et à microcristaux d'olivine. Il est possible que cette coulée existe également en rive droite de la Santoire (affleurements sur la N680 au point coté 1072 m).

L'ensemble des brèches intermédiaires ne comporte que de très rares coulées, généralement situées à la base. En voici quelques exemples :

- coulée de Laqueille Haute, en rive droite de la Santoire ; elle est recoupée par le rocher de Laqueille
- coulée de la Gandilhon, en rive gauche de l'Impradine
- coulée du fond de l'Impradine
- coulées situées à la base du Peyre Arse.

c) Tufs lités intercalaires supérieurs

Les brèches intermédiaires de la coupe du Limon se terminent par une formation de cendres et de ponces, comparable aux tufs lités intercalaires inférieurs mais beaucoup plus discontinue, qui affleure en deux endroits : dans les ruisseaux du Limon et de Drils entre 1290 et 1330 m et dans celui d'Embec entre 1230 et 1260 m. C'est sans doute l'équivalent stratigraphique du "niveau supérieur ponceux" décrit dans les vallées de la Chevade et de l'Alagnon par Maurizot-Blanc (1974). Le caractère très discontinu des tufs lités intercalaires supérieurs pourrait être uniquement lié au manque d'affleurements, à moins qu'une période d'érosion postérieure à leur dépôt en soit la cause principale.

3) Coupe du Peyre Arse (log E)

Les brèches intermédiaires du Peyre Arse sont formées de plusieurs unités, relativement bien distinctes :

- entre 1250 et 1340 m : des brèches à gros blocs (jusqu'à 1 m) monogéniques, non stratifiées. De petites coulées (p. 131) y sont interstratifiées. Ces brèches sont, à mon avis, l'équivalent stratigraphique latéral du complexe lavique du cirque de Rombière.
- entre 1340 et 1400 m : une zone de transition où alternent des lambeaux de coulées, des brèches non stratifiées et des brèches zonées de granulométrie plus fine. On y trouve également deux niveaux de tufs composés d'une alternance de lits de cendres et de lits de ponces (certaines sont très aplaties) dont l'épaisseur moyenne est de 30 cm. Le niveau inférieur est riche en xénolites de granite ; le niveau supérieur est rubéfié par les brèches qui le surmontent. La rubéfaction affecte de préférence les matériaux cendreux. Ces tufs, de composition latitique, pourraient être rattachés aux tufs lités intercalaires supérieurs de la coupe du Limon qui marquent, en cet endroit, la fin des brèches intermédiaires.
- entre 1400 et 1650 m : des brèches zonées. C'est un ensemble très homogène dans lequel les coulées sont absentes. Ce serait l'équivalent stratigraphique latéral des brèches intermédiaires non stratifiées du Puy Bataillouze.

## STRATIGRAPHIE DU COMPLEXE BRÉCHIQUE

## A L'APLOMB DU PUY MARY (COTE IMPRADINE)

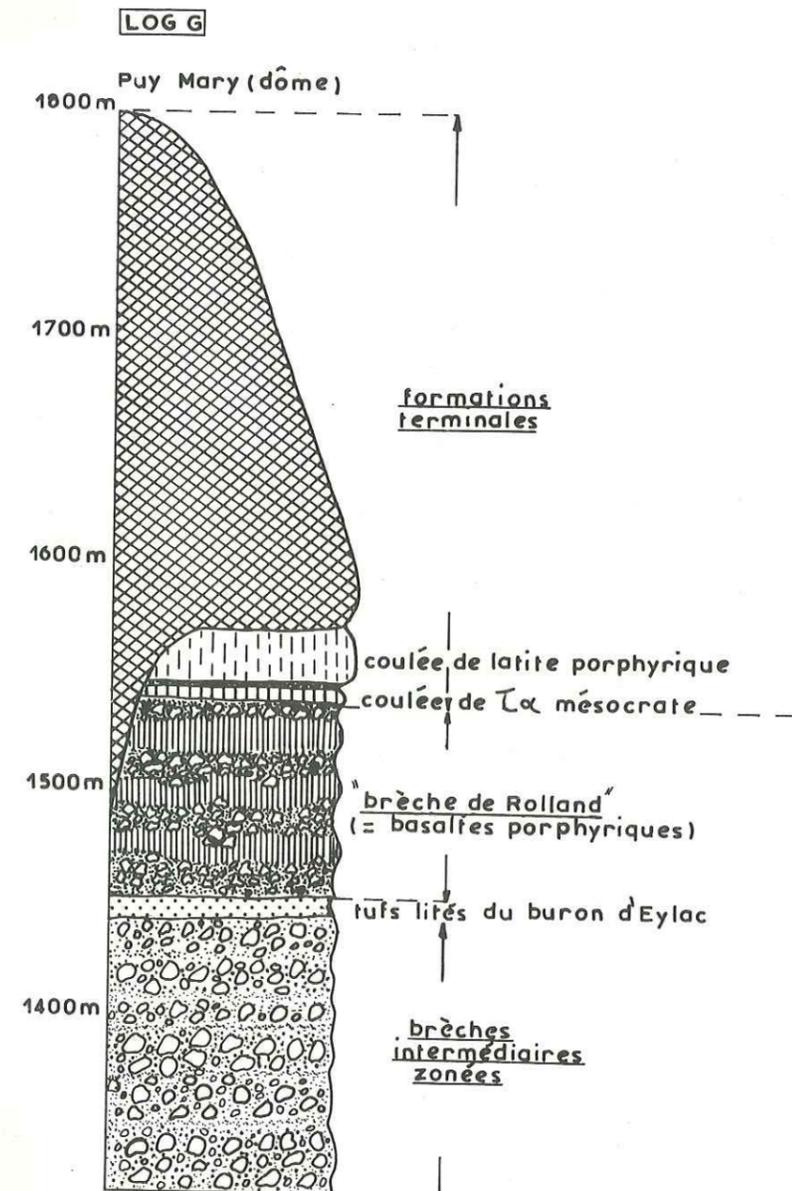


FIGURE 32

## D) BASALTES PORPHYRIQUES

Ces roches ont fréquemment été qualifiées d'"ankaramites" (Vatin-Pérignon, 1966). Ce sont les "basaltes porphyroïdes" des anciens auteurs, terme classiquement utilisé dans la littérature cantalienne. En fait, il s'agit tantôt de basaltes mésocrates à pâte riche en plagioclases, tantôt de mélabasaltes ou ankaramites vraies (indice de coloration supérieur ou égal à 60). Il convient donc d'éviter le terme de basalte ankaramitique s'il n'est pas confirmé par l'étude microscopique et chimique. Ces laves ont en commun un porphyrisme important (richesse en grands pyroxènes) d'où le terme très général de "basalte porphyrique" utilisé pour les désigner.

Le problème de ces "basaltes porphyriques" n'est pas uniquement stratigraphique. Il est aussi d'ordre magmatologique, d'où leur intérêt essentiel. En effet, ils sont exclusivement présents au sein du complexe bréchique, et ce faciès basaltique n'est représenté ni dans les basaltes miocènes ni dans les basaltes terminaux.

Dans la région étudiée, nous les avons trouvés en deux endroits :

- en rive gauche de l'Impradine, au-dessus de la Gandilhon. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de déterminer précisément la position stratigraphique de cette coulée. Elle part de l'altitude 1350 m et descend parallèlement au versant, fortement discordante sur les brèches intermédiaires. Elle semblerait intercalée stratigraphiquement entre ces dernières et les formations terminales, mais ceci demeure encore très hypothétique.
- en rive gauche de la Petite Rhue d'Eybes, à l'altitude 1130 m, où une coulée de basalte porphyrique (basalte ankaramitique ; Vatin-Pérignon, 1966) surmonte la nappe de ponces du domaine d'Aubart (p. 52). Il existe certainement entre ces deux formations une lacune stratigraphique importante, mais qu'il est impossible d'estimer.

Actuellement, rien ne permet d'affirmer qu'il existe un seul et même épisode basaltique intercalé dans le complexe bréchique : ceci n'est pour l'instant qu'une hypothèse.

A l'aplomb du Puy Mary (log G), une puissante formation que je désignerai sous le terme "Brèche de Rolland" (p. 146) termine l'ensemble des brèches intermédiaires. Elle n'en est séparée que par un niveau lité à petits lapilli vitreux de trachyandésite. Ce dernier affleure :

- au-dessus du buron d'Eylac ( $x = 627,3$  ;  $y = 312,3$  ;  $z = 1440$  m)
- au Sud du Puy Mary, le long de la D17
- au Sud de la ligne de crête qui relie le Puy Mary au Peyre Arse, au-dessus du point coté 1555 m ( $x = 628,2$  ;  $y = 311,3$  ;  $z = 1560$  m).

La Brèche de Rolland est constituée d'une alternance de coulées de trachyandésite à olivine, de basalte et de brèches scoriacées. Sa composition chimique est très proche de celle d'un pôle basaltique (p. 101) et de surcroît étroitement liée à celle des basaltes porphyriques : c'est la raison pour laquelle je les ai regroupés.

## E) FORMATIONS TERMINALES

Avec les formations terminales apparaissent des coulées et des dômes qui faisaient défaut dans l'ensemble des brèches intermédiaires. C'est donc un ensemble beaucoup plus effusif.

La coupe la plus complète est celle du plateau du Limon (log D). On distingue, de bas en haut :

- une série de 4 ou 5 coulées de trachyandésite mésocrate à amphiboles et pyroxènes, entre lesquelles s'intercalent des brèches difficilement observables, compte-tenu des mauvaises conditions d'affleurement ;
- une coulée d'ordanchite ;
- une brèche stratifiée à blocs d'ordanchite. Les strates sont demimétriques à métriques. Les éléments se présentent en blocs anguleux ou en grosses boules demimétriques (ravin de Renouzier). C'est le seul niveau repère connu dans les brèches des formations terminales. Il affleure de façon ponctuelle en trois endroits : sous le Puy de Niermont, à l'altitude 1450 m, au lieu dit le Frau ; au-dessus de Dienne, à 1300 m, au bord du ruisseau del Crouze ; dans le ruisseau de Renouzier, à 1270 m ;
- une coulée de trachyandésite mésocrate à péridots ("labradorite" : Vatin-Pérignon, 1966 ; Goër de Herve et Vatin-Pérignon, 1966) ;
- une coulée d'ordanchite.

Des dômes ou des lames sont intrusifs à tous les niveaux :

- dômes de latite

Dôme du col de Serre : latite à biotite et augite

- dômes de rhyolite

L'observation d'une brèche monogénique à blocs de rhyolite porphyrique trouvée en deux endroits : dans le ruisseau du Triou (alt. 1470 m) et sous les tourbières entre le Puy de Niermont et le signal du Limon, permet de supposer l'existence de tels dômes. D'autre part, il faut signaler l'existence de petits fragments de rhyolite blanche aphyrique dans les projections entourant l'intrusion basaltique du ruisseau de Renouzier.

Jusqu'à présent, seules les rhyolites dites "miocènes" des hautes vallées de la Cère (Armandie) et de la Jordanne étaient connues dans le centre du massif. La découverte de formations rhyolitiques contemporaines des phonolites "pliocènes" est un fait nouveau et très intéressant du point de vue magmatologique.

- dômes de phonolites

L'importance volumétrique des phonolites a certainement été sous-estimée. Jusqu'en 1972 (cf. notice de la carte géologique Riom-ès-Montagnes), on les localisait essentiellement dans une bande allongée de direction N.NW - S.SE (Boule, 1899) allant du Puy Griou à Bortles-Orgues (Vatin-Pérignon, 1966 ; Varet, 1967). Des cassures profondes ("cassures rhégnatiques", Brousse 1963) seraient à l'origine de tels alignements. Or il semble bien que les phonolites soient beaucoup plus abondantes, mais la plupart des gisements sont cachés sous

les planèzes ; notamment, on n'en connaissait pas sur le versant est du Cantal, sauf dans les projections basaltiques du Puy de Niermont à la tête de la planèze du Limon (Roux, 1953 ; Goër de Herve et Vatin-Pérignon, 1966).

La position chronologique des phonolites a été très discutée, leurs relations avec les autres formations étant le plus souvent masquées. La plupart des auteurs (Vatin-Pérignon, Brousse, Varet) distinguent généralement deux générations de phonolites. L'une est probablement antérieure aux émissions basaltiques des plateaux (certains gisements pourraient dater du miocène ? cf. carte Riom-ès-Montagnes), alors que l'autre serait postérieure à ces épanchements. La situation périphérique des gisements situés au N.NW rend délicate toute datation relative (Varet, 1969). Goër de Herve (1972), attirant l'attention sur les alluvions sous-basaltiques à galets de phonolite à l'aval de Neusargues dans la vallée de l'Alagnon, émet l'hypothèse d'une origine située dans le Cézaillier, en raison de l'absence de gisements autochtones de ce côté du Cantal. Cette position devait être reconsidérée par Maurizot-Blanc (1974) : la présence de galets de phonolite dans toute la région de Murat, soit dans les diatrèmes basaltiques, soit dans les terrasses sous basaltiques, oblige à admettre qu'il existe dans l'Est du Cantal un épisode phonolitique important (cf. le volume des phonolites des terrasses alluviales intercalées à la base des diatomites de Sainte-Reine), chronologiquement très bien situé entre les formations terminales et les basaltes des plateaux.

Nos observations sur le Limon confirment ce point de vue. Deux gisements autochtones ont été trouvés :

- aux sources du ruisseau du Triou, près du buron "le Frau" (x = 631,5 ; y = 319,3 ; z = 1450 m). L'affleurement, d'une dizaine de m<sup>2</sup>, est recouvert par une petite coulée de basalte ;
- sous les tourbières séparant le Puy de Niermont du Signal du Limon. Il s'agit, dans ce cas, d'affleurements sporadiques, très argilisés, de couleur jaunâtre, que l'habitude de la cartographie en planèze oblige à prendre en considération !

Il existe par ailleurs, à la surface du plateau du Limon, des "traînéees" de blocs épars constituées presque exclusivement d'éléments phonolitiques. Ce phénomène est dû à la dispersion par les glaces de blocs phonolitiques arrachés aux dômes (Varet, 1970). Sur le plateau du Limon, les très mauvaises conditions d'affleurement ne permettent généralement pas de retrouver le dôme associé à chaque traînée. Nous ne pouvons que délimiter les zones à forte concentration de blocs de phonolite, chacune d'elles représentant sans doute un dôme. Elles sont au nombre de trois :

- sous le Frau de Nozières
- aux sources du Limon, entre 1430 et 1440 m
- entre les ruisseaux du Triou et de la Devezone (côté vallée de la Petite Rhue) ; cette dernière traînée pourrait être rattachée aux affleurements du ruisseau du Triou.

Le plateau de Golneuf, en rive droite de la Santoire, est la réplique du plateau du Limon. On y trouve des coulées de trachyandésite à amphibole et pyroxène, de trachyandésite à péridot, et d'ordanchite. Une grosse lame de phonolite, orientée N30, constitue le sommet du Golneuf (point coté 1473). Ce petit massif phonolitique, jusqu'à présent jamais signalé, recoupe probablement, mais sans qu'il soit possible de

le démontrer, la dernière coulée de latite porphyrique à amphibole.

A l'amont des plateaux du Limon et de Golneuf, la stratigraphie des formations terminales se simplifie. Les coulées d'ordénchite disparaissent ; par contre, les dômes de latite, apparemment peu développés sous les plateaux, constituent tous les plus hauts sommets : Puy de Seycheuse, Peyre Arse, Puy Mary.

Le plus célèbre est incontestablement le Puy Mary. Sa position stratigraphique a fait l'objet de plusieurs hypothèses :

- Pour Glingeaud (1921), le Puy Mary est postérieur à la grande nappe (Brèche de Rolland) lui servant de soubassement. Mais il est antérieur au Puy de la Tourte sous les coulées duquel des brèches de nuées issues du dôme paraissent s'enfoncer. C'est l'idée qui s'impose d'abord à l'esprit. Mais quand on sait que la mise en place de dômes de ce type est fréquemment précédée par la formation d'un cratère d'explosion, on n'a pas le droit d'éliminer la possibilité d'un contact vertical entre les brèches de nuées et les coulées du Puy de la Tourte.

- Au contraire, pour Vuittenez (1964), le Puy Mary est "antérieur aux grands épanchements stratofides qu'il a détournés, comme une étrave vers le Nord et vers le Sud". L'auteur fonde son affirmation sur deux observations :

- "les filons qui injectent la masse du Puy Mary ne paraissent pas se prolonger dans la nappe andésitique sous-jacente". En fait, la plupart sont des "pseudofilons" de même nature que le dôme. Le Puy Mary devait, comme le Puy de Dôme, être un "dôme hérissé" avec crêtes radiales (carte volcanologique de la chaîne des Puys, 1975). La croissance endogène impliquant un étirement des couches externes avec fissuration radiale, la lave encore plastique du coeur va s'injecter en coin dans ces fractures périphériques. Dômes et filons étant congénères, il ne saurait être question d'entirer un argument chronologique.

- la nappe andésitique n'apparaît pas dans la vallée du Mars, alors qu'elle est très visible dans les vallées de la Jordanne et de la Petite Rhue.

Si la nappe andésitique contournait le Puy Mary, on devrait, je pense, retrouver à la base de celle-ci, au-dessus du buron d'Eylac, des brèches de nuées. De plus, cette interprétation conduirait à regarder la forme pyramidale du Puy Mary comme originelle, ce qui serait pour le moins surprenant.

#### CONCLUSION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE DU COMPLEXE BRECHIQUE

L'étude stratigraphique du complexe bréchiqne a montré qu'il était difficile d'établir des corrélations d'une coupe à l'autre. Cependant, il était nécessaire, au titre d'hypothèse de travail, de proposer une stratigraphie synthétique fondée sur des distinctions simples, directement utilisable sur le terrain, qui permette d'intégrer toutes les variations de faciès observées.

Plusieurs niveaux stratigraphiques d'intérêt régional se dégagent de cette analyse :

- la "brèche blanche"
- les formations volcano-détritiques post-"Brèche inférieure"
- les tufs lités intercalaires inférieurs
- les tufs lités intercalaires supérieurs. Une phase d'érosion pourrait leur succéder.

Nous verrons (chap. V) qu'une phase d'érosion génératrice des alluvions à galets de phonolite sépare le complexe bréchiqne de l'ensemble des basaltes terminaux.

J 31 X=637, 20-Y=317, 55-Z = 1075 m			
% d'oxydes		Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub>	50,90	Q 4,65	Si 51,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,80	Or 20,09	Al <sub>3</sub> 20,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,64	Ab 26,23	Fe <sub>2</sub> 5,06
FeO	0,51	An 21,88	Fe 0,42
MgO	2,50	Di 4,55	Mg 3,84
CaO	6,30	En 4,12	Ca 6,89
Na <sub>2</sub> O	3,10	Hem 6,64	Na 6,10
K <sub>2</sub> O	3,40	Ilm 1,40	K 4,39
TiO <sub>2</sub>	1,75	Sp 2,49	Ti 1,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nd.		P nd.
MnO	0,15		Mn 0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,59	Analyses : F. CANTAGREL	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,25	S. COUTURIE - 1976.	
T	99,89		
II. '5. 3. 3'		CIPW	
Trachyandésite à olivine		Rittmann	
Trachyandésite à hb et cpx.		R = 60,35	
		S = 41,84	

Analyse chimique de la "brèche blanche" (cf. p. 72)

PETROGRAPHIE

Les formations laviques en coulées et en "dômes" représentent une très faible part à l'intérieur du complexe bréchiq. Prenons comme exemple la coupe du plateau du Limon (log D) : si l'on totalise l'épaisseur de toutes les coulées entre les altitudes 1100 et 1550 m, on peut estimer qu'elles représentent 10 à 15% de l'ensemble du complexe bréchiq. ; ce n'est qu'une approximation qui, de plus, ne tient pas compte des dômes qui recoupent toute la série. Je pense cependant que ce chiffre ne peut dépasser 20%.

J'étudierai successivement les laves en coulées, les laves en "dômes" et les laves des brèches.

A) LES LAVES EN COULEES

Elles se situent généralement à la base des brèches intermédiaires, mais surtout à l'intérieur des formations terminales ; elles caractérisent pratiquement ce dernier ensemble.

1) Trachytes subalcalins

D64 X=631,35-Y=314,45-Z=1328 m			
% d'oxydes		Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub>	65	Q 14,23	Si 60,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18	Or 27,77	Al <sub>3</sub> 19,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,16	Ab 42,31	Fe <sub>2</sub> 1,51
FeO	0,75	An 6,63	Fe 0,56
MgO	0,56	Cor 2,26	Mg 0,78
CaO	1,60	En 1,39	Ca 1,62
Na <sub>2</sub> O	5	Mag 0,67	Na 8,99
K <sub>2</sub> O	4,70	Hem 1,70	K 5,59
TiO <sub>2</sub>	0,66	Ilm 1,25	Ti 0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	Ap 0,47	P 0,17
MnO	0,05		Mn 0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976	
T	98,68		
I.4 (5). '2, 3 (4)		CIPW	
rhyolite		Rittmann	
Trachyte subalcalin		R = 90	
		S = 38,3	

Je n'ai relevé que deux coulées de ce type dans la région étudiée. Toutes les deux se situent dans le massif du Peyre Arse. L'une se suit en rive gauche de la Santoire à l'altitude 1200 m depuis les ruines des Trois Cols jusqu'au buron de Granjou. L'autre (éch. D64) constitue le sommet de la falaise de Bade Bec (point coté 1328) qui domine le village de la Courbatière à l'extrémité nord-est du Peyre Arse.

Il faut signaler également la présence de trachyte subalcalin dans les brèches intermédiaires des ruisseaux de la Cheyrelle et de Carmantron, au contact des tufs lités intercalaires inférieurs. Ces blocs forment de grosses plaquettes aux arêtes anguleuses contrastant avec les autres éléments beaucoup plus émoussés. Maurizot-Blanc (1974) en a décrit dans le "complexe conglomératique supérieur" de la vallée de la Chevade.

Macroscopiquement, les trachytes subalcalins sont des roches de teinte claire, blanc-gris ou rosé, parfois rouge (blocs dans les brèches), à texture porphyrique fluidale.

Microscopiquement, les phénocristaux sont représentés par :

- des plagioclases (An. 35 à 45) en baguettes millimétriques (2 mm max.) maclées albite-Carlsbad et peu zonées ;
- des sanidines peu nombreuses en petites baguettes maclées Carlsbad, aux arêtes émoussées ;
- des biotites très pléochroïques, de 1 à 2 mm, très souvent résorbées ;
- des cristaux de magnétite.

La mésostase représente plus de 60% du volume de la roche. Sa fluidalité est marquée par l'orientation des microlites et par une zonation due à des différences dans la taille et la densité des microlites, et dans la concentration des minéraux opaques. Les microlites d'oligoclases baignent dans une pâte vitreuse ou cryptocristalline riche en tridymite ; celle-ci est soit diffuse et difficilement discernable, soit sous forme de tablettes ou de sections subhexagonales, imbriquées les unes dans les autres et remplissant de petites vacuoles. L'apatite en cristaux automorphes, incolores, est abondante.

Nous n'avons pas observé d'enclaves dans ce type de roche.

2) Latites

Les laves de ce type forment des coulées relativement étendues, situées à la base des brèches intermédiaires ; ce sont celles de Laqueille (éch. H45 et G51) et de la Gandilhon (éch. D 511) reposant sur les "tufs lités intercalaires inférieurs" ; de l'Impradine (éch. C61) surmontant la nappe de ponces ; du Bataillouze (éch. C94) intercalée dans les brèches intermédiaires non stratifiées.

Macroscopiquement ce sont des roches gris-clair, très compactes, semi-porphyriques, parfois subaphyriques.

Microscopiquement, les phénocristaux sont représentés par :

- des plagioclases (An. 60 à 65), renfermant des inclusions vitreuses et des microcristaux d'amphibole et d'apatite ;
- de rares baguettes de sanidine (< 1%) ;
- des hornblendes brunes, généralement très résorbées.

La mésostase est constituée de microlites orientés d'andésine, de plages xénomorphes de feldspath potassique, de tridymite en granules ou en liseré autour des microlites. Seule la coulée de Laqueille (éch. H45) contient de la tridymite en vacuoles et des vésicules remplies de phillipsite maclée en croix. La coulée de l'Impradine (éch. C61) renferme en très faible quantité d'anciens microcristaux d'olivine de forme globulaire, entièrement transformés en chlorite et serpentine, et de très rares granules de pyroxène ; cette coulée est donc assez proche d'un pôle mésocrate.

Les minéraux accessoires sont représentés par des apatites rosées, parfois brunes, et de très rares sphènes altérés.

H 45 X=635,35- Y=316,15-Z=1135 m			G51 X=634,6- Y=315,2- Z=1180m				
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM		
SiO <sub>2</sub>	60,60	Q 8,49	Si 55,98	SiO <sub>2</sub>	60,60	Q 9,75	Si 56,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,93	Or 22,51	Al <sub>3</sub> 19,51	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,78	Or 23,05	Al <sub>3</sub> 19,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,78	Ab 41,04	Fe <sub>2</sub> 1,94	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,81	Ab 38,08	Fe <sub>2</sub> 1,95
FeO	3,42	An 15,90	Fe <sub>2</sub> 2,66	FeO	3,65	An 16,80	Fe <sub>2</sub> 2,79
MgO	0,96	Di 0,22	Mg 1,33	MgO	0,91	Di 0,05	Mg 1,23
CaO	4,09	Hed 0,16	Ca 4,04	CaO	4,20	Hed 0,05	Ca 4,18
Na <sub>2</sub> O	4,85	En 2,29	Na 8,64	Na <sub>2</sub> O	4,50	En 2,24	Na 8,08
K <sub>2</sub> O	3,81	Ferr 1,93	K 4,49	K <sub>2</sub> O	3,90	Ferr 2,42	K 4,63
TiO <sub>2</sub>	1,28	Mag 4,03	Ti 0,88	TiO <sub>2</sub>	1,31	Mag 4,07	Ti 0,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	Ilm 2,43	P 0,44	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	Ilm 2,49	P 0,44
MnO	0,08	Ap 1,42	Mn 0,05	MnO	0,12	Ap 1,42	Mn 0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976	
T	100,40			T	100,37		
I (II). 4 (5). 2'. '4.			CIPW	(I) II. 4 (5). 2(3). (3)4.			CIPW
Latite			Rittmann	Latite			Rittmann
Latite			R = 76,47	Latite			R = 75,25
			S = 34,19				S = 36,42

C 61 X=630,6-Y=314,75-Z=1150m			D 511 X = 631,2- Y=315,17 - Z=1170 m				
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM		
SiO <sub>2</sub>	56,25	Q 9,15	Si 54,03	SiO <sub>2</sub>	57	Q 1,03	Si 52,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,85	Or 18,61	Al <sub>3</sub> 21,33	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,70	Or 24,52	Al <sub>3</sub> 22,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,20	Ab 38,50	Fe <sub>2</sub> 4,44	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,98	Ab 47,39	Fe <sub>2</sub> 2,06
FeO	0,15	An 17,10	Fe <sub>2</sub> 0,11	FeO	1,06	An 14,44	Fe <sub>2</sub> 0,83
MgO	0,80	Cor 1,69	Mg 1,15	MgO	0,86	Cor 1,71	Mg 1,23
CaO	4,50	En 1,99	Ca 4,61	CaO	3,70	En 2,14	Ca 3,68
Na <sub>2</sub> O	4,55	Hem 6,20	Na 8,48	Na <sub>2</sub> O	5,60	Hem 2,98	Na 10,09
K <sub>2</sub> O	3,15	Ilm 0,74	K 3,86	K <sub>2</sub> O	4,15	Ilm 2,32	K 4,90
TiO <sub>2</sub>	1,60	Rut 1,21	Ti 1,15	TiO <sub>2</sub>	1,48	Rut 0,26	Ti 1,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,80	Ap 1,89	P 0,63	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	Ap 1,42	P 0,45
MnO	0,20	Mn 0,17		MnO	0,04	Mn 0,05	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,25	Analyste : F. KELLER		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,20	1976		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976	
T	99,50			T	98,17		
I (II). (4) 5. 2(3). '4.			CIPW	I'. 5. 2. '4			CIPW
Trachyandésite clair			Rittmann	Trachyandésite clair			Rittmann
Latite			R = 72,80	Latite			R = 80,28
			S = 31,28				S = 32,68

C 94 X=630,05 - Y= 311,5 - Z=1530 m			161b X=636,05- Y=314,70- Z=1430 m				
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM		
SiO <sub>2</sub>	60,02	Q 6,94	Si 55,34	SiO <sub>2</sub>	53	Q 2,93	Si 50,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,08	Or 23,16	Al <sub>3</sub> 19,64	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21	Or 19,21	Al <sub>3</sub> 23,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,73	An 16,21	Fe <sub>2</sub> 1,88	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,98	An 15,46	Fe <sub>2</sub> 2,12
FeO	2,83	Ab 40,62	Fe <sub>2</sub> 2,15	FeO	3,42	Ab 41,46	Fe <sub>2</sub> 2,75
MgO	1,69	Di 0,43	Mg 2,32	MgO	1,16	Cor 3,76	Ma 1,66
CaO	4,19	Hed 0,10	Ca 4,15	CaO	4,17	En 2,89	Ca 4,24
Na <sub>2</sub> O	4,80	En 4,01	Na 8,57	Na <sub>2</sub> O	4,90	Ferr 1,60	Na 9,07
K <sub>2</sub> O	3,92	Ferr 1,04	K 4,59	K <sub>2</sub> O	3,25	Mag 4,32	K 3,96
TiO <sub>2</sub>	1,23	Mag 3,96	Ti 0,83	TiO <sub>2</sub>	1,48	Ilm 2,81	Ti 1,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	Ilm 2,34	P 0,44	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,80	Ap 1,89	P 0,63
MnO	0,10	Ap 1,42	Mn 0,05	MnO	0,12		Mn 0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976	
T	100,19			T	96,28		
(I) II. '5. 2'. (3)4			CIPW	(I) II. 5. 2'. 4.			CIPW
Latite			Rittmann	Trachyandésite à olivine			Rittmann
Latite			R = 76	Latite			R = 75,44
			S = 34,87				S = 30,39

Il existe quelques coulées de latite dans les formations terminales, notamment celle surmontant la Brèche de Rolland (log G) et celle des Vacheries de Golneuf (éch. 161b). Ce sont des roches à texture porphyrique, parfois bulleuse. Dans la coulée des Vacheries de Golneuf, l'amphibole et l'apatite peuvent atteindre respectivement 5 et 2 mm ; mais le porphyrisme est cependant un caractère peu fréquent dans ces coulées.

### 3) Trachyandésites à clinopyroxène et sans orthopyroxène

C'est le type de lave le plus fréquemment rencontré. Il forme la majeure partie des coulées de l'ensemble des formations terminales, en particulier l'empilement des coulées du Puy de la Tourte, ainsi que quelques coulées situées à la base des brèches intermédiaires.

Macroscopiquement, ces trachyandésites sont des roches sombres et compactes. Il faut cependant signaler la présence de quelques coulées à texture bulleuse, généralement beaucoup plus porphyriques ; c'est le cas de la coulée de Dienne.

Dans cet ensemble, deux faciès coexistent. Il s'agit tantôt de laves à cassure gris foncé, d'aspect basaltique, où miroitent des phénocristaux de plagioclase, tantôt de laves à cassure plus claire, d'aspect andésitique. J'ai classé ces laves en trois catégories, selon l'abondance relative des différents minéraux ferromagnésiens :

- . trachyandésite à amphibole dominante, et pyroxène
- . trachyandésite à pyroxène dominant, et amphibole
- . trachyandésite à pyroxène et périclone.

Ces distinctions ne peuvent être faites qu'à la lame mince. Seuls les trachyandésites à pyroxène et périclone se reconnaissent aisément à l'oeil nu ; ils sont généralement plus porphyriques et contiennent des phénocristaux orangés d'olivine pouvant atteindre plus de 5 mm.

Microscopiquement, les phénocristaux sont représentés par :

- a) des plagioclases de petite taille, dépassant rarement 2 à 3 mm. Ils possèdent classiquement les trois types de macles : albite, Carlsbad et périclone. J'ai procédé sur les différentes coulées de trachyandésite relevées le long de la coupe du Limon (log D) à des mesures systématiques de l'angle d'extinction des plagioclases selon la méthode préconisée par Bordet (1968).

Les mesures sont faites à la platine universelle, sur des sections perpendiculaires à  $g^1$  :

- les plans de macle (macles polysynthétiques de l'albite) du plagioclase sont placés parallèlement au fil NS du microscope, c'est-à-dire parallèlement à l'axe h
- le plan de macle  $g^1$  séparant deux individus est redressé en tournant autour de h, afin que ce plan soit le plus fin possible
- le plagioclase est placé à  $45^\circ$  pour obtenir l'éclaircissement commun. Il est nécessaire de faire varier l'éclaircissement commun en tournant autour de C afin que la section soit la plus sombre possible. On effectue la mesure en bloquant l'axe C et en revenant à la position fondamentale.

Les résultats obtenus sont les suivants :

- coulée de Dienne (éch. H31)	à hb (et cpx)	An. 62-66
- 1e coulée des formations terminales (éch. F35)		An. 60-65
- 2e " " " " (éch. E45)	à	An. 62-69
- 3e " " " " (éch. E42)	cpx	An. 50-55
- 4e " " " " (éch. D44 et (hb) E43)		An. 50-65
- 5e " " " " (éch. E33)	à ol.	An. 54-62

Toutes les mesures s'échelonnent entre 50 et 70% d'anorthite, couvrant entièrement le champ du labrador.

Contrairement aux plagioclases des roches plus acides, ceux des trachyandésites présentent toujours des inclusions leur conférant un aspect chagriné ("dust inclusions") ; elles sont de plusieurs types :

- . des inclusions microscopiques concentrées au coeur du plagioclase, disposées en anneaux périphériques ou envahissant tout le minéral (fig. 33a) : ce sont de fines gouttelettes effilées, parfois coalescentes, alignées le long des clivages ou quadrillant orthogonalement le minéral (plagioclase en treillis). Elles sont remplies d'une substance incolore ou légèrement rosée, isotrope ou faible-

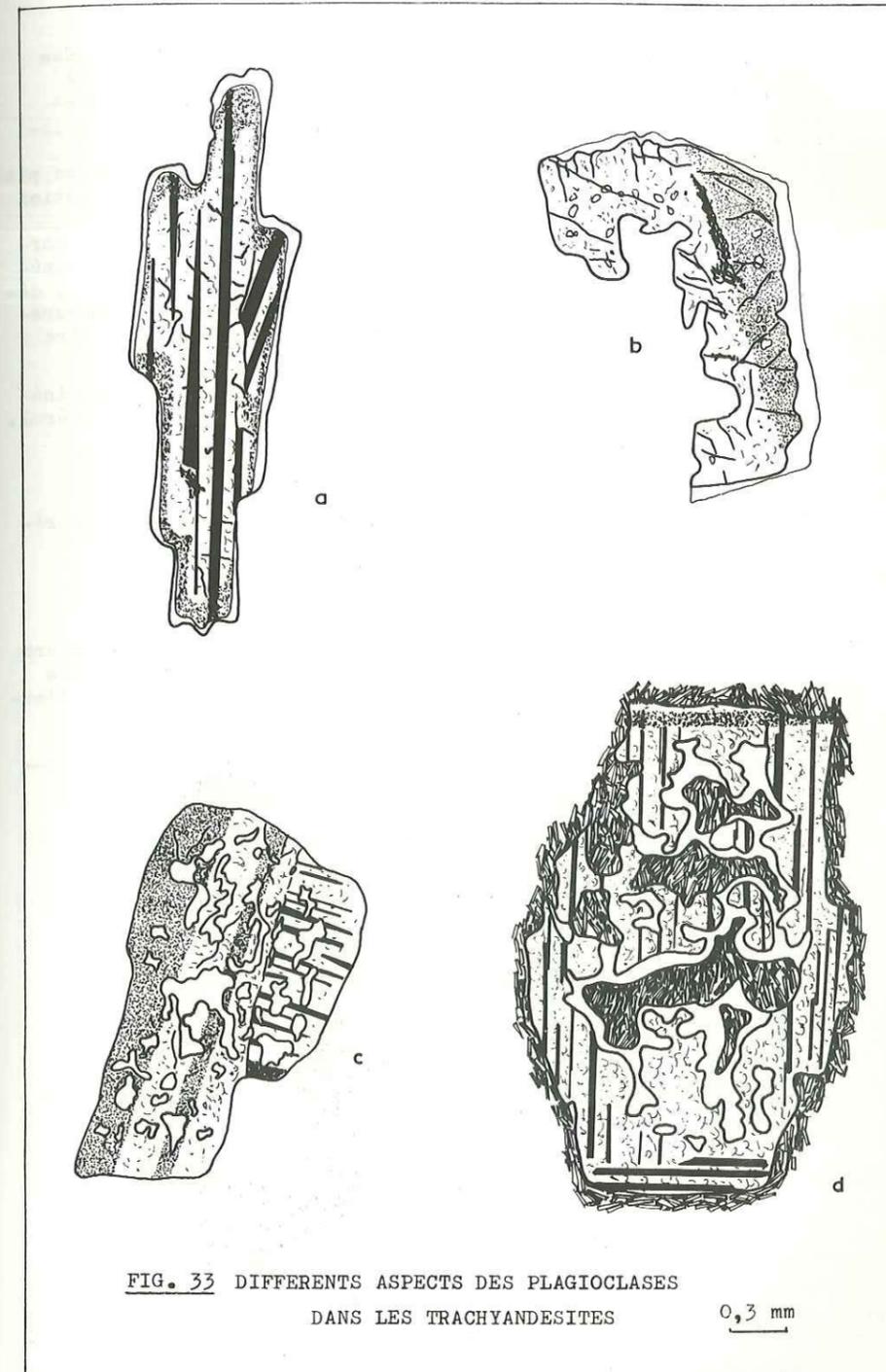


FIG. 33 DIFFERENTS ASPECTS DES PLAGIOCLASES

DANS LES TRACHYANDESITES

0,3 mm

- ment biréfringente, de relief négatif (verre ou analcime ?). Ces inclusions vitreuses sont assombries par des minéraux opaques provenant de l'exsolution du fer contenu dans le minéral (Mac Gregor, 1931). Elles sont, semble-t-il, indépendantes des variations chimiques enregistrées par le plagioclase.
- des taches diffuses, plus sodiques, passant progressivement au plagioclase calcique. Elles pourraient s'expliquer par une migration d'ions Na vers certains points du minéral.
  - une frange alcaline limitée à l'intérieur par une surface de corrosion (fig. 33b). Cette frange s'invagine à l'intérieur du minéral et donne en coupe des plages aux contours très capricieux, découpant le plagioclase à l'emporte-pièce (fig. 33c). Postérieurement à la cristallisation de cette frange, le minéral peut être de nouveau corrodé (fig. 33d).

Les plagioclases sont rarement altérés. De la calcite et des minéraux chloriteux s'insinuent parfois dans les craquelures du minéral.

#### b) des biotites

Les phénocristaux de biotite sont extrêmement rares et toujours résorbés.

#### c) des amphiboles

Ce sont les phénocristaux de plus grande taille (0,5 mm à plusieurs cm dans la coulée de Dienne), présentant tous les caractères très classiques des hornblendes brunes (pléochroïsme intense, angle d'extinction faible).

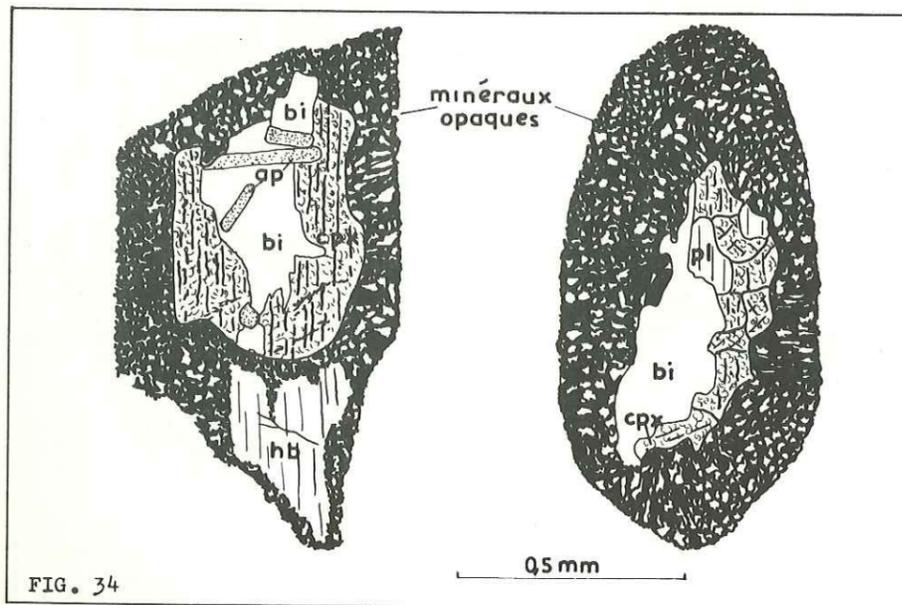


FIG. 34

#### RESORPTION DE LA HORNBLLENDE BRUNE (hb)

bi. biotite — cpx clinopyroxène — pl. plagioclase — ap. apatite

L'amphibole est toujours résorbée et présente trois stades de résorption magmatique ; elle est :

- soit simplement entourée d'une auréole de minéraux opaques ;
- soit entièrement pseudomorphosée, l'ancien minéral étant piqueté de minéraux opaques dont la densité décroît de la périphérie vers le centre ;
- soit, à un stade plus avancé de résorption, remplacé par de nouveaux minéraux (fig. 34), à savoir :
  - des microcristaux de plagioclase calcique ;
  - des microcristaux d'augite ;
  - des cristaux de biotite très pâle, jaune-orangé, parfois incolore, polarisant dans les teintes assez vives du 2<sup>e</sup> ordre (bleu, vert). La formation de cette biotite (phlogopite ?) est sans doute en liaison avec la cristallisation de la mésostase enrichie en alcalins.

Une telle paragenèse a été décrite par Demant (1972) dans des cas analogues de transformation d'amphibole. Il se réfère aux travaux expérimentaux de Wittels (1957) : par fusion des amphiboles calciques à 1100°C, on obtient un assemblage augite + plagioclase + hématite + eau, et à ceux de Kosu et al. (1927) : les cristaux de magnétite et de pyroxène apparaissent à des températures respectives de 1050 et 1200°C à la pression atmosphérique.

#### d) des clinopyroxènes

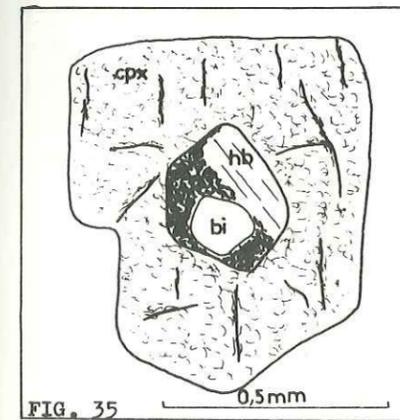


FIG. 35

Les phénocristaux de clinopyroxène cristallisent postérieurement aux amphiboles (fig. 35).

#### e) des olivines

Les phénocristaux de péridot atteignent fréquemment 2 à 3 mm. Ce sont des péridots assez peu altérés. L'iddingsite se développe le long des cassures mais envahit assez rarement tout le minéral. Il faut signaler un type d'altération assez exceptionnel dans les formations laviques : l'altération en chlorite et serpentine (éch. D61). Les phénocristaux d'olivine sont parfois découpés par de profonds golfes de corrosion (éch. E33).

Ce sont de petits cristaux trapus dépassant rarement le mm, gris-vertâtre, non pléochroïques, indemnes de toute altération. Ils sont fréquemment zonés et maclés h1. Il s'agit d'augites, minéraux très courants des trachyandésites, dont les cristaux peuvent se grouper en forme d'étoile ou s'associer aux plagioclases pour donner de petits cumulets à structure doléritique (éch. H61). Dans les trachyandésites à olivine, les augites sont de plus grande taille et très souvent poecilites. Elles englobent de petites lattes de plagioclase, des microcristaux d'olivine et des baguettes d'apatite.

## f) des magnétites

La magnétite est présente en cristaux automorphes, parfois corrodés ou squelettiques, dans tous les types de trachyandésite et à tous les stades de cristallisation.

La mésostase est généralement holocristalline, microlitique ou, dans certains cas, microdoléritique (éch. H61). Elle renferme des microlites d'andésine, des granules de clinopyroxène, des microcristaux d'olivine (sauf dans les trachyandésites à amphibole et pyroxène) entièrement iddingsitiques ou plus rarement serpentinisés (éch. D62). On trouve également des minéraux tardimigmatiques (biotite orangée, feldspath potassique) et un verre incolore, formant des plages très claires dépourvues d'oxydes de fer au centre desquelles cristallise la biotite. Cette dernière se présente en sections xénomorphes mal clivées aux contours flous, en cristaux automorphes ou en gerbes. Elle est fréquemment accrochée sur les phénocristaux d'olivine et de magnétite.

L'apatite est toujours présente en cristaux automorphes, riches en inclusions quand ils sont isolés, incolores lorsqu'ils sont inclus dans d'autres minéraux. La tridymite est rare et remplit alors de petites vésicules (éch. E71).

H 31 X=635,5 - Y = 317,9 - Z= 1110 m			F35 X=633,25- Y=317,1 Z=1330 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 48	Q 0	Si 45,81	SiO <sub>2</sub> 50,70	Q 0,77	Si 47,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18	Or 13,95	Al <sub>3</sub> 20,21	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18	Or 12	Al <sub>3</sub> 20,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,77	Ab 27,58	Fe <sub>2</sub> 2,69	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,73	Ab 32,15	Fe <sub>2</sub> 2,67
FeO 5,77	An 22,39	Fe 4,58	FeO 4,57	An 26,06	Fe 3,57
MgO 3,15	Ne 5,23	Mg 4,52	MgO 3,70	Di 7,56	Mg 5,28
CaO 8,60	Di 8,45	Cor 8,82	CaO 8,58	Hed 1,39	Cor 8,69
Na <sub>2</sub> O 4,40	Hed 3,73	Na 8,13	Na <sub>2</sub> O 3,80	En 5,71	Na 6,98
K <sub>2</sub> O 2,36	Fo 2,75	K 2,86	K <sub>2</sub> O 2,03	Ferr 1,20	K 2,44
TiO <sub>2</sub> 2,27	Fa 1,54	Ti 1,60	TiO <sub>2</sub> 2,23	Mag 5,41	Ti 1,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Mg 5,47	P 0,63	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Ilm 4,24	P 0,62
MnO 0,13	Ilm 4,31	Mn 0,11	MnO 0,17	Ap 1,89	Mn 0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Ap 1,89		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Analyste : P. WATELET	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.			H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.	1976	
T 97,25			T 98,31		
II. 5. 3'. 4 CIPW			II. 5. 3(4). 4 CIPW		
Trachyandésite à olivine Rittmann			Trachyandésite à olivine Rittmann		
Trachyandésite à hb et cpx R = 55,47 S = 26,01			Trachyandésite à cpx et hb. R = 52 S = 25,9		

E 45 X= 632,5 - Y=316,6 - Z = 1400 m			E 42 X=632,85- Y=316,80- Z= 1400 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 50	Q 0	Si 47,73	SiO <sub>2</sub> 52	Q 0	Si 49,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18	Or 15,25	Al <sub>3</sub> 20,22	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18	Or 21,04	Al <sub>3</sub> 20,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,80	Ab 33,85	Fe <sub>2</sub> 2,75	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,28	Ab 34,62	Fe <sub>2</sub> 2,33
FeO 4,60	An 23,54	Fe 3,67	FeO 3,31	An 17,28	Fe 2,61
MgO 3,30	Di 6,29	Mg 4,75	MgO 2,50	Ne 3,02	Mg 3,58
CaO 7,70	Hed 1,21	Ca 7,90	CaO 6,90	Di 8,35	Ca 6,99
Na <sub>2</sub> O 4,00	En 2,19	Na 7,39	Na <sub>2</sub> O 4,75	Hed 0,89	Na 8,70
K <sub>2</sub> O 2,58	Ferr 0,48	K 3,15	K <sub>2</sub> O 3,56	Fo 1,65	K 4,32
TiO <sub>2</sub> 2,30	Fo 2,18	Ti 1,66	TiO <sub>2</sub> 1,78	Fa 0,22	Ti 1,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Fa 0,53	P 0,63	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Mag 4,76	P 0,62
MnO 0,16	Mag 5,51	Mn 0,11	MnO 0,18	Ilm 3,38	Mn 0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Ilm 4,37		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Ap 1,89	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.	Ap 1,89		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.		
T 97,24			T 97,06		
Analyste : P. WATELET 1976			Analyste : P. WATELET 1976		
II. 5. 3'. 4 CIPW			II. 5. 3'. 4 CIPW		
Trachyandésite à olivine Rittmann			Trachyandésite à olivine Rittmann		
Trachyandésite à cpx et hb. R = 57,15 S = 29,88			Trachyandésite à cpx et hb. R = 65 S = 33,17		

E 33 X=632,55- Y=317,3 - Z= 1435 m			D 12 X= 631,40-Y=320,10-Z=1325 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% des oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 49,55	Q 0	Si 46,32	SiO <sub>2</sub> 52,80	Q 3,15	Si 50,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 17,75	Or 12,11	Al <sub>3</sub> 19,52	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 16,49	Or 16,90	Al <sub>3</sub> 18,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,55	Ab 33,85	Fe <sub>2</sub> 3,87	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,59	Ab 32,15	Fe <sub>2</sub> 2,58
FeO 4,65	An 24,42	Fe 3,64	FeO 4,42	An 19,49	Fe 3,50
MgO 4,90	Di 6,68	Mg 6,90	MgO 3,05	Di 8,30	Mg 4,36
CaO 7,80	Hed 0,41	Ca 7,79	CaO 7,55	Hed 1,85	Ca 7,74
Na <sub>2</sub> O 4,00	En 3,53	Na 7,23	Na <sub>2</sub> O 3,80	En 3,75	Na 7,05
K <sub>2</sub> O 2,05	Ferr 0,25	K 2,47	K <sub>2</sub> O 2,86	Ferr 0,96	K 3,50
TiO <sub>2</sub> 2,10	Fo 3,91	Ti 1,46	TiO <sub>2</sub> 2,09	Mag 5,21	Ti 1,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Fa 0,30	P 0,61	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Ilm 3,97	P 0,63
MnO 0,20	Mag 8,05	Mn 0,17	MnO 0,13	Ap 1,89	Mn 0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 0,20	Ilm 3,99		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 0,25	Ap 1,89		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.	Analyste : P. WATELET	
T 99,79			T 97,57	1976	
Analyste : F. KELLER -1976-					
II. 5. 3'. 4 CIPW			II. 5. 3'. 4 CIPW		
Trachybasalte à andésine et olivine Rittmann			Trachyandésite à olivine Rittmann		
Trachyandésite à cpx et olivine. R = 55,46 S = 25,46			Trachyandésite à cpx à olivine R = 57,68 S = 33,17		

D 62 c X=631,4-Y=314,45-Z=1300m			H 61 X=635,1 - Y= 314,85 - Z=1380m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 51	Q 1,39	Si 49,36	SiO <sub>2</sub> 51	Q 0	Si 47,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 19	Or 15,36	Al <sub>3</sub> 21,66	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 15,21	Or 12,41	Al <sub>3</sub> 16,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,48	Ab 35,54	Fe <sub>2</sub> 2,55	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,53	Ab 34,10	Fe <sub>2</sub> 2,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,22	An 25,31	Fe <sub>2</sub> 4,24	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,72	An 13,75	Fe <sub>2</sub> 4,43
MgO 1,00	Di 1,89	Mg 1,45	MgO 5,00	Ne 3,53	Mg 7,00
CaO 7,20	Hed 2,45	Ca 7,49	CaO 8,39	Di 13,81	Ca 8,41
Na <sub>2</sub> O 4,20	En 1,61	Na 7,84	Na <sub>2</sub> O 4,80	Hed 4,37	Na 8,69
K <sub>2</sub> O 2,60	Ferr 2,40	K 3,19	K <sub>2</sub> O 2,10	Fo 4,24	K 2,52
TiO <sub>2</sub> 1,98	Mag 5,05	Ti 1,45	TiO <sub>2</sub> 2,03	Fa 1,69	Ti 1,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Ilm 3,76	P 0,64	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Mag 5,12	P 0,62
MnO 0,14	Ap 1,89	Mn 0,12	MnO 0,15	Ilm 3,86	Mn 0,11
H <sup>+</sup> nd.	Analyste : P. WATELET		H <sup>+</sup> nd.	Analyste : P. WATELET	
H <sup>2-</sup> nd.	1976		H <sup>2-</sup> nd.	1976	
T <sup>2-</sup> 96,62			T <sup>2-</sup> 98,73		
II.5.3.4. CIPW			II.5.3'.4. CIPW		
Trachyandésite à olivine		Rittmann	Trachyandésite à olivine		Rittmann
Trachyandésite à hb et cpx.		R = 59,55 S = 28,92	Trachyandésite à olivine		R = 57,13 S = 22,48

D 61 X =631,4 - Y=314,35-Z=1285m			G61 X=634,55-Y=314,3-Z= 1330 m		
% d'oxygène	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 49,80	Q 0	Si 47,75	SiO <sub>2</sub> 48,50	Q 0	Si 46,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 16,14	Or 12,11	Al <sub>3</sub> 18,18	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18	Or 12,59	Al <sub>3</sub> 20,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,60	Ab 30,04	Fe <sub>2</sub> 2,59	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,92	Ab 30,89	Fe <sub>2</sub> 2,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,82	An 22,05	Fe <sub>2</sub> 4,66	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6,20	An 26,44	Fe <sub>2</sub> 4,92
Mg 4,73	Di 8,71	Mg 6,79	MgO 3,82	Di 5,70	Mg 5,49
CaO 8,42	Hed 2,94	Ca 8,63	CaO 8,38	Hed 2,30	Ca 8,58
Na <sub>2</sub> O 3,55	En 6,51	Na 6,62	Na <sub>2</sub> O 3,65	En 1,57	Na 6,75
K <sub>2</sub> O 2,05	Ferr 2,52	K 2,53	K <sub>2</sub> O 2,13	Ferr 0,73	K 2,57
TiO <sub>2</sub> 2,10	Fo 0,86	Ti 1,49	TiO <sub>2</sub> 2,42	Fo 3,71	Ti 1,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Fa 0,37	P 0,63	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Fa 1,90	P 0,63
MnO 0,17	Mag 5,22	Mn 0,11	MnO 0,14	Mag 5,68	Mn 0,11
H <sup>+</sup> nd.	Ilm 3,99		H <sup>+</sup> nd.	Ilm 4,60	
H <sup>2-</sup> nd.	Ap 1,89		H <sup>2-</sup> nd.	Ap 1,89	
T <sup>2-</sup> 97,18	Analyste = P. WATELET		T <sup>2-</sup> 97,96	Analyste : P. WATELET 1976	
II.5.(3)4.4 CIPW			II.5.3.(4).4 CIPW		
Trachyandésite à olivine		Rittmann	Trachyandésite à olivine		Rittmann
Trachyandésite à cpx et olivine		R = 51,46 S = 27,65	Trachyandésite à cpx et olivine.		R=52 S=27,57

## 4) Trachyandésites à orthopyroxène

F 44 X=633,85 - Y=316,05 -Z=1110 m			D 86 X=631,45- Y= 312,5- Z = 1375 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 53,30	Q 3,74	Si 51,09	SiO <sub>2</sub> 56,10	Q 7,22	Si 52,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 17,34	Or 18,38	Al <sub>3</sub> 19,56	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 17,10	Or 19,80	Al <sub>3</sub> 18,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,22	Ab 31,31	Fe <sub>2</sub> 2,30	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4,71	Ab 29,62	Fe <sub>2</sub> 3,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4,67	An 21,52	Fe <sub>2</sub> 3,74	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,06	An 21,05	Fe <sub>2</sub> 2,43
MgO 2,10	Di 5,22	Mg 3,05	MgO 3,10	Di 7,17	Mg 4,41
CaO 7,41	Hed 2,95	Ca 7,59	CaO 6,10	En 4,40	Ca 6,16
Na <sub>2</sub> O 3,70	En 2,81	Na 6,84	Na <sub>2</sub> O 3,50	Mag 4,88	Na 6,39
K <sub>2</sub> O 3,11	Ferr 1,82	K 3,80	K <sub>2</sub> O 3,35	Hem 1,35	K 4,01
TiO <sub>2</sub> 1,72	Mag 4,67	Ti 1,26	TiO <sub>2</sub> 1,90	Ilm 3,61	Ti 1,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,80	Ilm 3,27	P 0,63	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> nd.		P nd.
MnO 0,17	Ap 1,89	Mn 0,11	MnO 0,16		Mn 0,11
H <sup>+</sup> nd.	Analyste : P. WATELET		H <sup>+</sup> 0,42	Analystes : F:CANTAGREL.	
H <sup>2-</sup> nd.	1976		H <sup>2-</sup> 0,63	S. COUTURIE - 1976 -	
T <sup>2-</sup> 97,54			T <sup>2-</sup> 100,13		
II.5.3.(3)4 CIPW			II.4(5).3.3(4) CIPW		
Trachybasalte à andésine et olivine		Rittmann	Trachyandésite		Rittmann
Trachyandésite à hb, cpx et opx.		R = 58,36 S = 35,71	Trachyandésite à cpx et opx.		R = 62,80 S = 38,56

Lacroix (1890) a étudié le premier quelques "andésites à hypersthène". Vatin-Pérignon (1966) souligne que l'orthopyroxène fait figure de minéral accessoire dont le pourcentage n'excède pas 1% du volume de la roche. Depuis, la majorité des auteurs a signalé la présence d'hypersthène en faible quantité dans certaines laves du Cantal (Thonon, 1967 ; Lambert, 1969 ; Vaziri, 1973 ; Larroque, 1975). Ces laves ont été classées dans les "andésites subplagioclasiques" par Vatin-Pérignon et dans les latites par Lambert. Par ailleurs, des roches à hypersthène, de composition dacitique, ont été décrites à plusieurs reprises (Lacroix, 1916 ; Brousse, 1961 ; Larroque, 1975). La présence d'orthopyroxène ne semble donc pas liée à un seul type pétrographique.

J'ai trouvé de l'orthopyroxène en quantité notable dans deux coulées de trachyandésite de composition minéralogique différente :

- coulée de la Buge à l'amont de Drils, interstratifiée au sein de la "Brèche inférieure" (éch. F44) : orthopyroxène, clinopyroxène, hornblende brune, péridot altéré en calcite ;
- coulée surmontant le dôme latitique d'Imbassière (éch. D86) : clinopyroxène, orthopyroxène

L'orthopyroxène forme des cristaux incolores, au pléochroïsme distinct mais faible (incolore à jaune clair ou légèrement rosé). Dans la coulée surmontant le dôme d'Imbassière, le coeur des orthopyroxènes

I 44 X=636,8 - Y=316 - Z=1283 m			H63 X=635,6-Y=315-Z=1421 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 55,24	Q 0	Si 50,10	SiO <sub>2</sub> 52,30	Q 0	Si 50,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 19,48	Or 26,18	Al <sub>3</sub> 20,78	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18,20	Or 15,66	Al <sub>3</sub> 20,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2,92	Ab 35,89	Fe <sub>3</sub> 2,01	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,10	Ab 42,66	Fe <sub>2</sub> 2,26
FeO 2,59	An 8,20	Fe <sub>2</sub> 1,96	FeO 4,51	An 17,15	Fe <sub>2</sub> 3,66
MgO 1,06	Ne 13,11	Mg 1,47	MgO 0,83	Ne 2,10	Mg 1,22
CaO 4,81	Wo 2,13	Ca 4,67	CaO 5,94	Di 3,36	Ca 6,16
Na <sub>2</sub> O 7,10	Di 5,69	Na 12,46	Na <sub>2</sub> O 5,50	Hed 4,81	Na 10,29
K <sub>2</sub> O 4,43	Hed 0,56	K 5,11	K <sub>2</sub> O 2,65	Fo 0,36	K 3,25
TiO <sub>2</sub> 1,42	Mag 4,23	Ti 0,98	TiO <sub>2</sub> 1,60	Fa 0,65	Ti 1,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,40	Ilm 2,70	P 0,32	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,40	Mag 4,49	P 0,35
MnO <sub>2</sub> 0,16	Ap 0,95	Mn 0,10	MnO <sub>2</sub> 0,17	Ilm 3,04	Mn 0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Analyste : P. WATELET		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Analyste : P. WATELET 1976	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.	1976		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.	1976	
T 99,61			T 95,20		
'II.4'.2'.4 CIPW			'II.5.3.4 CIPW		
Phonolite à néphéline téphritique Rittmann			Trachyandésite à olivine Rittmann		
Ordanchite R = 79 S = 29,08			Ordanchite R = 68,73 S = 24		

E 44 X= 632,25 - Y = 316,9 - Z= 1140m			H 62 X=635,15 - Y= 314,75 - Z=1400 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 53	Q 0	Si 49,11	SiO <sub>2</sub> 52	Q 0	Si 47,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 20,50	Or 26,30	Al <sub>3</sub> 22,36	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 20	Or 23,46	Al <sub>3</sub> 21,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2,80	Ab 31,53	Fe <sub>3</sub> 1,94	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,02	Ab 28,23	Fe <sub>3</sub> 2,09
FeO 1,68	An 9,13	Fe <sub>2</sub> 1,28	FeO 2,83	An 11,43	Fe <sub>2</sub> 2,15
MgO 1,00	Ne 17,30	Mg 1,39	MgO 1,76	Ne 16,80	Mg 2,43
CaO 3,81	Wo 0,11	Ca 3,78	CaO 5,28	Di 8,69	Ca 5,19
Na <sub>2</sub> O 7,50	Di 5,37	Na 13,45	Na <sub>2</sub> O 7,00	Hed 0,88	Na 12,48
K <sub>2</sub> O 4,45	Mag 2,11	K 5,28	K <sub>2</sub> O 3,97	Fo 0,25	K 4,64
TiO <sub>2</sub> 1,32	Hem 1,34	Ti 0,94	TiO <sub>2</sub> 1,52	Fa 0,03	Ti 1,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,40	Ilm 2,51	P 0,33	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,40	Mag 4,38	P 0,33
MnO <sub>2</sub> 0,16	Ap 0,95	Mn 0,11	MnO <sub>2</sub> 0,17	Ilm 2,89	Mn 0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Analyste = P. WATELET		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Analyste : P. WATELET	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.	1976		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.	1976	
T 96,62			T 97,95		
(I) II.4.2.4 CIPW			'II.4.(2) 3.4 CIPW		
Phonolite à néphéline téphritique Rittmann			Téphrite à néphéline phonolitique Rittmann		
Ordanchite R = 83,20 S = 28,19			Ordanchite R = 76,73 S = 27,10		

est parfois fortement pléochroïque (brun à brun rouge). Il s'agit en moyenne d'un orthopyroxène magnésien proche de la bronzite (2Vnp = 70°). Les cristaux sont inférieurs au mm, non résorbés, parfois criblés à leur périphérie d'inclusions microscopiques (éch. F44).

Ces roches se caractérisent par une nette hétérogénéité de structure. On y trouve :

- de nombreux cumulats plagioclasiques et pyroxéniques ;
- des enclaves homogènes à plagioclase, biotite, orthopyroxène. L'orthopyroxène y est souvent interstitiel et la biotite non résorbée. En dehors de ces enclaves la biotite est toujours absente (p. 121) ;
- des minéraux pneumatogènes : calcite et tridymite. La calcite cristallise en grandes plages plurimillimétriques (éch. F44). La tridymite imprègne la mésostase (éch. E86) ou forme de très belles rosettes étroitement associées à la calcite (éch. F44).

L'hétérogénéité de ces laves et leur richesse en gaz (abondance des minéraux pneumatogènes) facilite très certainement leur bréchification. On verra en effet que les coulées de trachyandésite à orthopyroxène doivent se rattacher génétiquement aux brèches à orthopyroxène.

#### 5) Téphrites à haÿne (ordanchite : Lacroix, 1917a)

Les coulées d'ordanchite s'intercalent au sommet des formations terminales, entre les dernières coulées de trachyandésite à pyroxène et de trachyandésite à olivine. Elles ont depuis longtemps été étudiées dans la vallée de la Santoire (Boule, 1900 ; Vatin-Pérignon, 1964 ; Goër de Herve et Vatin-Pérignon, 1966). Les gisements connus appartiennent au plateau du Limon (éch. E44), au plateau de Gagneuf (éch. I44, H63, H62) et au rebord de la planète de Chalinargues (ordanchite d'Entremont : Maurizot-Blanc, 1974). Je rappellerai donc assez brièvement leurs principaux caractères.

Macroscopiquement, les ordanchites sont des roches grises, très compactes, se présentant sous deux faciès différents :

- l'un subaphyrique, gris mat, d'apparence basaltique, à cristaux disséminés de plagioclase et de pyroxène ;
- l'autre porphyrique, plus clair, d'aspect andésitique, à plagioclases plus trapus atteignant 5 mm de long et petites baguettes de pyroxène. Ce type de faciès renferme de petites enclaves microgrenues à plagioclases, amphiboles, pyroxènes et haÿnes. Certaines d'entre elles sont très riches en haÿnes. Ces enclaves peuvent être qualifiées de mareugites (terme défini par Lacroix, 1917b, pour désigner une théralite à haÿnes, leucocrate ou mésocrate, holoplagioclasiq, découverte en enclaves au sein des ordanchites de Mareuges, Mont-Dore). Elles ne dépassent pas 1 à 2 cm et sont formées d'un assemblage de phénocristaux identiques à ceux de la lave congénère. On y trouve : des lattes enchevêtrées de plagioclase (An. 55) dépourvu de frange alcaline, des hornblendes brunes non résorbées, des clinopyroxènes, des sphènes, des apatites et de très nombreuses haÿnes automorphes bleu pâle, dépourvues d'inclusions et entourées d'une bordure d'altération jaunâtre. Ces haÿnes se concentrent de préférence en bordure de l'enclave et sont parfois jointives.



On peut passer dans une même coulée d'un faciès à l'autre (Goër de Herve et Vatin-Pérignon, 1966). Les haÿnes, observables en lame mince, sont très souvent invisibles à l'oeil nu. En effet, elles se décolorent et deviennent blanches ou légèrement rosées.

Microscopiquement, les phénocristaux sont représentés par

- des plagioclases (An. 52-55) finement maclés albite et péricline, peu zonés et dépourvus de frange alcaline périphérique. Ils incluent des microcristaux de magnétite, de clinopyroxène, d'apatite et des gouttelettes de verre ;
- des hornblendes brunes entourées d'une frange microcristalline de magnétites, de clinopyroxènes et de plagioclases. Ces minéraux peuvent métamorphoser entièrement l'ancienne hornblende. La hornblende est parfois incluse au coeur des clinopyroxènes ;
- des augites peu pléochroïques ;
- des haÿnes en cristaux hexagonaux parfois subarrondis. Elles sont entourées d'une auréole d'altération orangée dans laquelle les inclusions en treillis, qui assombrissent le coeur du minéral, sont absentes ;
- de grosses apatites brunes très caractéristiques de toutes les ordan-chites, et des sphènes.

La mésostase est essentiellement plagioclasique. Les microlites d'oligoclase, allongés et serrés les uns contre les autres, sont rassemblés en gerbes séparées par de petites plages xénomorphes de feldspath potassique. La magnétite et l'augite forment de petits granules disséminés dans la pâte. L'alcime est interstitielle, en coin entre les lattes de plagioclase.

6) Basaltes porphyriques ("basaltes porphyroïdes" des anciens auteurs)

a) Coulées de basalte porphyrique de la Gandilhon (éch. C52) et de la Buge (éch. 96NVP)

Ce sont des roches très porphyriques. Sur la patine blanchâtre de la mésostase, les sections d'augite apparaissent en noir. Ceci est moins visible sur cassure fraîche car la pâte est vert foncé à noir.

Microscopiquement, les phénocristaux sont représentés par :

- des augites à cristaux millimétriques automorphes, trapus, très souvent zonés en bordure, parfois poecilites et englobant à leur périphérie des lattes de plagioclase ;
- d'anciennes amphiboles demicentimétriques, entièrement transformées en une mosaïque de petits minéraux :
  - des baguettes pléochroïques brun clair à brun sombre de rhönite, disposées en grande partie selon l'allongement de l'ancien minéral
  - des cristaux de clinozoisite, d'épidote et d'augite. Ces minéraux peuvent être facilement confondus. Cependant clinozoisite et épidote sont légèrement rosées et moins biréfringentes que l'augite. La clinozoisite présente des teintes bleues de dispersion ; l'épidote est reconnaissable à son manteau d'arlequin
  - des plagioclases calciques (An. 55), en cristaux interstitiels très limpides.

L'ancienne amphibole est entourée d'une gaine formée de grains de ma-

gnétite. Des cas de résorption d'amphiboles, recristallisées en rhönite, magnétite, biotite et clinopyroxène ont été décrits par Maurizot-Blanc (1974) dans des coulées de basalte "clair" miocènes. Lambert (1969) décrit également dans les basaltes porphyroïdes des amphiboles recristallisées en rhönite (?), minéraux opaques, feldspaths et carbonates.

A ma connaissance, la présence de clinozoisite et d'épidote n'avait pas encore été signalée dans le Cantal. Par contre, Brousse (1961) a décrit dans les "labradorites" du Mont-Dore des amphiboles (kaersutites) pseudomorphosées en hypersthène, augite, rhönite, épidote, plagioclase (An. 30)

- des olivines, peu abondantes, voire absentes (coulée de la Gandilhon). Elles sont généralement altérées en chlorite et serpentine.

La mésostase est holocristalline, parfois microdoléritique. Elle est formée de microlites enchevêtrés de labrador et de microcristaux d'augite. L'olivine est assez rare. On distingue également de petites plages de calcite.

C 52 X=630, 70-Y=315, 10 - Z=1260 m			NVP X=627, 5 - Y= 319, 3 - Z = 1120 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 44,30	Q 0	Si 41,71	SiO <sub>2</sub> 44,65	Q 0	Si 42,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 17,85	Or 6,50	Al <sub>3</sub> 19,78	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 15,20	Or 5,62	Al <sub>3</sub> 17,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6,25	Ab 22,88	Fe <sub>2</sub> 4,40	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,50	Ab 20,92	Fe <sub>2</sub> 4,03
FeO 6,25	An 32,44	Fe <sup>2+</sup> 4,91	FeO 7,20	An 25,84	Fe <sup>2+</sup> 5,75
MgO 6,65	Ne 0,90	Mg 9,38	MgO 6,70	Ne 1,72	Mg 9,60
CaO 10,30	Di 10,05	Ca 10,40	CaO 11,25	Pyr 21,62	Ca 11,56
Na <sub>2</sub> O 2,90	Hed 1,05	Na 5,31	Na <sub>2</sub> O 2,85	ol 7,57	Na 5,29
K <sub>2</sub> O 1,10	Fo 8,34	K 1,30	K <sub>2</sub> O 0,95	Ap 1,05	K 1,15
TiO <sub>2</sub> 2,85	Fa 1,10	Ti 2,03	TiO <sub>2</sub> 2,91	Mag 13,65	Ti 2,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,70	Mag 9,06	P 0,56	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,48	Hem	P 0,46
MnO 0,20	Ilm 5,41	Mn 0,17	MnO 0,18		Mn 0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 0,60	Ap 1,66		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 1,03	Analystes : Cl. DUPUY-L.	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 0,65	Analyste : F. KELLER 1976		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 0,45	ISEL -1964 ( in N. VATIN-	
T <sub>2</sub> 100,60			T <sub>2</sub> 99,45	PERIGNON - 1966 )	
II (III). 5.4.4.	CIPW		III. 5.3 (II). 4'	CIPW	
andésite à labrador et pigeonite	Rittmann		basalte à andésine	Rittmann	
<u>basalte mésocrate</u>	R = 38,85 S = 19,66		<u>basalte mésocrate.</u>	R = 35,77 S = 17,86	

b) Brèche de Rolland (éch. A91)

L'échantillon analysé a été prélevé à l'amont de la Brèche de Rolland (p.146). C'est une roche noire ou grisâtre, à texture porphyrique grenue.

Microscopiquement, c'est une lave holocristalline à structure doléritique ophitique, composée d'un enchevêtrement de lattes de plagioclase ménageant entre elles des interstices occupés par des olivines et des pyroxènes largement cristallisés. Les phénocristaux ne dépassent pas 2 à 3 mm. Tous les intermédiaires existent entre ceux-ci, les microcristaux et les grands microlites. Il s'agit :

- de plagioclases labrador (An. 62-70) ;
- d'augites grisâtres, poecilites et fréquemment zonées. Leurs inclusions sont des microcristaux d'olivine et des baguettes de labrador disposées principalement à la périphérie du cristal. On passe sans discontinuité de la structure doléritique poecilite à la structure doléritique ophitique ;
- d'olivines automorphes, en partie altérées en chlorite vert jaune, serpentine et calcite. Au vu de l'altération, il s'agit probablement d'une olivine assez magnésienne ;
- de baguettes de magnétite plantées perpendiculairement à l'allongement des plagioclases ou des olivines, et les traversant de part en part (cristallisation en peigne). Notons que cette disposition en peigne est identique à celle qui accompagne le cortège habituel des anomalies cristallographiques décrites dans les différenciations pegmatitiques des laves basaltiques (Vatin-Pérignon et Goër de Herve, 1966 ; Goër de Herve, 1968), mais il n'apparaît pas, dans les laves de la Brèche de Rolland, de pegmatitiques francs en veines individualisées.

L'ordre de cristallisation est le suivant :

- cristallisation de la magnétite
- syncristallisation de l'olivine et de la magnétite
- cristallisation du labrador
- cristallisation simultanée du labrador et de l'augite.

La roche est riche en vésicules remplies de calcite.

L'échantillon étudié est une différenciation locale doléritique à l'intérieur de la Brèche de Rolland. La majeure partie de la formation est constituée d'une lave à structure microdoléritique porphyrique de même composition minéralogique que la dolérite. D'un point de vue pétrographique, la lave de la Brèche de Rolland présente certaines analogies avec les roches éruptives grenues de la Font des Vaches sur le versant nord du Puy Griou (Vatin-Pérignon, 1961). On observe, dans ce gisement, le passage continu d'une "basanite à oxyhornblende et augite" à une "labradorite basanitique doléritique". Ici, les variations de structure s'accompagnent de modifications minéralogiques. La forme doléritique représente "une différenciation dans le sens acide, par rapport à la lave conjointe". Ce n'est pas le cas, semble-t-il, en ce qui concerne les faciès doléritiques de la Brèche de Rolland. Mais ceci demanderait à être confirmé par un plus grand nombre d'analyses.

### c) Conclusion

Il faut souligner la faible teneur en MgO de tous ces basaltes (environ la moitié de la teneur normale), qui va de pair avec la pauvreté en olivine. Ils se rapprochent de certains basaltes miocènes sub-leucocrates des environs de la planèze de Saint-Flour (basaltes à tendance hawaïtique de Maurizot-Blanc, 1974) qui contiennent parfois des hornblendes résorbées comme c'est le cas dans les coulées de la Gandillon et de la Buge.

Les faciès doléritiques de la Font des Vaches et de la Brèche de Rolland sont très semblables aux basaltes demi-deuil du Mont-Dore, également pauvres en MgO.

Enfin, "basaltes porphyroïdes" du Cantal et "basaltes demi-deuil" du Mont-Dore ne se placent ni au sommet, ni à la base des formations volcaniques : ils sont liés aux laves intermédiaires (trachyandésites et ordanchites). Leur signification magmatologique pourrait être analogue.

A91 X=628,20 - Y=311,40 - Z=1610m			86 NVP X=628,3 - Y=309		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 48,70	Q 1,68	Si 47,45	SiO <sub>2</sub> 47,60	Q 0	Si 48,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 13,25	Or 5,61	Al <sub>3</sub> 15,21	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 15,20	Or 6,51	Al <sub>3</sub> 18,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,30	Ab 27,08	Fe <sub>2</sub> 3,86	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6,05	Ab 24,51	Fe <sub>2</sub> 4,63
FeO 5,65	An 18,98	Fe <sub>2</sub> 4,56	FeO 3,85	An 25,17	Fe <sub>2</sub> 3,37
MgO 5,60	Di 20,87	Mg 8,19	MgO 4,45	Ne 0	Mg 6,81
CaO 10,95	Hed 4,11	Ca 11,46	CaO 8,70	Pyr 17,34	Ca 9,51
Na <sub>2</sub> O 3,20	En 4,27	Na 6,02	Na <sub>2</sub> O 2,90	Ap 0,98	Na 5,72
K <sub>2</sub> O 0,95	Ferr 0,96	K 1,17	K <sub>2</sub> O 1,10	Mag 13,50	K 1,43
TiO <sub>2</sub> 1,95	Mag 7,68	Ti 1,40	TiO <sub>2</sub> 1,70	Hem	Ti 1,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,60	Ilm 3,70	P 0,46	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,45		P 0,39
MnO 0,20	Ap 1,42	Mn 0,17	MnO 0,20		Mn 0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 2,65	Analyste : F. KELLER 1975		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 1,40	Analyste : N. VATIN PERI - 1961	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 1,05			H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 0,15		GNON
T <sub>2</sub> 100,05			SO <sub>3</sub> 5,70		
			CO <sub>2</sub> 0,05		
			T <sub>2</sub> 99,50		
III. 5.4.4' CIPW			II'. 5.4.4. CIPW		
basalte à andésine Rittmann			andésite basalte à andésine Rittmann		
basalte mésocrate R = 38,55			basalte mésocrate R=42,91		
S = 16,27			S=20		

### 7) Enclaves de la Brèche de Rolland

La Brèche de Rolland est très riche en enclaves enallogènes, centimétriques à décimétriques, de couleur blanche, très pulvérulentes. On y distingue des quartz gris dans une matrice claire très poreuse, d'apparence poncifiée. L'étude microscopique de ces enclaves montre des minéraux très disloqués, cimentés par un verre incolore extrêmement poncifié ; ces minéraux sont :

- des cristaux de quartz brisés aux arêtes vives. Ils prennent parfois des formes arrondies ;
- de grandes plages non mâclées de feldspath potassique incluant de fines aiguilles de sillimanite. Ces feldspaths sont criblés de vésicules et lézardés de veinules de verre ;
- des "touffes" de sillimanite écartées par des vésicules.

Il n'existe aucun minéral de recristallisation sauf peut-être quelques aiguilles de sillimanite incluses dans le verre incolore, qu'il n'est guère possible de distinguer de la sillimanite ancienne.

Près du point coté 1466, on peut voir un petit affleurement (1 x 0,5 m) d'une roche d'aspect rubané où alternent des lits de basalte rouge scoriacé et des lits de couleur blanche ou grise d'apparence fluidale. Le rubanement est parallèle à la direction générale d'écoulement de la Brèche de Rolland. L'étude microscopique de l'échantillon prélevé permet de faire les observations suivantes :

. le basalte ne se mélange jamais avec l'enclave fondue. Les agents volatils provenant en partie des processus de fusion ont profondément altéré le basalte.

. l'enclave est constituée :

- de quartz qui, lorsqu'ils ne sont pas dissociés et brisés, présentent une structure engrenée ;
- de feldspaths potassiques en cours de fusion, d'aspect chagriné ou cloisonné. Ils ressemblent à de véritables éponges imprégnées de verre brun ;
- elle ne contient pas de sillimanite.

Il s'agit d'une ancienne enclave de gneiss quartzitique ou peut-être de granulite. Tous ces minéraux sont englobés dans un verre incolore, ou plus souvent brun, à structure fluidale, découpé par de grosses vésicules rondes. La coloration du verre souligne la fluidalité. Le verre est brisé en fragments anguleux affectés par des fissures de retrait perlitique. Chaque fragment est entouré d'une frange de verre jaune hydraté. On peut retracer ainsi l'évolution de l'enclave :

- . l'enclave est d'abord englobée par le magma et ses minéraux sont dissociés à la suite d'une première bréchification ;
- . les minéraux, principalement le quartz, sont fondus ;
- . on peut penser que l'enclave fondue va s'introduire dans les plans de fluidalité du magma en cours d'ascension. Au moment de l'émission de la lave, le verre provenant de la fusion des minéraux commence à se vésiculer ;
- . le verre se bréchifie sous l'action des gaz au cours de l'épanchement de la lave.

Maury (1976) décrit dans les enclaves acides fondues trois types de verre :

- un verre incolore, de composition rhyolitique, formé aux dépens du quartz et des feldspaths ;
- un verre brun, trachytique à latitique, issu de la fusion de l'association biotite + feldspath + quartz ;
- un verre gris, vacuolaire, dérivant de la déstabilisation des porphyroblastes feldspathiques des enclaves.

Seuls les deux premiers ont pu être observés dans les enclaves de la Brèche de Rolland. La biotite, absente à l'état résiduel, ne semble donc pas participer à la formation du verre brun, contrairement à ce qui est admis (Maury, 1976) ; cette coloration serait due à d'éventuels oxydes primaires contenus dans l'enclave.

Il serait intéressant d'approfondir l'étude des enclaves de la Brèche de Rolland ; pour cela, des analyses à la microsonde paraissent indispensables.

## B) LES LAVES EN "DOMES"

J'engloberai sous le terme de dôme toutes les extrusions visqueuses : protrusions, lames, cumulo-dômes vrais et dômes en galette. Quatre types de laves sont à l'origine des dômes : des trachytes subalcalins, des latites, des phonolites et des rhyolites.

### 1) Dôme de trachyte subalcalin

Il subaffleure sous les projections du col d'Imbassière (p.153).

### 2) Dômes latitiques (latites supérieures)

Ils constituent tous les plus hauts sommets : Puy Mary, Peyre Arse, Puy de Guze et Puy de Seycheuse. D'autres extrusions de moindre importance sont peu marquées dans la topographie : lame du col de Serre.

Ce sont des laves à texture porphyrique dont la minéralogie a été étudiée par Vatin-Pérignon (1966) ; nous n'y reviendrons donc pas.

Par ailleurs, les latites supérieures ressemblent tout à fait aux latites des formations acides inférieures. On peut en distinguer plusieurs variétés :

- latites quartzifères à biotite et amphibole : Puy Mary (éch. aNVP) ;
- latites quartzifères à biotite, amphibole et pyroxène : Peyre Arse, col de Serre (éch. 38NVP) ; il en existe également un petit affleurement au-dessus de Lavignerie (x = 632,1 ; y = 316,3 ; z = 1400 m), sous la première coulée de trachyandésite des formations terminales (éch. E46) ;
- latites à amphibole (andésites subplagioclasique de Vatin-Pérignon, 1966) : Puy de Seycheuse (éch. F71), Puy de Guze.

D 32 X=631,95- Y=317,15 - Z=1495 m					
% d'oxydes		Norme CIPW		% des EM	
SiO <sub>2</sub>	61,20	Q	9,09	Si	56,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,40	Or	26,83	Al <sub>3</sub>	18,89
Fe <sup>2+</sup> O <sub>3</sub>	3,08	Ab	42,31	Fe <sub>3</sub>	2,16
Fe <sup>3+</sup> O <sub>3</sub>	3,74	An	7,84	Fe <sup>2+</sup>	2,88
MgO	0,93	Cor	1,39	Mg	1,27
CaO	2,37	En	2,32	Ca	2,32
Na <sub>2</sub> O	5,00	Ferr	1,94	Na	8,92
K <sub>2</sub> O	4,54	Mag	4,47	K	5,37
TiO <sub>2</sub>	1,58	Ilm	3,00	Ti	1,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	Ap	1,42	P	0,44
Mn <sup>2+</sup> O	0,12			Mn	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976			
T <sub>2</sub>	100,56				
(1) II. (4) 5.'2. (3) 4.			CIPW		
Latite			Rittmann		
			R = 86		
Latite quartzifère			S = 37,58		

J'ai échantillonné dans la partie haute du ruisseau de Drils (x = 631,9 ; y = 317,2 ; z = 1495 m) des blocs de latite à figures de fluidalité très contournées (éch. D32). Ces blocs proviennent d'un conglomérat très polygénique, sans doute d'origine fluviatile (p.168)

F 71 X=633,05- Y=313,4 - Z =1610 m			E 46 X=632,05- Y=316,3 - Z = 1400 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub>	60,80	Q 5,34	Si	56,18	Si 56,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,20	Or 22,28	Al <sub>3</sub>	17,63	Al <sub>3</sub> 18,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,55	Ab 46,96	Fe <sub>2</sub>	1,77	Fe <sub>2</sub> 1,68
FeO	2,93	An 8,16	Fe <sub>2</sub>	2,27	Fe <sub>2</sub> 1,51
MgO	1,49	Di 5,73	Mg	2,05	Mg 1,80
CaO	4,47	Hed 2,45	Ca	4,43	Ca 3,08
Na <sub>2</sub> O	5,55	En 1,06	Na	9,93	Na 10,05
K <sub>2</sub> O	3,77	Ferr 0,52	K	4,44	K 5,22
TiO <sub>2</sub>	1,05	Mag 3,70	Ti	0,72	Ti 0,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	Ilm 1,99	P	0,44	P 0,45
MnO	0,15	Ap 1,42	Mn	0,11	Mn 0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.
T <sub>2</sub>	99,56			T <sub>2</sub>	97,82
II. 5. 2. 4			I (II). 5. 2. 4		
CIPW			CIPW		
trachyte sodique			Trachyte sodique		
Rittmann			Rittmann		
latite			Latite quartzifère		
R = 76,43			R = 83,21		
S = 30,89			S = 34,18		

NVP a X=624,5 - Y= 312,3 - Z =1887 m			NVP 38 X=628,9- Y=314,8 - Z = 1364 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub>	65	Q 19,14	Si	61,43	Si 57,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,20	Or 24,46	Al <sub>3</sub>	19,17	Al <sub>3</sub> 17,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,50	Ab 35,63	Fe <sub>2</sub>	2,50	Fe <sub>2</sub> 3,15
FeO	0,56	An 12,51	Fe <sub>2</sub>	0,40	Fe <sub>2</sub> 0,90
MgO	0,10	Cor 1,22	Mg	0,11	Mg 2,64
CaO	2,70	Di 0,20	Ca	2,72	Ca 3,94
Na <sub>2</sub> O	4,20	Hyp 0,20	Na	7,72	Na 9,67
K <sub>2</sub> O	4,10	Ap 0,34	K	4,99	K 3,71
TiO <sub>2</sub>	1,10	Mag	Ti	0,80	Ti 0,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	Ilm 5,14	P	0,11	P 0,11
MnO	0,08	Hem	Mn	0,05	Mn 0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,80	Analyste : M. CHABROL (in		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,45
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,80	R. BROUSSE - 1961).		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,90
T <sub>2</sub>	100,26			T <sub>2</sub>	100,15
I. 4. 2. 3 (4)			I (II). 5. 2. 3'		
CIPW			CIPW		
Latite quartzifère			Latite sombre		
Rittmann			Rittmann		
Latite quartzifère			Latite quartzifère		
R = 82,37			R = 77,25		
S = 39,26			S = 27,72		

## 3) Dômes phonolitiques

Les phonolites se présentent sous deux faciès différents :

- des phonolites très compactes, de couleur gris-verdâtre, plus ou moins foncées, à éclat gras et cassure esquilleuse ; leur patine est blanchâtre ;
- des phonolites plus fissiles, d'aspect lustré. Leur couleur varie en fonction de l'état d'altération de la roche (verdâtre, brun-jaune, blanc).

Ce sont toutes des roches peu porphyriques, à structure typiquement trachytique. Les microlites sont serrés les uns contre les autres, alignés en filets à peu près parallèles. Cette structure est caractéristique des conditions d'extrusion du magma. Elle explique le débit en dalles des phonolites.

## a) Les phonolites vraies (éch. D26, H64, 50NVP et 53NVP)

Les phénocristaux sont représentés par :

- des plagioclases (An. 32-36), isolés ou groupés en glomérules, mâclés albite, Carlsbad et péricline, parfois entourés d'une très mince bordure alcaline. Ils sont de plus grande dimension (< 2 mm) que les feldspaths alcalins ;
- quelques anorthoses microperthitiques, aux bords denticulés ;
- de très rares biotites ;
- des clinopyroxènes légèrement pléochroïques (vert jaune à vert pomme), en baguettes généralement minces et allongées. Il s'agit vraisemblablement d'une augite aegyrienne ;
- des hornblendes brunes, cerclées d'un mélange d'augite et de magnétite. Elles présentent parfois des bordures décolorées, ponctuées de minéraux opaques (lame de Golneuf, éch. H24) ;
- des feldspathoïdes de la série haffyne-noséane. Ce sont des cristaux demi-millimétriques, automorphes, parfois globulaires, incolores ou noirs mais rarement bleus. La couleur noire est due à des inclusions d'oligiste ou d'hématite. La teinte rouille provient de l'oxydation de ces inclusions, par exemple dans le dôme du Triou (éch. D26) qui possède par ailleurs des cristaux d'haffyne dont l'allongement est dû à l'étirement de l'un des axes ternaires du système cubique. Dans la lame du sommet de Golneuf, les feldspathoïdes sont entièrement altérés en une matière d'aspect colloïdal et isotrope ;
- des magnétites, des sphènes et des zircons.

La mésostase est composée de baguettes de sanidine ou d'anorthose mâclées Carlsbad, de microlites d'oligoclase et de granules d'augite. L'analcime se présente, soit en cristaux xénomorphes teintés en rose violacé inclus dans les microlites feldspathiques, soit en cristaux automorphes parfois très nombreux et parfaitement limpides dont certains pourraient être confondus avec de la sodalite.

L'un des échantillons étudiés (éch. I14a, Frau de Nozières) contenait une enclave homogène holocristalline composée de grandes plages poecilites de feldspath alcalin, de hornblendes aciculaires, d'haffynes, de sphènes et de quelques reliques d'olivine entourées d'une gaine microcristalline de plagioclase, magnétite, augite et biotite orangée.

D 26 X=631,50- Y=319,25 - Z =1450 m				H 64 X=635,60-Y=314,65-Z=1473 m			
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM		% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	
SiO <sub>2</sub>	56,60	Q	6,52	Si	55,40	SiO <sub>2</sub>	59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,65	Or	31,02	Al <sub>3</sub>	23,79	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	Ab	38,92	Fe <sub>3</sub>	1,93	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,20
FeO	0,50	An	5,06	Fe <sub>2</sub>	0,41	FeO	0,40
MgO	0,70	Cor	5,54	Mg	1,05	MgO	0,80
CaO	1,35	En	1,74	Ca	1,41	CaO	2,25
Na <sub>2</sub> O	4,60	Mag	0,80	Na	8,69	NaO	5,80
K <sub>2</sub> O	5,25	Hem	2,10	K	6,58	K <sub>2</sub> O	4,10
TiO <sub>2</sub>	0,45	Ilm	0,85	Ti	0,35	TiO <sub>2</sub>	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	Ap	0,59	P	0,23	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40
MnO	0,15			Mn	0,12	MnO	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,60	Analyste: F. KELLER 1976		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,15	Analyste : F. KELLER -1976	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,35			H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25		
T	100,10			T	100,29		
I'.5. (1) 2.3'		CIPW		I'.5.2.'4		CIPW	
Latite claire		Rittmann		Latite		Rittmann	
		R = 91,54				R = 87,29	
Phonolite		S = 43,09		Phonolite		S = 31,75	

NVP 50 X=631,2- Y= 316,2 - Z = 1520 m				NVP 53 X=629,9- Y=311,55- Z=1528 m			
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM		% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	
SiO <sub>2</sub>	59,30	Q	0	Si	52,75	SiO <sub>2</sub>	61,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,20	Or	28,39	Al <sub>3</sub>	23,28	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	Ab	47,56	Fe <sub>2</sub>	1,17	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,30
FeO	0,60	An	7,36	Fe	0,43	FeO	0,35
MgO	1,15	Ne	9,95	Mg	1,49	MgO	0,30
CaO	1,60	Cor	1,46	Ca	1,55	CaO	2,30
Na <sub>2</sub> O	7,80	Fo	2,01	Na	13,45	Na <sub>2</sub> O	5,50
K <sub>2</sub> O	4,80	Mag	2,95	K	5,45	K <sub>2</sub> O	5,20
TiO <sub>2</sub>	0,40	Ap	0,22	Ti	0,27	TiO <sub>2</sub>	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10			P	0,11	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15
MnO	0,15			Mn	0,05	MnO	0,55
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,40	Analyste = B. USELLE 1965		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,10	Analyste : R. DEBIARD	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	(in N. VATIN-PERIGNON 1966).		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,70	1963 (in N. VATIN-PERIGNON 1966).	
T	100,40			T	100,25		
I'.5 (6). (1) 2.4.		CIPW		I.5.2.3(4)		CIPW	
Phonolite à néphéline téphritique		Rittmann		Latite claire		Rittmann	
		R = 92,42				R = 87,56	
Phonolite		S = 28,83		Phonolite		S = 38,19	

## b) Les trachyphonolites (éch. D24)

D 24 X=631,5 -Y=318,95-Z= 1425 m			
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	
SiO <sub>2</sub>	59,90	Q	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,85	Or	32,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	Ab	53,38
FeO	0	An	3,34
MgO	0,56	Ne	0,88
CaO	1,00	Fo	0,98
Na <sub>2</sub> O	6,50	Hem	2
K <sub>2</sub> O	5,48	Ilm	0,32
TiO <sub>2</sub>	0,66	Perow	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	Rut	0,40
MnO	0,15	Ap	0,47
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste. P. WATELET-1976	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.		
T	94,30		
9.5.9.6 (7)		CIPW	
Trachyte sodique		Rittmann	
		R = 94,78	
Trachyphonolite		S = 35,77	

La roche est constituée par des phénocristaux d'anorthose moirés, de longs microlites onduleux de sanidine ou d'anorthose, et des granules d'augite. Les feldspathoïdes sont absents dans le premier temps de cristallisation et rares dans le second. Ceci se traduit au niveau de la norme par un très faible déficit en silice.

## c) Les phono-téphrites à haïtine (éch. D23 et D13)

Il faut signaler l'existence de certains blocs à faciès phonolitique ramassés dans les moraines du plateau du Limon. L'analyse chimique révèle un pourcentage en CaO important, plaçant ces roches plus près du champ des ordanchites que de celui des phonolites subalcalines. Ce sont des roches très porphyriques, gris vert, compactes, à éclat gras, contenant des sphères mielleux pouvant atteindre 3 mm et de très nombreuses haïtines millimétriques parfois bleues (éch. D13) mais le plus souvent incolores.

Tant par leur faciès que par leur gisement, ces ordanchites à faciès phonolitique sont identiques à celles du col de Néronne entre les vallées du Mars et de la Maronne (Goër de Herve-Vatin Pérignon, 1966). Des roches similaires ont été décrites par Brousse (1961) dans le massif du Mont-Dore sous le terme d'"ordanchite latitique". On a là de véritables intermédiaires entre les vraies ordanchites et les phonolites ; nous les appellerons phono-téphrites. Elles se présentent très certainement en dômes ou en dômes-coulées comme les phonolites s. st., et non en grandes nappes très effusives comme les ordanchites vraies. Il y a entre les deux types une différence énorme de viscosité.



Les phono-téphrites présentent des caractères minéralogiques sensiblement différents de ceux des ordanchites :

- les phénocristaux de plagioclase sont plus sodiques (An. 40-45) et fréquemment entourés d'une épaisse couronne alcaline. Il s'agit d'anorthose, riche en inclusions d'apatite, de sphène et d'analcime (fig. 36) ;
- les hafynes sont corrodées ;
- on observe quelques reliques d'olivine entourées d'une gaine microcristalline de plagioclase, magnétite, augite et biotite orangée ;
- les sphènes forment de très gros cristaux, parfois mâclés, très souvent poecilites (inclusions d'apatite).

Les feldspaths alcalins forment des microcristaux engrenés conférant à la mésostase une structure microgrenue. Tous les intermédiaires existent entre la mésostase à structure microlitique composée essentiellement d'oligoclase (ordanchites aphyriques) et la mésostase à structure microgrenue dans laquelle les feldspaths alcalins sont plus représentés que les plagioclases (phono-téphrites).

D 23 X=631,65-Y=318,85-Z=1445 m				D 13 X=631,60- Y=319,25 - Z=1420 m			
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM		
SiO <sub>2</sub>	52,65	Q 0	Si	50,43	Si 50,78		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,20	Or 27,18	Al <sub>3</sub>	21,59	Al <sub>3</sub> 20,08		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	Ab 30,51	Fe <sub>2</sub>	1,72	Fe <sub>2</sub> 3,01		
FeO	1,83	An 10,52	Fe	1,43	Fe 0,94		
MgO	1,31	Ne 12,35	Mg	1,89	Mg 2,40		
CaO	4,50	Wo 0,44	Ca	4,59	Ca 5,36		
Na <sub>2</sub> O	6,30	Di 7,04	Na	11,66	Na 11,27		
K <sub>2</sub> O	4,60	Hed 0,36	K	5,62	K 4,74		
TiO <sub>2</sub>	0,93	Mag 3,52	Ti	0,68	Ti 0,89		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	Ilm 1,77	P	0,17	P 0,33		
MnO	0,20	Ap 0,47	Mn	0,17	Mn 0,17		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste: P. WATELET	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,45	Analyste: F. KELLER 1976		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25			
T	94,15		T	99,39			
I (II). (4) 5.2'. '4 CIPW			II. (4) 5. (2) 3. 4 CIPW				
Phonolite à néphéline téphritique			Phonolite à néphéline téphritique				
Rittmann			Rittmann				
R = 79			R = 74,90				
S = 32,52			S = 29,60				

## 4) Dômes rhyolitiques

D 34 X=631,65 - Y=317,40- Z=1525 m				I22c X=636,17- Y=319,05- Z= 1280 m			
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM		
SiO <sub>2</sub>	71,25	Q 20,27	Si	66,07	Si 68,02		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,05	Or 26,30	Al <sub>3</sub>	16,40	Al <sub>3</sub> 15,79		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	Ab 46,96	Fe <sub>3</sub>	0,39	Fe <sub>3</sub> 0,66		
FeO	0,65	An 2,99	Fe <sub>2</sub>	0,50	Fe <sub>2</sub> 0,16		
MgO	0,15	Cor 0,01	Mg	0,22	Mg 0,44		
CaO	0,80	En 0,37	Ca	0,78	Ca 0,50		
Na <sub>2</sub> O	5,55	Ferr 0,34	Na	9,95	Na 9,17		
K <sub>2</sub> O	4,45	Mag 0,80	K	5,28	K 4,95		
TiO <sub>2</sub>	0,30	Ilm 0,57	Ti	0,22	Ti 0,11		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	Ap 0,36	P	0,11	P 0,11		
MnO	0,05		Mn	0,05	Mn 0,05		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,30	Analyste: F. KELLER -1976	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,25	Analyste: F. KELLER -1976		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00			
T	99,35		T	99,70			
I.4.1'. (3) 4 CIPW			I.4.1. (3) 4 CIPW				
Rhyolite sodique			Rhyolite sodique				
Rittmann			Rittmann				
R = 95,13			R = 96,56				
S = 34,67			S = 35,05				

Ech. D34 : sources du ruisseau de Drils entre le Puy de Niermont et le Signal du Limon (x = 631,7 ; y = 317,4 ; z = 1525 m)

Cette rhyolite est une roche blanche à phénocristaux millimétriques translucides de feldspath. Microscopiquement, c'est une lave vitreuse porphyrique. Les phénocristaux sont représentés par :

- des anorthoses en cristaux trapus d'aspect moiré. Ils peuvent inclure de fines baguettes de biotite ;
- quelques augites aegyriniques cerclées de magnétite, fréquemment associées à des cristaux de sphènes et de zircon ;
- de très rares biotites.

La mésostase renferme de petites plages de feldspath alcalin aux contours imprécis. La tridymite imprègne toute la pâte. Elle forme également des nids de cristaux subhexagonaux.

Ech. I22c : bloc en projection dans les scories basaltiques du ruisseau de Renouzier

C'est une roche blanche d'aspect crayeux, entièrement aphyrique. La mésostase est essentiellement vitreuse. On y distingue seulement des traînées de cristallites feldspathiques, des agrégats de cristaux de tridymite, quelques sphènes et zircons.

## C) LES LAVES DES TUFFS ET DES BRÈCHES

Le but de ce paragraphe est de caractériser la lave génératrice des brèches d'un point de vue pétrographique afin de la comparer à celle des coulées et des dômes.

J'appellerai tuf ou brèche à ... (biotite, amphibole, pyroxène) une roche constituée d'éléments de trachyandésite s. l. à ... (biotite, amphibole, pyroxène).

## 1) Tufs à biotite, amphibole, pyroxène

## a) Tufs lités intercalaires inférieurs

La composition minéralogique des ponces est la suivante :

- plagioclases mâclés albite, peu zonés (An. 55-62)
- hornblendes brunes moyennement pléochroïques (brun jaune à brun) très saines
- biotites saines
- très rares augites
- apatites incolores.

Elle est identique à celle d'une latite. Quelques éléments chimiques ont été dosés ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total : 6,39, CaO : 3,40,  $\text{K}_2\text{O}$  : 3,01,  $\text{TiO}_2$  : 1,23). Le pourcentage de  $\text{K}_2\text{O}$  est sensiblement inférieur à la teneur moyenne des latites (3,50), mais ceci est un fait constant pour les ponces latitiques analysées qui subissent très facilement un lessivage par les eaux infiltrées.

Les niveaux cendres ont la même composition. On trouve en plus des cristaux microscopiques hexagonaux, à relief négatif, presque isotropes (tridymite ? - tufs lités du ruisseau d'Embec : x = 635,1 ; y = 317,8 ; z = 1140 m). La tridymite se présente assez exceptionnellement en rosettes (tufs lités du ruisseau de la Cheyrelle).

Les tufs lités intercalaires inférieurs contiennent de petits xénotites plus ou moins scoriacés de trachyandésite à olivine appartenant à la "Brèche inférieure".

## b) Tufs lités intercalaires supérieurs

La composition minéralogique des ponces est la suivante :

- plagioclases (An. 45-55)
- augites vertes très faiblement pléochroïques (vert clair à vert jaune), à bords denticulés, non résorbées, parfois poecilites (inclusions de biotite et d'apatite)
- biotites saines
- rares hornblendes brunes
- sphènes jaunes
- magnétites.

Elle est identique à celle des ponces appartenant aux formations acides inférieures. Il faut noter que la coexistence de l'augite verte et de la biotite est assez symptomatique de ces formations.

Maurizot-Blanc (1974) a noté la présence dans le niveau ponceux supérieur (équivalent stratigraphique des tufs lités intercalaires supérieurs) "de nombreuses plages subhexagonales millimétriques de biotite et muscovite provenant de la pulvérisation du socle lors des éruptions". En fait, la forme parfaitement automorphe des biotites, courante dans les laves, est exceptionnelle dans les granites et les gneiss. La biotite serait donc magmatique ; quant à la muscovite, elle a sans doute été confondue avec de la biotite décolorée. De surcroît, la pulvérisation du socle fournirait aussi de nombreux quartz xénomorphes ; or ceux-ci sont absents. La paragenèse du niveau ponceux supérieur de la Chevade (plagioclase An. 69 + augite brun vert + hornblende brune + biotite + sanidine ? décelée aux rayons X) est sensiblement la même que celle des tufs lités intercalaires supérieurs.

D'une façon générale, dans les deux niveaux de tufs lités (inférieur et supérieur), les éléments de socle sont rares, comparativement aux formations acides inférieures. On en trouve en plus grande quantité dans les tufs lités supérieurs du Peyre Arse (log E), plus rapprochés des centres d'émission. Il s'agit toujours de blocs de granite pouvant atteindre 10 cm. Je n'y ai jamais observé de roches métamorphiques (gneiss ou micaschiste).

C 83 X = 630, 5-Y=312, 85-Z=1240 m				
% d'oxydes		Norme CIPW		% des EM
$\text{SiO}_2$	58,97	Q	34,14	Si 60,69
$\text{Al}_2\text{O}_3$	18,08	Or	14,60	$\text{Al}_3$ 21,87
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,42	Ab	11,42	$\text{Fe}_2$ 1,85
$\text{FeO}$	3,46	An	9,76	Fe 2,96
MgO	1,33	Cor	9,61	Mg 2,03
CaO	3,02	En	3,31	Ca 3,33
NaO	1,35	Ferr	2,93	Na 2,65
$\text{K}_2\text{O}$	2,47	Mag	3,51	K 3,21
$\text{TiO}_2$	0,92	Ilm	1,75	Ti 0,67
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,80	Ap	1,89	P 0,67
$\text{MnO}$	0,05			Mn 0
$\text{H}_2\text{O}^+$	nd.	Analyste = P. WATELET		
$\text{H}_2\text{O}^-$	nd.	1976		
T	92,87			
(I) H. 3. '3. 3		CIPW		
latite	quartzifère	Rittmann		
Latite	quartzifère.	R = 64		
		S = 55		

Analyse des tufs lités de la base du Peyre Arse  
(équivalent amont  
des tufs lités intercalaires inférieurs)

## 2) Brèches à clinopyroxène, orthopyroxène et biotite

Le premier niveau, situé à la base de la falaise de la Courbatière (1250-1260 m) est une brèche à blocs vitreux et porphyriques (éch. D62b).

D 62b X=631,2- Y= 314,55-Z=1240 m			
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	
SiO <sub>2</sub>	61,60	Q 13,21	Si 58,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,80	Or 28,19	Al <sup>3</sup> 17,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,68	Ab 30,89	Fe <sup>2</sup> 1,92
FeO	3,16	An 12,64	Fe <sup>2</sup> 2,48
MgO	1,16	Di 2,09	Mg 1,63
CaO	4,41	Hed 1,18	Ca 4,46
Na <sub>2</sub> O	3,65	En 1,92	Na 6,66
K <sub>2</sub> O	4,77	Ferr 1,24	K 5,70
TiO <sub>2</sub>	1,18	Mag 3,89	Ti 0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,80	Ilm 2,24	P 0,62
MnO	0,12	Ap 1,89	Mn 0,11
H <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET	
H <sup>2+</sup>	nd.	1976	
T <sup>2+</sup>	99,33		
(I) II.4 (5). 2 (3). 3	CIPW		
latite quartzifère	Rittmann		
Trachyandésite à biot.,	R = 73		
cpx et opx : "Dacite".	S = 46		

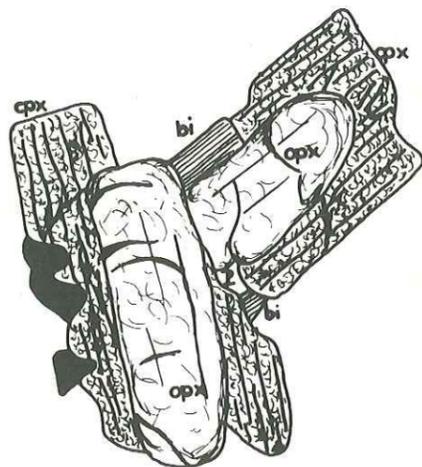


FIG. 37

Les phénocristaux y sont représentés par :

- des plagioclases millimétriques à demi-centimétriques fortement zonées (An. 55-62)
- des biotites très saines en tablettes demi-millimétriques
- des augites en cristaux vert clair bien mâclés
- des orthopyroxènes en grosses baguettes millimétriques aux arêtes émoussées, plus pâles et moins bien clivées que les cristaux d'augite. L'orthopyroxène a un pléochroïsme distinct (blanc à rose) et une biréfringence moyenne. Il s'agit vraisemblablement d'hypersthène. L'orthopyroxène n'est jamais résorbé. Il est fréquemment inclus dans le clinopyroxène, tout en gardant la même orientation cristallographique que le minéral-hôte (fig. 37).

Tous ces phénocristaux donnent de petits cumulats à structure doléritique.

Hormis de très fins cristallites, la mésostase de couleur brune est entièrement vitreuse. Elle est affectée de fentes de retrait perlitique.

Minéralogiquement, cette roche est identique à la dacite de Vendogre (vallée de l'Authre) décrite par Larroque (1975). Afin de souligner l'importance notable de l'hypersthène, je l'appellerai également "dacite", bien qu'elle ne montre aucune tendance calco-alcaline nette (diagramme de Kuno, p.187). Il en est d'ailleurs de même pour la dacite de Vendogre.

## 3) Brèches à clinopyroxène, orthopyroxène et amphibole

Elles constituent la grande majorité des formations du complexe bréchique. La composition minéralogique des phénocristaux est la suivante :

- plagioclases (An. 55-62) } caractères identiques aux plagioclases et
- augites } augites des trachyandésites mésocrates
- orthopyroxène (hypersthène ?). Ses caractères sont les mêmes que ceux de l'orthopyroxène de la "dacite" de la Courbatière. Sa quantité est très variable ; c'est, semble-t-il, dans les brèches zonées du Peyre Arse qu'il est le plus abondant
- hornblende brune. Sa quantité est toujours inférieure à celle de l'augite. Elle est très souvent absente
- biotite, extrêmement rare.

Les brèches que Milési (1976) et moi-même avons décrites dans le centre du massif contiennent toujours de l'orthopyroxène. Ce dernier était fortement sous-estimé dans le Cantal, la plupart des auteurs s'étant attachés à n'étudier que les laves massives. Sa présence est d'un grand intérêt dans des roches appartenant aux séries alcalines ; aussi faudra-t-il désormais, non seulement le mentionner, mais aussi le localiser avec plus de précision. Les renseignements concernant la localisation des gisements sont rares :

. Lambert (1969) et Demange (1974) pensent que "leurs principaux gisements sont les coulées trachyandésitiques qui couronnent les crêtes". Or les orthopyroxènes présents dans ces coulées sont souvent décrits comme étant fissurés, altérés et présentant de nombreuses inclusions qui se développent le long des clivages.

. Les autres gisements seraient des "intrusions sans formes caractéristiques ... et sans critères architecturaux nets" (Mazet, 1975) ou des coulées, situées au sein des brèches trachyandésitiques. Ces intrusions et ces coulées semblent avoir été confondues dans bien des cas avec d'énormes blocs ou panneaux préservés de la bréchification et renfermant des orthopyroxènes identiques à ceux des brèches (orthopyroxènes limpides et non déstabilisés).

Ces brèches à clinopyroxène, orthopyroxène et amphibole renferment des xénolites de gneiss à sillimanite. Contrairement à ceux trouvés dans la Brèche de Rolland, ils ne montrent aucune trace de fusion. J'ai également découvert un niveau très intéressant, situé en rive gauche de la Santoire sous le Peyre Arse (ravin de l'Estivadoune : x = 630,9 ; y = 313,4 ; z = 1240 m), qui malheureusement ne se suit que sur quelques mètres. On y trouve des xénolites de gneiss et de syéno-diorite monzonitique faiblement quartzique.

Xénolites de gneiss

Microscopiquement, on distingue deux types d'éléments :

D 54c X=631, 65-Y=315-Z=1090 m				G 45b X=634, 2-Y=316, 2-Z=1060 m							
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM		% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM					
SiO <sub>2</sub>	52	Q	4,35	Si	51,36	SiO <sub>2</sub>	54	Q	9,86	Si	52,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,74	Or	15,36	Al <sub>3</sub>	19,43	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,89	Or	15,66	Al <sub>3</sub>	19,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,42	Ab	33	Fe <sub>2</sub>	2,55	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,55	Ab	26,23	Fe <sub>2</sub>	2,58
FeO	5,30	An	20,49	Fe	4,38	FeO	4,40	An	24,34	Fe	3,57
MgO	1,66	Di	3,26	Mg	2,49	MgO	1,99	Di	4,36	Mg	2,93
CaO	6,46	Hed	3,08	Ca	6,81	CaO	7,17	Hed	1,52	Ca	7,50
Na <sub>2</sub> O	3,90	En	2,62	Na	7,46	Na <sub>2</sub> O	3,10	En	2,94	Na	5,86
K <sub>2</sub> O	2,60	Ferr	2,84	K	3,26	K <sub>2</sub> O	2,65	Ferr	1,18	K	3,28
TiO <sub>2</sub>	1,92	Mag	4,96	Ti	1,42	TiO <sub>2</sub>	2,05	Mag	5,15	Ti	1,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	Ilm	3,65	P	0,47	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	Ilm	3,89	P	0,47
MnO	0,40	Ap	1,42	Mn	0,35	MnO	0,12	Ap	1,42	Mn	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste P. WATELET		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976					
T <sub>2</sub>	95			T <sub>2</sub>	96,52						
II. 5. 3. 4. CIPW				II. 4 (5) . 3'. (3) 4 CIPW							
Trachyandésite à olivine Rittmann				Trachyandésite à olivine Rittmann							
Trachyandésite à cpx et opx R = 61,15 S = 30,41				Trachyandésite à cpx et opx. R = 54,93 S = 35,88							

G 39 X=634, 70-Y=317, 15-Z=1065 m				H49 X=635, 30-Y=316, 20-Z=1110m							
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM		% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM					
SiO <sub>2</sub>	50,85	Q	1,58	Si	48,90	SiO <sub>2</sub>	51,53	Q	1,42	Si	49,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,10	Or	16,84	Al <sub>3</sub>	21,62	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,24	Or	18,26	Al <sub>3</sub>	20,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,85	Ab	35,12	Fe <sub>2</sub>	6,40	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,63	Ab	31,73	Fe <sub>2</sub>	2,58
FeO	0,40	An	25,07	Fe	0,34	FeO	4,40	An	23,81	Fe	3,49
MgO	2,00	En	4,98	Mg	2,88	MgO	1,99	Di	6,51	Mg	2,86
CaO	6,30	Hem	8,85	Ca	6,51	CaO	8,04	Hed	2,22	Ca	8,25
Na <sub>2</sub> O	4,15	Ilm	1,06	Na	7,73	Na <sub>2</sub> O	3,75	En	1,94	Na	6,93
K <sub>2</sub> O	2,85	Sp	1,37	K	3,52	K <sub>2</sub> O	3,09	Ferr	0,76	K	3,78
TiO <sub>2</sub>	2,05	Rut	0,94	Ti	1,50	TiO <sub>2</sub>	2,13	Mag	5,26	Ti	1,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,65	Ap	1,54	P	0,52	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,80	Ilm	4,05	P	0,63
MnO	0,10			Mn	0,06	MnO	0,20	Ap	1,89	Mn	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,10	Analyste : F. KELLER 1976		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,85			H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976					
T <sub>2</sub>	99,25			T <sub>2</sub>	97,80						
II. 5. 3. 4. CIPW				II. 5. 3'. (3)4 CIPW							
Trachyandésite à olivine Rittmann				Trachyandésite à olivine Rittmann							
Trachyandésite à hb et cpx. R = 63,34 S = 31,29				Trachyandésite à cpx. R = 56,49 S = 35,29							

- des amandes blanches, allongées parallèlement à la foliation, constituées de feldspath potassique et de quartz en association graphique largement cristallisés, ainsi que des lamelles de biotite indemnes de toute altération. Les biotites cristallisent de préférence à la limite des amandes ;
- des zones plus finement grenues constituées d'un assemblage de quartz et de feldspath potassique assombri par des cristaux de magnétite, une poussière de minéraux opaques et des inclusions microscopiques. On trouve également :
  - . des taches grisâtres, d'aspect nébuleux, non déterminables pour la plupart. Certaines pourraient représenter d'anciennes sillimanites ;
  - . des biotites. Celles-ci sont moins nombreuses et plus petites que dans les amandes quartzofeldspathiques. Elles ne sont jamais résorbées ;
  - . des zircons.

Ces xénolites de gneiss ont subi un début d'anatexie se caractérisant par une mobilisation du liquide de composition eutectique. On observe parfois de petits filonnets de quartz, issus des amandes quartzofeldspathiques (mobilisat) et s'injectant perpendiculairement à la foliation. Il peut subsister à l'intérieur des mobilisats des restites de gneiss en cours de transformation.

#### Xénolites de syénodiorite monzonitique

Leur composition minéralogique est la suivante :

- des plagioclases fortement zonés (An. 30 en moyenne) ;
- des feldspaths potassiques, très souvent perthitiques, parfois séricitisés. Ils pourraient renfermer des quartz à structure micropegmatitique. Le feldspath potassique forme des plages xénomorphes entourant les plagioclases ;
- des quartz graphiques. Ces grains de quartz sont limités par de petites indentations pénétrant dans les clivages des feldspaths ;
- des biotites à pléochroïsme variable, parfois décolorées ;
- des augites, beaucoup moins nombreuses que les biotites.

Les quelques éléments dosés (K : 2,90%, Ca : 3,37%, Fe total : 5,01%, Ti : 0,87%) placent ces syénodiorites monzonitiques dans le champ des latites à amphibole.

Les mesures géophysiques ont mis en évidence, à l'amont de Lavigerie, une anomalie électrique correspondant à une dénivellation de près de 500 m du substratum cristallogénique (sondages 27-28 ; Vatin-Pérignon, 1966). Une telle anomalie pourrait être due à l'existence d'un massif de roches grenues, comparable à celui du cirque de Mandailles, inconnu à l'affleurement et dont la présence se traduirait par des xénolites dans les brèches du Peyre Arse. De part leur paragenèse, ces xénolites sont en effet semblables aux monzonites à biotite de la Jordanne. L'existence d'un deuxième pluton serait du plus haut intérêt pour connaître la forme de l'hypocauste du massif. Dans la Jordanne on serait à peu près au coeur de l'ancienne caldeira paléo-cantalienne, ce qui n'est pas le cas pour le Peyre Arse.

Z 27a X= 627,6 - Y=318,2 -Z= 1065 m			Z27b X=627,6-Y-318,2-Z=1065 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub>	55,24	Q 17,72	Si	54,98	Si 50,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,96	Or 11,94	Al <sub>3</sub>	19,88	Al <sub>3</sub> 18,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,27	Ab 24,96	Fe <sub>2</sub>	2,45	Fe <sub>2</sub> 2,93
FeO	5,19	An 17,74	Fe	4,30	Fe 3,21
MgO	2,00	Cor 3,42	Mg	2,98	Mg 1,69
CaO	4,63	En 4,98	Ca	4,95	Ca 7,77
Na <sub>2</sub> O	2,95	Ferr 4,37	Na	5,67	Na 9,82
K <sub>2</sub> O	2,02	Mag 4,74	K	2,57	K 2,86
TiO <sub>2</sub>	1,77	Ilm 3,36	Ti	1,31	Ti 1,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,80	Ap 1,89	P	0,65	P 0,64
MnO	0,25		Mn	0,24	Mn 0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.
T	95,08			T	95,58
II. 4. 3. 4 CIPW			II. 5. 3. 4 CIPW		
Trachyandésite			Trachyandésite à olivine		
Rittmann			Rittmann		
Trachyandésite à olivine			Trachyandésite à olivine		
R = 62,47			R = 62		
S = 31,19			S = 22,55		

E 410 X=632,70- Y=316 - Z= 1150 m			Y61 X=626,70-Y=314,10-Z=1520m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub>	55,50	Q 4,40	Si	52,64	Si 46,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19	Or 23,34	Al <sub>3</sub>	21,23	Al <sub>3</sub> 16,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,07	Ab 34,69	Fe <sub>2</sub>	2,16	Fe <sub>2</sub> 5,63
FeO	3,40	An 21,77	Fe	2,67	Fe 1,83
MgO	0,90	Di 1,91	Mg	1,31	Mg 10,91
CaO	5,90	Hed 1,01	Ca	5,97	Ca 8,33
Na <sub>2</sub> O	4,10	En 1,36	Na	7,51	Na 5,74
K <sub>2</sub> O	3,95	Ferr 0,82	K	4,78	K 2,18
TiO <sub>2</sub>	1,57	Mag 4,45	Ti	1,13	Ti 2,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	Ilm 2,98	P	0,45	P nd.
MnO	0,13	Ap 1,42	Mn	0,11	Mn 0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,95
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	1976		H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,54
T	98,12			T	100,58
(I) II. 5. 3. 3' CIPW			(II) III. 5. 4. 4 CIPW		
Latite à olivine			Trachybasalte à andésine et olivine.		
Rittmann			Rittmann		
Trachyandésite à cpx et olivine.			Trachyandésite à olivine		
R = 67,30			R = 48,73		
S = 38,89			S = 27,52		

## 4) Brèches à clinopyroxène et périclote

Ce type de brèche se place à tous les niveaux du complexe bréchi- que :

- au sein de la "Brèche inférieure" (éch. Z27a et Z27b : vallée de la Petite Rhue d'Eybes) ;
- à la base des brèches intermédiaires, au contact des tufs lités intercalaires inférieurs, en rive gauche de la Santoire, entre Lavignerie et Diene (éch. E410) ;
- au toit des brèches intermédiaires : Brèche de Rolland. Certains faciès à structure microlitique porphyrique pourraient avoir une composition de trachyandésite à olivine. Ne disposant que d'une seule analyse pour l'ensemble de la Brèche de Rolland (éch. A91, p. 101 : basalte porphyrique), il est plus prudent de ne pas conclure pour l'instant à l'homogénéité chimique de cette formation ;
- sous le Puy de la Tourte, en une formation où alternent niveaux laviques et niveaux bréchi-ques, intercalée semble-t-il entre les coulées basales de trachyandésite et les brèches stratifiées sommitales. Contrairement à la Brèche de Rolland, je n'y ai pas observé de passées doléritiques et l'évolution vers l'amont à des termes exclusivement laviques n'est pas visible. L'étude du Puy de la Tourte n'a pas été entreprise dans le détail. Je mentionne ici l'existence de cette formation car sa composition pétrographique est celle d'un trachyandésite à pyroxène et périclote (éch. Y61).

La composition de ces brèches est la suivante :

- plagioclases (An. 60-65)
- augites en cristaux trapus (jusqu'à 2 ou 3 mm), poecilites
- périclotes altérés en chlorite et serpentine

Pyroxènes et périclotes peuvent donner de petits cumulats à structure doléritique.

La mésostase est généralement plus cristalline que dans les brèches à deux pyroxènes et amphibole. Elle est très riche en minéraux opaques et renferme, comme la mésostase des coulées de trachyandésite mésocrate, des biotites orangées de néoformation.

## CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DU COMPLEXE BRECHIQUE

## A) LES TRACHYANDESITES MESOCRATES

Ce sont les termes les plus représentés au sein du complexe bréchi- que. Ils constituent la majeure partie des coulées et la quasi totalité des brèches. Ces dernières sont pour la plupart des brèches monogéniques, le ciment étant de même nature que les blocs.

Depuis Auniord (1952), de nombreux auteurs considèrent que le ciment de la "Brèche andésitique" est de nature rhyo-dacitique. Auniord en donne trois analyses, et constate dans le calcul de la norme un fort pourcentage de corindon qu'elle attribue à la présence de minéraux argileux. En conséquence, elle recalcule les paramètres CIPW "en formant au préalable du kaolin à partir de l'eau de formation H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, afin d'éliminer l'excès d'alumine". De ce fait, les paramètres trouvés sont ceux d'un magma acide, relativement pauvre en alcalins.

Cette démarche est sujette à caution. A mon sens, la richesse en corindon normatif va de pair avec la pauvreté en alcalins, liée à un lessivage du ciment. Un certain pourcentage de  $\text{Na}_2\text{O}$  supposé parti, ajouté à l'analyse et additionné au corindon et à la silice en excès, ferait nécessairement apparaître de l'albite, fortement déficitaire dans la norme. Au terme de ce calcul, la norme obtenue serait celle d'un trachyandésite à tendance alcaline et assez faiblement saturé. A ce titre, les deux analyses Z27a (brèche totale) et Z27b (éléments de la brèche) sont très significatives. La première fait apparaître des pourcentages de corindon et de quartz normatif importants, la seconde est faiblement saturée et nettement plus alcaline.

#### Ordre d'apparition des différentes phases silicatées

##### 1) Dans les coulées de trachyandésite mésocrate

###### - olivine

Elle peut apparaître dans les deux temps de cristallisation. Il n'existe autour des péridots aucune couronne réactionnelle, contrairement à ce que l'on observe dans les phono-téphrites à hawynnes. Les olivines sont généralement altérées en iddingsite.

###### - hornblende brune

Pour que l'amphibole cristallise avant le pyroxène, il est nécessaire que la pression d'eau soit supérieure à 5300 bars (Yoder et Tilly, 1962). D'une manière générale, l'ordre d'apparition des phases silicatées change avec la pression. L'amphibole apparaîtrait avant l'olivine si la pression était supérieure à 11100 bars.

###### - clinopyroxène

Il cristallise en phénocristaux et peut coexister de façon stable avec l'amphibole sous certaines conditions de température et de pression ( $t = 1020^\circ \text{C}$  ;  $p = 5300$  bars). L'amphibole se résorbe avec apparition de microcristaux de clinopyroxène et de granules d'oxydes de fer.

###### - minéraux tardimagmatiques : biotite et feldspath potassique

###### - magnétite et plagioclase se forment tout au long de la cristallisation du magma.

##### 2) Dans les brèches à composition de trachyandésite mésocrate

###### - olivine

L'olivine est le premier minéral à se former dans les trachyandésites mésocrates. Elle est généralement absente, tout au moins sous forme de phénocristaux, dans les trachyandésites à orthopyroxène. Contrairement à l'olivine contenue dans les coulées, celle des brèches est généralement altérée en serpentine ou, plus rarement, en calcite. On ne dispose d'aucune analyse de minéraux ; il est donc difficile de dire si ce sont les conditions d'autopneumatolyse des péridots qui changent, donnant selon les cas iddingsite ou serpentine, ou bien leur composition chimique initiale.

###### - biotite

La biotite est très rare et toujours résorbée. Il ne subsiste généralement qu'un treillis de cristaux tabulaires d'ilménite. Elle est par contre conservée dans les enclaves homogènes à orthopyroxène et hercynite qui pourraient représenter un stade intratellurique précoce.

###### - orthopyroxène

Il est indemne de toute résorption. Cela suggère que le point d'inversion orthopyroxène-pigeonite (Hess, 1941) n'était pas atteint au cours du refroidissement que déjà le magma apparaissait en surface. L'évolution qui aurait dû se poursuivre a donc été interrompue par une "effusion anormalement précoce" (Palm-Lazard, 1959). D'autre part, les études expérimentales (Smith, 1970) ont montré que le domaine de stabilité des orthopyroxènes diminue lorsque la pression baisse. Le passage du stade intratellurique au stade extratellurique s'est donc effectué très rapidement. A température égale mais pour des pressions plus faibles, seule l'olivine pourrait se former, donnant naissance aux trachyandésites à olivine.

###### - orthopyroxène-amphibole-clinopyroxène

On peut penser que sous certaines conditions assez élevées de température et de pression, ces minéraux cristallisent simultanément. A pression plus faible, seul le clinopyroxène continue à se former, tandis que l'amphibole se déstabilise. Cette dernière est peu abondante, voire absente, dans les brèches à composition de trachyandésite mésocrate.

###### - plagioclase

Il se forme tout au long de la cristallisation du magma. C'est le second minéral qui apparaît après l'olivine. Cette apparition précoce pourrait provoquer dans une certaine mesure la cristallisation de l'orthopyroxène par suite de la diminution de la teneur en  $\text{CaO}$  dans le magma (Kuno, 1950).

###### - minéraux tardimagmatiques

Ils sont généralement absents. Cela va de pair avec la structure essentiellement vitreuse des brèches.

###### - minéraux pneumatogènes (tridymite et calcite)

Ils sont abondants.

En résumé, les brèches et les coulées qui leur sont génétiquement liées se distinguent des coulées s. st. par la présence systématique d'orthopyroxène.

La liaison orthopyroxène-brèche peut être interprétée de deux façons :

- L'orthopyroxène est en déséquilibre avec le milieu environnant. Il est alors digéré dans les laves et préservé dans les brèches à cristallisation plus rapide. Un tel raisonnement supposerait une différence énorme dans la rapidité de cristallisation des brèches et des coulées, ce qui n'est pas le cas : en effet, il existe des coulées

"à prise rapide" ; quant aux brèches, émises à des températures de l'ordre de 1000° C, leur refroidissement n'est sans doute pas instantané. Auquel cas, on devrait trouver occasionnellement des orthopyroxènes résiduels dans certaines coulées et observer un début de résorption des orthopyroxènes dans les brèches, ce qui n'est généralement pas le cas.

- L'apparition de l'orthopyroxène est étroitement liée aux conditions de "préparation" du magma, qui seraient responsables de sa bréchification systématique. Je retiendrai plutôt la seconde solution, du moins en tant que facteur dominant.

La préparation du magma pourrait s'effectuer

- soit par une cristallisation intratellurique dans un système fermé et sous des conditions de pression relativement fortes, provoquant un enrichissement de la phase liquide résiduelle en éléments volatils (Vincent, 1960) ;

- soit par l'ingestion d'une certaine quantité de socle (gneiss à sillimanite). Cette assimilation de matériel silico-alumineux expliquerait en partie la cristallisation de l'orthopyroxène et celle du spinelle vert (hercynite :  $Al_2O_3$ , FeO) des enclaves homogènes (Leyreloup, 1973).

Cette préparation, comparable à celle du magma ignimbritique, aboutit nécessairement à la saturation en gaz du magma. L'émulsion ainsi formée est vidée rapidement de son réservoir, dès que le toit est rompu sous la pression des gaz.

#### B) LES AUTRES TYPES PETROGRAPHIQUES

Ils sont peu représentés, voire exceptionnels. Par ordre d'importance volumétrique décroissante, nous trouvons :

- des latites quartzifères : dômes et brèches associées, tufs lités intercalaires inférieurs et supérieurs ;
- des latites : quelques coulées et dômes ;
- des trachytes subalcalins : rares coulées et dômes ;
- des dacites : un seul niveau de brèches.

Ordanchites, phonolites et rhyolites constituent un groupe indépendant dans lequel on trouve des coulées et des dômes.

PLANCHES

PHOTOS

PLANCHE 1

Photo 1 Amphibole pseudomorphosée en opale cristoballite.  
Ech. D54 - P. 62

Photo 2 Hornblendes brunes pseudomorphosées en rhonite,  
plagioclase, clinopyroxène, épidotes et oxydes de fer,  
Augites.  
Ech. C52 - P. 101

Photos 3 et 4 Baguettes de magnétite plantées perpendi-  
culairement à l'allongement d'un plagioclase (3)  
et d'une olivine (4).  
Ech. A91 - P. 102

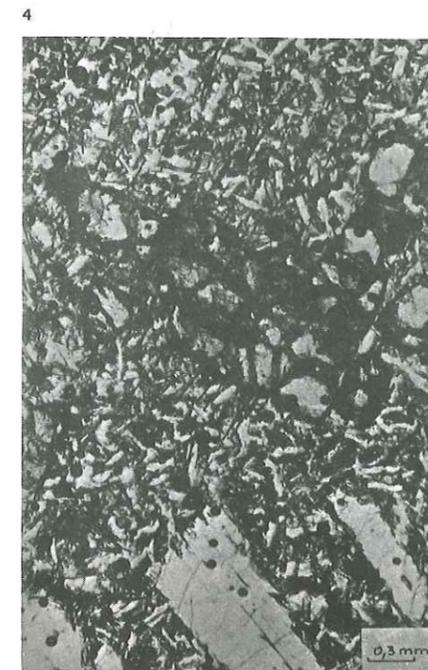
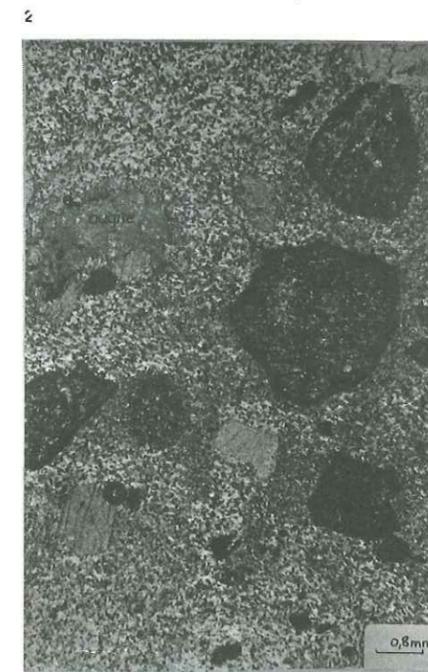


PLANCHE II  
ENCLAVES DE LA BRECHE DE ROLLAND  
(P. 103)

- Photo 5 Roche rubannée : alternance de basalte scoriacé et de gneiss fondu.
- Photo 6 Contact de l'enclave et du basalte.
- Photo 7 Verre brun à structure fluidale affecté de fentes de retrait perlitique et découpé par des vésicules rondes.

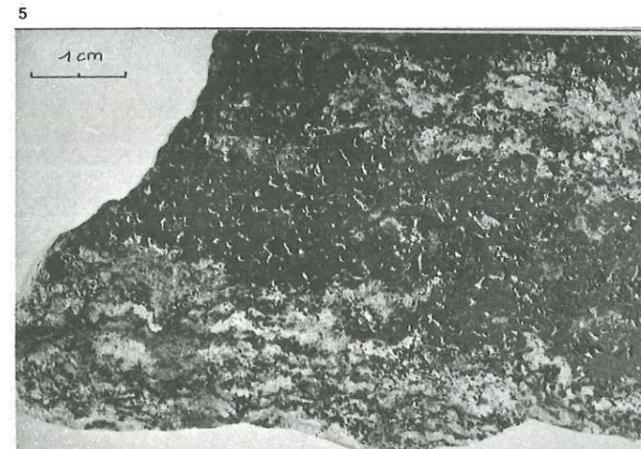
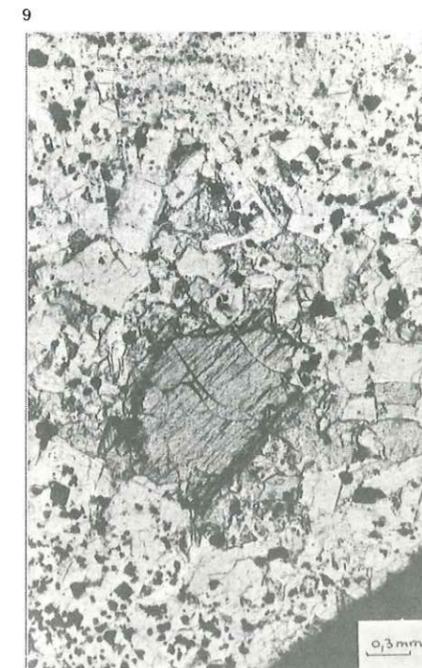


PLANCHE III

Photo 8 Cumulat à orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase  
et magnétite.  
Ech. D62b - P. 114

Photo 9 Enclave homogène à orthopyroxène, biotite,  
plagioclase et spinelle vert.  
Ech. F44 - P. 97

Photo 10 Orthopyroxène à coeur brun pléochroïque  
Ech. D86 - P. 97



## VOLCANOLOGIE

"L'origine des brèches andésitiques est très facile à établir, elle n'a d'ailleurs été discutée par aucun géologue ayant quelque expérience des volcans et des roches volcaniques. Il est évident qu'il s'agit ici d'une formation franchement ignée. Une partie de ces brèches, à éléments de moyennes et de petites dimensions sont des produits de projection. D'autres sont des coulées scoriacées formées de blocs soudés les uns aux autres, mélangés à des fragments ou des blocs plus petits et soudés par de la matière vitreuse" (Boule, 1900)

La "brèche andésitique" semblait avoir livré tous ses secrets. En réalité les problèmes qu'elle soulève sont d'une grande complexité.

INTRODUCTION

La "Brèche inférieure" est une formation essentiellement pyroclastique. Les opinions sont partagées quant à son origine exacte. Il s'agit tantôt d'une nuée ardente descendante du type des nuées à blocs (Thonon, 1967 ; Maury, 1968), tantôt d'un tuf soudé (welded tuff) ou d'une ignimbrite (Lefèvre, 1968 ; Lambert, 1969). Dantier (1969) parle même de nuée ardente résultant d'une "activité katmaïenne". L'emploi inconsidéré de tous ces termes aboutit inévitablement à des confusions fâcheuses.

Tous les auteurs admettent à la suite de Rames (1873) et de Boule (1900) que des variations horizontales de faciès existent au sein de la "Brèche inférieure", mais qu'elles sont trop rapides et "trop anarchiques pour en tirer des conclusions définitives" (Lambert, 1969). On note cependant que la brèche est plus fréquemment indurée dans la partie amont et que le ciment est relativement plus abondant vers les zones périphériques. Ces variations de faciès à grande échelle proviendraient du remaniement des brèches pyroclastiques inférieures situées dans les parties les plus centrales du Cantal. Ce remaniement s'effectuerait par des coulées boueuses de type Lahar (Boule, 1900 ; Maury, 1968 ; Blais, 1972 ; Vaziri, 1973 ; Pesme, 1974 ; Mazet, 1975). La brèche pyroclastique devient alors une brèche épicyclastique, que Rames et Boule qualifièrent respectivement de "Trass" et de "conglomérats andésitiques".

La "Brèche inférieure" serait le résultat d'une série d'explosions, ainsi qu'en témoigne parfois la présence d'une pseudostratification au sein de cet ensemble (Lambert, 1969).

Dans le complexe conglomératique supérieur, la netteté de la stratification a depuis longtemps suscité l'intérêt des géologues. Maury (1906) considérait la formation de Peyrefolle (haute vallée de la Véronne) comme des alluvions fluviales, la rythmicité du dépôt

traduisant selon lui "les oscillations survenues dans le régime d'une puissante rivière pliocène". Roux (1944) attribue au complexe conglomératique de la falaise d'Alberoches une origine lacustre.

Actuellement, on pense que des phénomènes différents interviennent successivement ou simultanément : une sédimentation en milieu aquatique, probablement lacustre temporaire, accompagnée de chutes de téphra, donnerait naissance aux niveaux fins. Ces dépôts seraient interrompus par des venues de matériaux grossiers d'origine sédimentaire (remaniement torrentiel des roches volcaniques), épicyclastique (lahars) ou pyroclastique (nuées ardentes ; ignimbrites ; Lambert, 1969). La notice de la carte géologique Riom-ès-Montagnes précise que "plus à l'amont l'ensemble du complexe tend à devenir uniformément bréchique".

Contrairement à la "Brèche inférieure", le complexe conglomératique supérieur ne renferme que des éléments volcaniques, à l'exception de grains de quartz dans les niveaux les plus fins (Thonon, Lefèvre, Lambert).

L'approche de tous les problèmes concernant la mise en place des "brèches andésitiques" doit être celle du terrain. Elle ne peut se faire sans une observation patiente et une connaissance très approfondie de tous les faciès sous l'angle macroscopique et microscopique. C'est dans ce sens que s'orientent depuis 1973 l'équipe Grenoble - Clermont, composée de Mme N. Vatin-Pérignon, MM. A. de Goër de Herve et P. Vincent, ainsi que de plusieurs étudiants de 3ème Cycle : Ch. Maurizot-Blanc (1974), J.P. Milési (1976), P. Watelet (1977), M. Fontaine-Vive et G. Boudon (thèses en cours). Les idées de P. Vincent sont à la base de toutes les interprétations concernant les écoulements pyroclastiques.

Ch. Maurizot-Blanc n'a consacré qu'une petite partie de son travail aux formations bréchiques. Elle y souligne le caractère très occasionnel des coulées boueuses, la brièveté des épisodes de remaniement et propose pour la majeure partie des brèches et des conglomérats une origine directement éruptive (nuées vulcaniennes ascendantes et nuées rasantes), rejoignant en cela les idées de A. de Goër de Herve. En fait, la vallée de la Chevade, empâtée sous les moraines, trop excentrée par rapport à la région des sommets, ne permettait pas de résoudre le problème de la genèse des brèches et de leur évolution.

Depuis, grâce aux observations effectuées dans les vallées de l'Alagnon et de la Santoire, plus profondes et mieux orientées par rapport au sens d'écoulement des brèches, les idées de l'équipe ont beaucoup évolué.

J.P. Milési a étudié très en détail la dynamique des écoulements pyroclastiques. Grâce à la découverte de deux appareils volcaniques surbaissés : Auzolles et Seycheuse (versant sud), il propose une solution originale à la genèse et à la mise en place des conglomérats et des brèches du Cantal. Leur étude lui permet de démontrer le passage d'une coulée de lave émulsionnée (juxtaposition de gouttelettes trachyandésitiques et basaltiques) à un écoulement pyroclastique bréchique, puis à un écoulement conglomératique. L'imbrication de tels appareils surbaissés édifierait selon lui les larges plateaux qui constituent un élément morphologique essentiel à la périphérie du massif.

Mon travail ayant été mené parallèlement à celui de J.P. Milési, certaines de ses observations ont influencé ma façon d'aborder le problème des brèches de la haute vallée de la Santoire. J'ai en particulier été amené à utiliser les bases dynamiques du modèle d'Auzolles.

Il faut distinguer, dans les brèches s. l., deux types de formations dont le mode de mise en place est fondamentalement différent :

- . les projections ;
- . les écoulements pyroclastiques.

Mis à part les projections, qui représentent une très faible part des matériaux volcaniques et que je traiterai tout d'abord, j'aborderai l'étude volcanologique du complexe bréchique dans l'ordre chronostratigraphique.

#### A) LES PROJECTIONS

##### 1) Tufs lités intercalaires inférieurs

Le caractère essentiel de cette formation est l'alternance très régulière de niveaux cendres et ponces d'épaisseur constante (60 à 70 cm).

##### a) Niveaux cendres

Ils se présentent sous différents faciès :

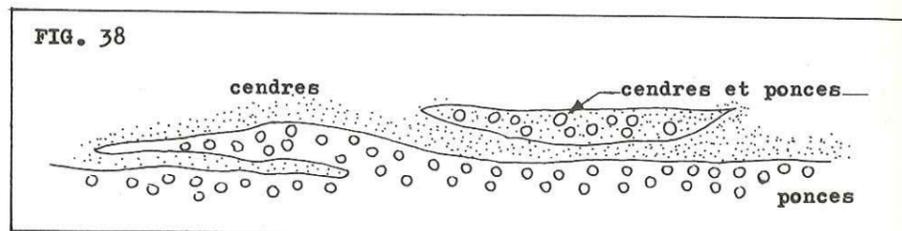
- des cendres homogènes, non litées, de couleur grise, beige ou jaunâtre, très indurées, dont les plus fines ont un aspect grumeleux proche de la texture pisolitique. Elles renferment de rares ponces demi-centimétriques, anguleuses ou subarrondies, isolées ou groupées en nids, des minéraux libres (amphiboles, biotites, plagioclases) et des lapilli disséminés de trachyandésite de couleur gris bleu ou violacée. On trouve parfois de petits fragments de matière organique (ruisseau de la Chevade ; le Marchadial, à l'amont de Dienne). Microscopiquement ces cendres sont constituées de petits éclats vitreux assombrés par les minéraux opaques.
- des cendres et lapilli lités. On observe une succession de séquences centimétriques, plus ou moins granoclassées, à lapilli fins, cendres et petites ponces jaunâtres millimétriques à centimétriques. Le sommet des séquences est parfois souligné par un fin liseré d'oxydes de fer. A titre d'exemple, une coupe de 30 cm à dominance cendreuse, prise dans le ruisseau de Drils (alt. 1120 m), donne de haut en bas la succession suivante :
  - . 2,5 cm lapilli fins et rares ponces
  - . 0,5 cm cendres fines
  - . 1 cm lapilli fins
  - . 1 cm cendres fines
  - . 1 cm lapilli fins
  - . 6 cm cendres fines avec ponces jaunes centimétriques
  - . 3 cm lapilli fins
  - . 6 cm cendres fines avec ponces jaunes centimétriques

- . 2 cm lapilli fins
- . 4 cm petites ponces (< 5 mm) et lapilli grossiers
- . 1 cm lapilli fins
- . 5 cm cendres fines et ponces jaunes centimétriques
- . 3 cm lapilli fins

Les niveaux de cendres et de lapilli appartenant aux écoulements pyroclastiques (brèches intermédiaires) diffèrent des projections s. st. par l'absence de granoclassement, la présence de vésicules (p. 134) et la présence d'argiles bleutées (produits pneumatogènes) imprégnant la roche.

b) Niveaux ponceux

Le passage des niveaux cendreux aux niveaux ponceux est généralement discontinu. Parfois, les deux faciès s'imbriquent (ruisseau de Drils, 1115 m) ; il s'agit probablement dans ce cas d'une action éolienne.



Les niveaux ponceux peuvent se présenter sous différents aspects :

- la quasi totalité de la roche est constituée de ponces blanches, jaunes ou rosées, agglomérées entre elles à tel point qu'il devient difficile de distinguer les contours. On trouve également des granules énallogènes de trachandésite mésocrate, les uns de teinte violacée, les autres gris et plus scoriacés. L'examen microscopique montre qu'il s'agit très souvent de trachyandésite à cristaux de périclase entièrement iddingsitisés et parfois isolés dans les ponces. Ces dernières, toujours opacifiées par les oxydes de fer et les minéraux argileux, ont des vésicules de deux types, les unes plus ou moins arrondies, les autres beaucoup plus effilées. Les plagioclases sont lézardés ; ils peuvent se morceler, les fragments étant alors disjoints à la manière d'un puzzle.
- la roche est formée d'une succession de séquences à ponces centimétriques (jusqu'à 3 cm) et de séquences à ponces millimétriques (jusqu'à 6 ou 7 mm) peu granoclassées. La matrice de teinte beige est constituée de débris vitroclastiques jamais aplatis, provenant de la rupture des parois des vésicules. Dans la coupe du réservoir de Drils ( $x = 634,1$  ;  $y = 316,7$  ;  $z = 1120$  m) s'intercalent des poches de blocs décimétriques mélangés à des ponces et à des cendres. Il s'agit probablement de paquets glissés au cours de la sédimentation des téphra. On trouverait dans les tufs lités du ruisseau de Drils (alt. 1120 m) des "feuilles de hêtre" (habitant de Drils ; comm. or.).

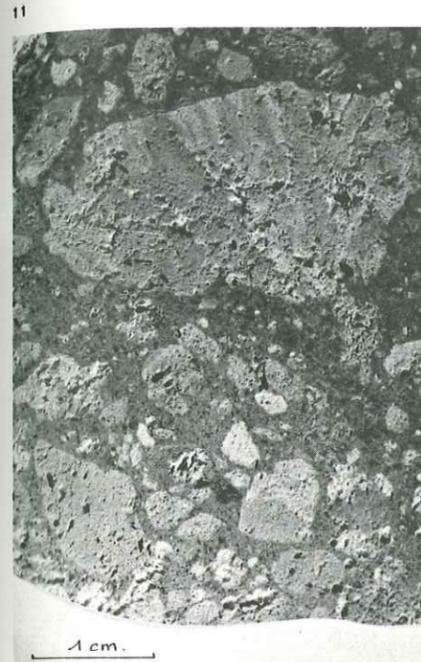
PLANCHES

PHOTOS

PLANCHE IV  
TUFFS LITES INTERCALAIRES INFÉRIEURS  
(P. 125)

Photo 11 Niveau à fragments anguleux plus ou moins ponçifiés  
Le plus gros des fragments est traversé par des bandes claires plus ponçifiées.

Photo 12 et 13 Niveaux à éléments blancs très aplatis.  
Noter la forme éfilochée des extrémités de ces éléments.



- un faciès difficile à interpréter, décrit par Maurizot-Blanc dans la vallée de la Chevade, a été retrouvé dans celle de la Santoire (ruisseau de la Cheyrelle notamment). Les ponces (?) y sont extrêmement aplaties. Leur longueur peut atteindre 2 cm pour une épaisseur qui n'excède pas 1 mm. Leurs extrémités sont effilochées et fréquemment bifides. En plan, elles forment des disques parfois convexes. Ces éléments pourraient être confondus avec des fiammes d'ignimbrites, mais leur disposition granoclassée exclut une mise en place de ce type.

L'hypothèse de retombées "assez chaudes et plastiques pour s'aplatir" a été exclue par Maurizot-Blanc. Je pense que la forme de ces fragments est acquise antérieurement au dépôt et qu'il ne s'agit pas d'un "simple compactage lors de la diagénèse associé à une argilisation secondaire". Ceci supposerait une pression lithostatique énorme (incompatible avec la masse des coulées qui reposent au-dessus) s'accompagnant d'un écoulement latéral, indispensable pour obtenir un tel aplatissement. L'acquisition de la forme pétaoloïde de ces fragments dans l'air requiert une fluidité qui s'accorde mal avec la nature du magma latitique. Il faut noter cependant que les ponces ont parfois des vésicules très étirées, ce qui semble indiquer que certains fragments étaient suffisamment fluides pour se déformer immédiatement après leur projection dans l'air.

Goër de Herve (comm. person.) émet l'hypothèse que ces fragments vitreux de forme pétaoloïde pourraient être de véritables fiammes. Leur présence prouverait que l'"ash fall" qui les contient n'est autre que la retombée du panache lié à un écoulement pyroclastique ignimbritique.

- certains niveaux ponceux, beaucoup plus argilisés, semblent entièrement "flués" (ruisseau de la Cheyrelle, thalweg situé entre les ruisseaux de Chaumeil et de Carmantron). On distingue de longues flammèches pluricentimétriques, non déformées au contact des petits lapilli. L'argilisation de ces niveaux est telle qu'une étude microscopique est difficile.

Un échantillon prélevé dans le thalweg situé entre les ruisseaux de Chaumeil et de Carmantron ( $x = 638,2$  ;  $y = 317,4$  ;  $z = 1125$  m) montre, à faible grossissement, un fond vitreux apparemment homogène englobant des minéraux automorphes non brisés (plagioclases, amphiboles, biotites). En réalité, à un plus fort grossissement ( $x 500$ ), on distingue des vermicules allongés, repliés en épingles, disposés de façon planaire, et quelques bulles encore intactes aux parois non déformées. Je pense qu'il s'agit de longs filaments vitreux, comparables aux "cheveux de Pélé" provenant de l'étirement des ponces et de leur rupture immédiatement après l'éruption. Etant très légers, ils ont pu s'élever assez haut dans l'atmosphère avant de se déposer. Le fait que les minéraux soient intacts est beaucoup plus curieux.

C'est probablement la disposition planaire des éléments qui a facilité l'argilisation préférentielle de ces horizons. L'argile imprègne tout le fond et remplit les vésicules non éclatées.

#### c) Tufs lités du Peyre Arse

Nous avons vu (p. 75) que quelques niveaux de cendres et de ponces situés à l'aplomb du Peyre Arse, en rive gauche de la Santoire,

pouvaient être le témoin le plus amont des tufs lités intercalaires inférieurs. Seul le niveau sommital, d'une puissance de 2 à 3 m, rubéfié par une coulée de trachyandésite, retiendra ici mon attention. Il est formé d'une roche blanche, poreuse, très friable, apparemment homogène et de texture continue. On distingue seulement quelques fragments gris plus ou moins vésiculés de trachyandésite (?) et quelques enclaves de granite millimétriques à centimétriques affectées d'une légère rubéfaction périphérique. J'ai également trouvé une enclave dont la texture fluidale est marquée par des feuilletés blanchâtres de 0,5 à 1 mm d'épaisseur disposés de façon planaire. Latéralement, quelques dizaines de mètres vers l'aval, le niveau en question passe à une roche sensiblement plus indurée, formée d'amandes blanches imbriquées, pluricentimétriques (3 à 4 cm), séparées simplement par des liserés millimétriques beiges et d'aspect cendreaux.

#### Examen microscopique et interprétation dynamique

J'examinerai successivement :

- . l'enclave à texture fluidale
  - . la roche blanche à "texture continue"
  - . la roche blanche à "texture discontinue", équivalent latéral de la précédente.
- . l'enclave à texture fluidale (éch. C81)
- C'est une roche vitreuse, porphyrique, renfermant de très nombreux fragments de granite. Les phénocristaux sont représentés par des plagioclases (andésines) à peine fendillés et des biotites peu flexueuses. La fluidalité est marquée par des bandes incolores et des bandes brunes, très contournées, moulant les phénocristaux et les fragments de granite, et affectée d'une suite de ventres et de rétrécissements :
- les bandes incolores possèdent de grosses bulles parfaitement sphériques et très espacées ;
  - les bandes brunes sont criblées d'une multitude de bulles microscopiques et de canaux capillaires. Un fort grossissement (x 360) montre que les bulles s'alignent et se concentrent le long de plans parallèles et assez régulièrement espacés.
- Il s'agit certainement d'une enclave homogène représentant l'état figé et primitif d'un magma riche en gaz dont l'évolution ultime serait la coulée de ponces. On peut envisager, comme mécanisme de formation, une interaction de la vésiculation et de l'écoulement différentiel, ce dernier étant directement lié à la concentration plus ou moins grande des fluides selon des plans parallèles aux parois du conduit d'alimentation. L'hétérogénéité de répartition des gaz provoque l'individualisation de deux types de vésiculation qui évolueront séparément : une macrovésiculation dans les zones de moindre pression et une microvésiculation dans les zones de plus forte pression.
- . la roche blanche à "texture continue" (éch. C83)
- La roche possède un fond vitreux, continu et poncifié, dans lequel la fluidalité a presque entièrement disparu. Les plagioclases commencent à se fendiller mais les fragments restent jointifs, et les biotites sont beaucoup plus flexueuses. La poncification est hétéro-

gène. La majeure partie du fond, de teinte brune, est microponcifiée. On distingue également des zones plus claires, à grosses vésicules plus ou moins déformées, proches les unes des autres.

On peut penser que ce faciès dérive du précédent (dont l'enclave à texture fluidale serait le témoin) sous l'effet de l'expansion généralisée des gaz lors de l'émission du magma.

- Les macrovésicules continuent à gonfler et peuvent augmenter de volume sans se gêner mutuellement. D'autres se forment. Certaines arrivent à se rejoindre pour donner des bulles polylobées, mais les processus de rupture s'arrêtent là. Nous sommes à un stade "préignimbrétique" (Bordet, 1963).

- Les microvésicules gonflent et finissent par se rejoindre rapidement vu leur grande densité. Elles donnent naissance au fond brun de la roche, probablement continu mais très proche de la rupture.

Ces phénomènes de foisonnement, relativement modérés puisqu'ils n'entraînent pas une rupture du fond vitreux, aboutissent à la désorganisation de la texture fluidale qui caractérisait l'enclave homogène. Parallèlement, les plagioclases sous l'action des gaz emprisonnés dans les fissures se craquèlent, tandis que les biotites beaucoup plus souples se tordent.

#### . la roche blanche à "texture discontinue"

Comme précédemment, le fond de la roche est entièrement vésiculé et de couleur brune. Par contre, on observe des traînées plus sombres (liserés beiges visibles macroscopiquement) où se sont accumulés de petites enclaves et des débris de plagioclase. D'une façon générale, les plagioclases sont très disloqués. Les débris peuvent s'accumuler derrière des fragments plus volumineux.

On peut interpréter ces traînées microbréchiques comme des ruptures embryonnaires du fond vitreux le long de plans de friction. La rupture généralisée conduirait à la mise en place d'une coulée de ponces. Dans ce cas, la coexistence de deux types de vésicules (micro- et macro-) joue certainement un rôle important. Elle entraîne des différences de viscosité à l'intérieur de la masse en mouvement, provoquant une rupture entre les zones les plus riches en gaz, c'est-à-dire les plus fluides (zones macrovésiculées), et les zones les moins riches, c'est-à-dire les plus visqueuses (zones microvésiculées). Notons par exemple que la nappe de ponces de l'Impradine est constituée de ponces où prédominent les zones macrovésiculées ; le fond vitroclastique s'est formé aux dépens de la partie microvésiculée.

#### d) Conclusion

Les tufs lités intercalaires inférieurs recouvrent tout le quart N.E. de la partie centrale du massif du Cantal. Leur caractère explosif se traduit par une rythmicité des dépôts et par la présence de xénolites de trachyandésite mésocrate.

Ces tufs pourraient représenter les produits d'explosion qui précèdent les coulées ignimbrétiques, hypothèse étayée par le fait qu'il existe au sommet des tufs lités du Peyre Arse une coulée pyroclastique embryonnaire dont l'évolution ultime serait la nappe de ponces. On peut de surcroît imaginer que les tufs lités intercalaires inférieurs sont en relation avec les nappes de ponces ignimbrétiques du Cantal occidental, leur composition pétrographique étant par ailleurs identique. Ces dernières se seraient dirigées vers l'Ouest, peut-être à la suite d'un contrôle topographique ou structural expliquant leur absence à l'Est du massif.

PLANCHE V  
TUFES LITES DU PEYRE ARSE  
(P. 127)

Photo 14 Enclave vitreuse à texture fluidale montrant des filonnets blanchâtres dans un fond gris.

Photos 15 et 16 Fragments de granite et de plagioclase fendillés déformant la fluidalité  
Ech. C81

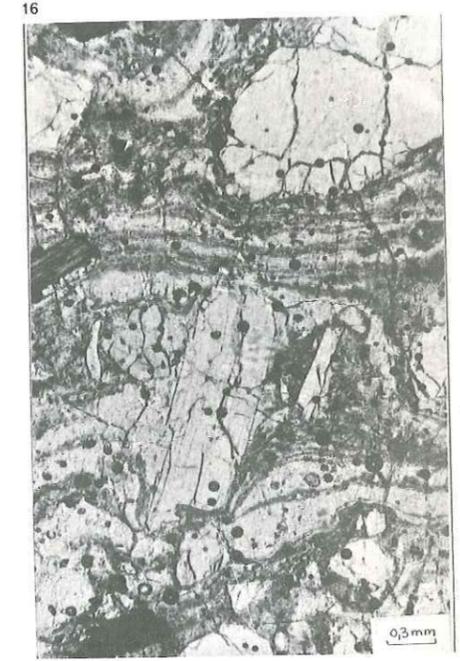
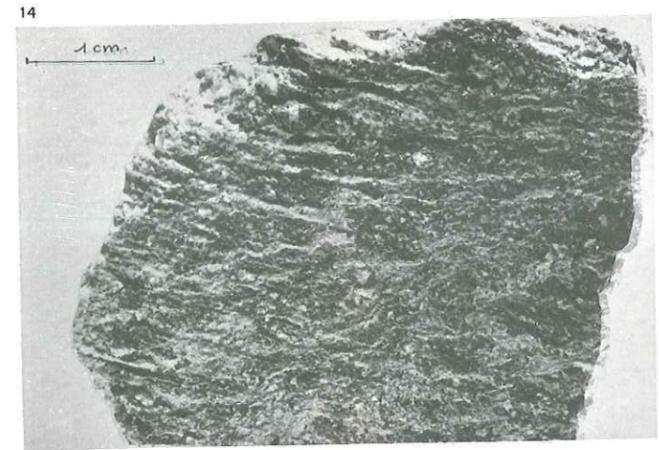


PLANCHE VI  
TUFFS LITES DU PEYRE ARSE  
(P. 127)

Photo 17 Roche vitreuse poncée à structure continue.  
Petits fragments de trachyandésite. Nombreuses  
biotites automorphes.  
Ech. C83

Photo 18 Roche vitreuse poncée à structure discontinue.  
Apparition de liserés sombres (plans de rupture)  
(P. 129)

Photo 19 Plans de rupture en noir dans lesquels s'accumulent  
des débris de plagioclase.

17



19



18



PLANCHE VII  
TUFFS LITES DU PEYRE ARSE

(P. 129)

Photo 20 Roche vitreuse à structure discontinue. Apparition de zones macrovésiculées dans un fond microvésiculé.

Photo 21 Biotite flexueuse et plagioclase derrière lequel se forme un convoi d'éclats.

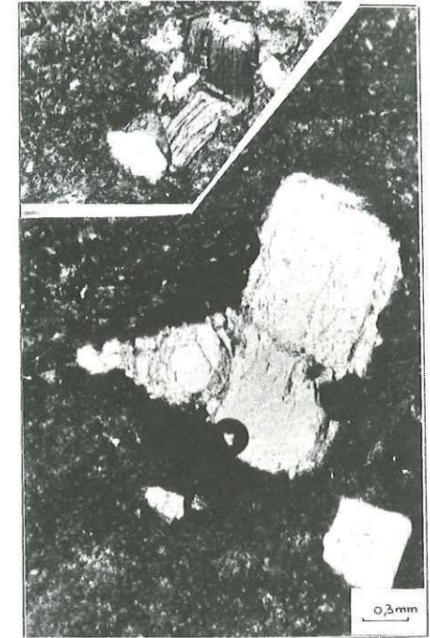
Photo 22 Ponce formée aux dépens des zones macrovésiculées. La matrice vitroclastique s'est formée aux dépens de la partie microvésiculée.

Ech. C62

20



21



22

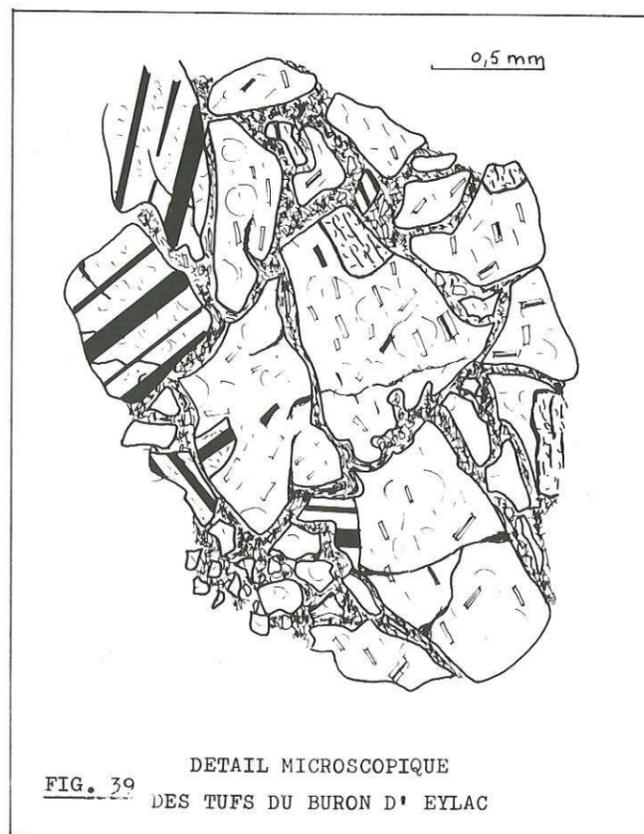


## 2) Tufs lités du buron d'Eylac

Cette formation, intercalée entre les brèches intermédiaires zonées et la Brèche de Rolland, est un excellent repère stratigraphique. Son épaisseur ne dépasse pas une dizaine de mètres. On y observe une succession de lits millimétriques et centimétriques, constitués de cendres et de lapilli vitreux de couleur grise, beige ou jaunâtre. Ce sont des éléments anguleux, aux bords rectilignes, imbriqués les uns dans les autres et peu vésiculés (fig. 39). La matrice y est pratiquement inexistante. Ces caractères sont ceux d'un matériel brutalement bréchifié et projeté.

Au-dessus du point coté 1555 m, à l'extrémité amont de la Brèche de Rolland, ces tufs réapparaissent ; ils renferment en plus des xé-nolites décimétriques de trachyandésite porphyrique. Le centre d'émission n'est sans doute pas très éloigné : il pourrait se trouver à l'aplomb du cirque de Rombière.

La composition pétrographique des tufs lités du buron d'Eylac est identique à celle des brèches intermédiaires sous-jacentes. C'est celle d'un trachyandésite à clinopyroxène, orthopyroxène et amphibole.



## B) "BRECHE INFÉRIEURE" ET BRECHES INTERMÉDIAIRES

## 1) Etude macroscopique des brèches

## a) Brèches non stratifiées

La "Brèche inférieure" et les brèches intermédiaires du Puy Bataillouze ont le faciès des brèches non stratifiées.

La "Brèche inférieure" affleure assez mal dans la haute vallée de la Santoire. Elle donne à l'aval de Diènné des ondulations topographiques irrégulières, recouvertes d'un placage de terre arable suffisamment uniforme pour empêcher toute observation. Deux coupes résumant assez bien ses caractères macroscopiques :

- . la première dans le village de Drils, au point coté 1075, de part et d'autre de la N680 ;
- . la seconde dans les gorges de l'Impradine.

Les falaises austères du Puy Bataillouze offrent un grand champ d'investigation, mais leur accès est difficile. On a tout intérêt, pour étudier ce massif, à longer le pied des falaises jusqu'au Téton de Vénus et à revenir par les crêtes jusqu'au col de Cabre.

Toutes ces brèches sont chaotiques et hétérométriques. Quand une stratification apparaît, elle est grossière et délimite des bancs pluricentimétriques (brèches surmontant le dôme d'Imbassière). Le diaclasage des bancs est fréquent, recoupant indifféremment blocs et matrice. La taille des blocs s'échelonne du centimètre au mètre. Il n'y a que dans les brèches du Puy Bataillouze que l'on puisse trouver des blocs dépassant le m<sup>3</sup>.

Au sein des brèches non stratifiées les coulées sont rares. Il faut signaler celles du Bataillouze passant sous le col de Cabre, celles situées au-dessus du dôme d'Imbassière (éch. D86) et celle de la Buge (éch. F44) à l'amont de Drils. La présence de l'orthopyroxène à l'intérieur de ces coulées (p. 97) tend à prouver que celles-ci sont génétiquement liées aux brèches qui les contiennent. Ce ne sont probablement que des brèches retardées ou avortées.

D'énormes panneaux de roche non bréchifiée, disposés horizontalement au sein de l'écoulement pyroclastique, pourraient être confondus avec de véritables coulées lorsque les conditions d'affleurement sont mauvaises. Dans d'autres cas, d'énormes blocs enchâssés dans la brèche ont pu être confondus avec des intrusions, remarque déjà faite par Mazet (1975) à propos des nombreux "dômes et pointements" trachyandésitiques de la vallée de la Cère.

Ce sont des brèches monogéniques, de couleur gris sombre, très indurées. Éléments et matrice sont solidement soudés entre eux.

Les éléments sont de forme anguleuse, généralement vésiculés, plus rarement scoriacés ("Brèche inférieure" de Laqueille Basse, ravin de Varayre), ou compacts. Le phénomène de vésiculation se propage de la périphérie vers le centre de l'élément. Il a pour effet de l'éclaircir en bordure alors que le cœur reste sombre. Les lapilli atteignent le stade de la poncification. Les éléments ne sont jamais aplatis.

La matrice est de couleur grise, jaunâtre, parfois rouille. Il

difficile d'établir une coupure granulométrique entre les éléments et la matrice. Celle-ci provient de la résolution des blocs par fractionnement de plus en plus poussé. Théoriquement, son importance est inversement proportionnelle à la taille des éléments ; dans les brèches du Puy Bataillouze, là où les blocs sont les plus gros, elle est à peine individualisée. La matrice remplit les petites vésicules ouvertes en bordure des blocs ; les vésicules vides sont tapissées d'argiles bleuâtres.

Sur une coupe verticale, en quelque endroit que ce soit à l'intérieur des brèches non stratifiées, on n'observe jamais de variations granulométriques.

#### b) Brèches zonées

Les brèches zonées font partie des brèches intermédiaires. Elles forment sur près de 400 m de hauteur le soubassement du Peyre Arse, du Puy Mary et du Puy de la Tourte.

La zonation correspond à un empilement d'horizons bréchiques, chaotiques et hétérométriques, comportant une matrice jaunâtre et des blocs plus émoussés que dans les brèches non stratifiées. Entre chaque horizon (zone), il n'existe aucune discontinuité bien marquée due à un arrêt prolongé de l'activité ; tout au plus observe-t-on des lits cendrés de teinte rouille, très discontinus, de même nature que les brèches, témoignant de la rythmicité des écoulements. La zonation est définie essentiellement grâce à des variations, d'un niveau à l'autre, dans la répartition granulométrique des éléments.

Les horizons bréchiques ont une épaisseur de 1 m en moyenne. Leur pendage est presque horizontal. On n'observe jamais de discordance ou de ravinement d'un niveau sur l'autre. La taille des éléments est généralement inférieure ou égale à 50 cm. Ils sont de forme subarrondie, plus rarement anguleuse. Ils présentent parfois un débit en pelures d'oignon très caractéristique (alt. 1300 sous les Vacheries du Peyre Arse).

À l'intérieur d'un horizon bréchique, le litage est assez rare et discontinu. Il se caractérise alors par une alternance de niveaux à lapilli et de niveaux à granules, dans lesquels sont disposés, de façon désordonnée, des blocs ne perturbant pas l'horizontalité du dépôt. Tous les caractères propres aux projections sont extrêmement rares. Il existe quelques niveaux granoclassés mais je n'ai jamais observé ni bombes, ni cuvettes d'impact de bombes ("bomb sag").

Ce sont des brèches monogéniques. Les éléments sont composés d'une roche à texture porphyrique. Elle est tantôt vésiculée ou même scoriacée (falaise de la Courbatière), à patine gris verdâtre, tantôt très compacte, à patine blanche. La présence de gros phénocristaux centimétriques de plagioclase aux arêtes émoussées est un caractère assez constant de la roche. La forme de ces cristaux évoque celle d'un grain de maïs. La matrice, de teinte jaune, est constituée de lapilli très souvent poncifiés et de minéraux libres (plagioclases, amphiboles pyroxènes) provenant de la fragmentation d'éléments plus gros.

Les brèches zonées donnent, dans la morphologie, des falaises de plusieurs dizaines de mètres de haut, très irrégulières, rarement interrompues par des niveaux plus résistants (cirque de l'Impradine).

Les torrents les franchissent en cascades vertigineuses.

Les seules coulées interstratifiées cartographiables se situent en rive gauche de la Santoire, à la base du Peyre Arse. Leur composition minéralogique les éloigne des brèches zonées, contrairement à ce que nous avons noté dans le cas des brèches non stratifiées.

Il est intéressant de remonter la Rhue de Cheylade. L'un des torrents qui découpe les hautes falaises servant de soubassement au Puy Mary permet d'atteindre sans trop de difficultés le replat du buron d'Eylac. On constate ainsi, sur une épaisseur de 200 m, la grande monotonie de faciès des brèches zonées, traversées seulement par quelques filons subverticaux de trachyandésite à olivine.

#### c) Brèches stratifiées

Elles font partie des brèches intermédiaires. Ce sont elles qui forment le soubassement du plateau du Limon, du massif de Golneuf et du Puy de Seycheuse.

Les brèches stratifiées conservent ou même accentuent certains caractères déjà décrits pour les brèches zonées :

- le granoclassement et tous les autres indices de retombée aérienne sont rares. Il existe parfois un granoclassement inverse, difficile à interpréter ;
- les éléments s'arrondissent de plus en plus, d'où le terme "conglomérat" couramment utilisé pour désigner les brèches stratifiées. Le terme "agglomérat", défini par Wentworth et Williams (1932) comme une brèche pyroclastique à éléments arrondis, pourrait être utilisé ; mais il désigne également, et c'est le sens qui lui est le plus souvent donné, des éléments qui s'agglomèrent entre eux en retombant au sol (type "scories soudées") ; ce qui ne saurait convenir aux brèches stratifiées ;
- les blocs ne dérangent jamais la disposition des couches sous-jacentes ;
- les blocs de forme allongée sont couchés parallèlement à la stratification. Certains, très volumineux, évoquent des lambeaux de coulée préservés de la bréchification (Nozières). Par rapport aux brèches zonées, il n'existe aucune différence sensible dans la taille des plus gros blocs.

Les brèches stratifiées présentent cependant certains caractères originaux :

- la stratification est bien marquée. Les horizons bréchiques sont séparés par des surfaces planes de discontinuité ;
- les horizons possèdent en moyenne une meilleure homogénéité granulométrique que dans les brèches zonées. En règle générale, les "strates" sont d'autant moins épaisses que la granulométrie est plus serrée et plus fine ;
- la zonation subsiste dans les niveaux les plus épais ;
- dans le détail, la stratification est moins régulière. Les niveaux à granulométrie fine se biseautent rapidement. On observe fréquemment des "chenaux" remplis de gros blocs disposés en vrac (ravin de Renou-

zier, ruisseau de la Cheyrelle). Des litages inclinés et des microdunes apparaissent dans les matériaux fins (ravin de Renouzier, ruisseau de Carmantron) ;

- les brèches stratifiées referment des niveaux fossilifères à graminées (Bambusa ?) (Nozières, ravin de Renouzier) ;
- elles sont moins indurées que les brèches zonées. Les blocs se détachent relativement facilement au marteau. D'une façon générale, l'induration des brèches intermédiaires diminue d'amont en aval ;
- les brèches stratifiées sont monogéniques. Cependant, hormis la présence de blocs de trachyandésite de cristallinités différentes conférant aux brèches une fausse polygénie, il existe à l'intérieur de ces dernières, mais en faible quantité, de véritables xénolites : trachyte subalcalin à biotite notamment (ruisseaux del Crouze, de Renouzier et de Carmantron). Il s'agit sans doute de xénolites "superficiels" (éléments laviques antérieurs) ramassés en cours de progression grâce à la force érosive de l'écoulement pyroclastique, et intégrés à la masse en mouvement.

On observe assez fréquemment dans les niveaux tuffacés, de petites vésicules dont les dimensions moyennes sont de l'ordre de 0,1 à 5 mm. Les plus beaux échantillons proviennent des ruisseaux de Carmantron et d'En Chagrabou. Ce sont des cavités aux contours arrondis, de géométrie souvent sphérique et aux parois lisses fréquemment tapissées d'argiles bleues pneumatogènes. Les lacunes intergranulaires s'en distinguent par des contours plus irréguliers. Les vésicules se réunissent parfois entre elles pour donner des cavités allongées aux formes polylobées. Il n'y a jamais d'orientation préférentielle des vésicules. Elles apparaissent en concentrations locales surtout dans les tufs de granulométrie fine ( $\phi$  des éléments 1 mm environ), et sont rarement visibles à l'œil nu quand les particules sont inférieures à 0,5 mm.

Lorenz (1974) a décrit des tufs vésiculés associés à des déferlantes basales. D'autres particularités sont propres à ce type de dépôt : des courants boueux, des accumulations de cendres derrière les obstacles, des rides de fluage par gravité, et des rides allongées parallèlement au pendage des couches n'apparaissant que lorsque celui-ci est suffisamment élevé (5 à 20°). Hormis les chenaux à blocs qui pourraient représenter de petits courants boueux, aucun de ces caractères n'a été observé dans les brèches stratifiées. Les tufs vésiculés ne seraient donc pas spécifiques des déferlantes basales ; c'est du moins l'opinion de Goër de Herve. Selon lui, les vésicules proviendraient :

- . soit de l'expansion interne de gaz occlus dans un milieu (cas des déferlantes basales) ;
- . soit d'un dégagement gazeux au sein d'un milieu par suite de réactions chimiques ou physico-chimiques ;
- . soit de l'absorption d'air lors de la progression d'une masse fluide turbulente (cas de certains lahars vésiculés). Mullineaux et Crandell (1962) ont notamment décrit dans certains lahars à proportion d'argile importante des "cavités en forme de bulles".

Plus fréquents que les vésicules, sont des "tuyaux cylindriques à paroi lisse et indurée" orientés dans tous les sens, apparaissant dans les niveaux les plus grossiers. Ils atteignent dans les "conglomérats andésitiques" de la falaise d'Auzolles (vallée du La-

gnon) 50 cm de diamètre (Goër de Herve et Milési, 1976).

Les pipes de dégazage des coulées ignimbrtiques ont peut-être une origine similaire, mais ils se présentent différemment. Ils sont systématiquement verticaux, à section circulaire ou plus souvent aplatie montrant des diverticulatons, infléchis parfois dans la direction d'écoulement de la nappe et remplis de débris grossiers (les pipes des brèches stratifiées sont toujours vides). Les particules fines ont été entraînées par les gaz au cours de leur élévation, postérieurement à la mise en place de l'ignimbrite (Guest et Jones, 1970).

Lambert (1969) observe dans des brèches pyroclastiques grossièrement stratifiées de "nombreux trous cylindriques horizontaux" qu'il interprète comme des moules externes de troncs d'arbres couchés, mais qui pourraient bien être aussi des pipes de dégazage.

## 2) Etude microscopique des brèches

Les différents faciès étudiés sur le terrain sont d'une très grande homogénéité microscopique. J'examinerai successivement les éléments et la matrice de ces brèches.

### a) Les éléments

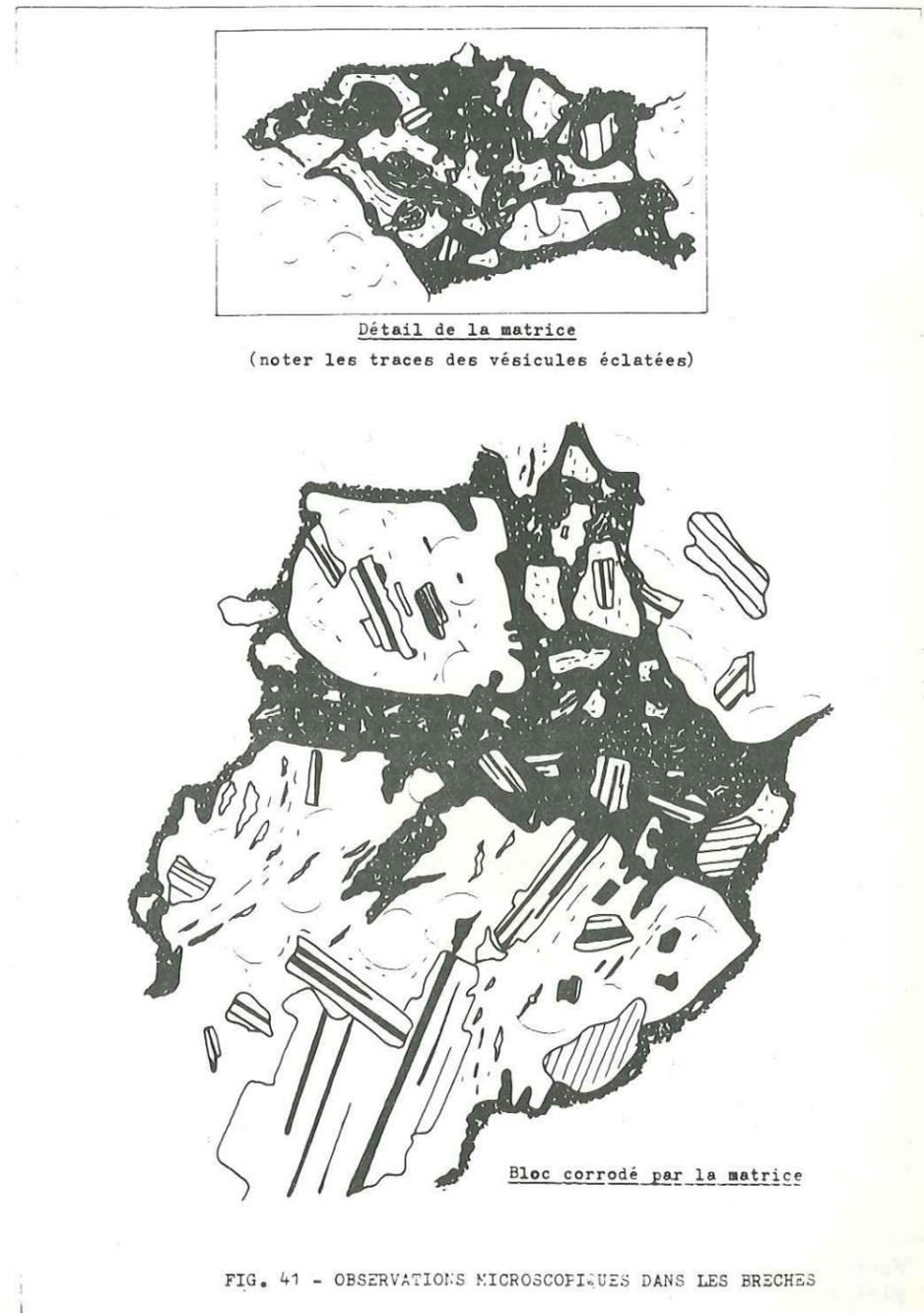
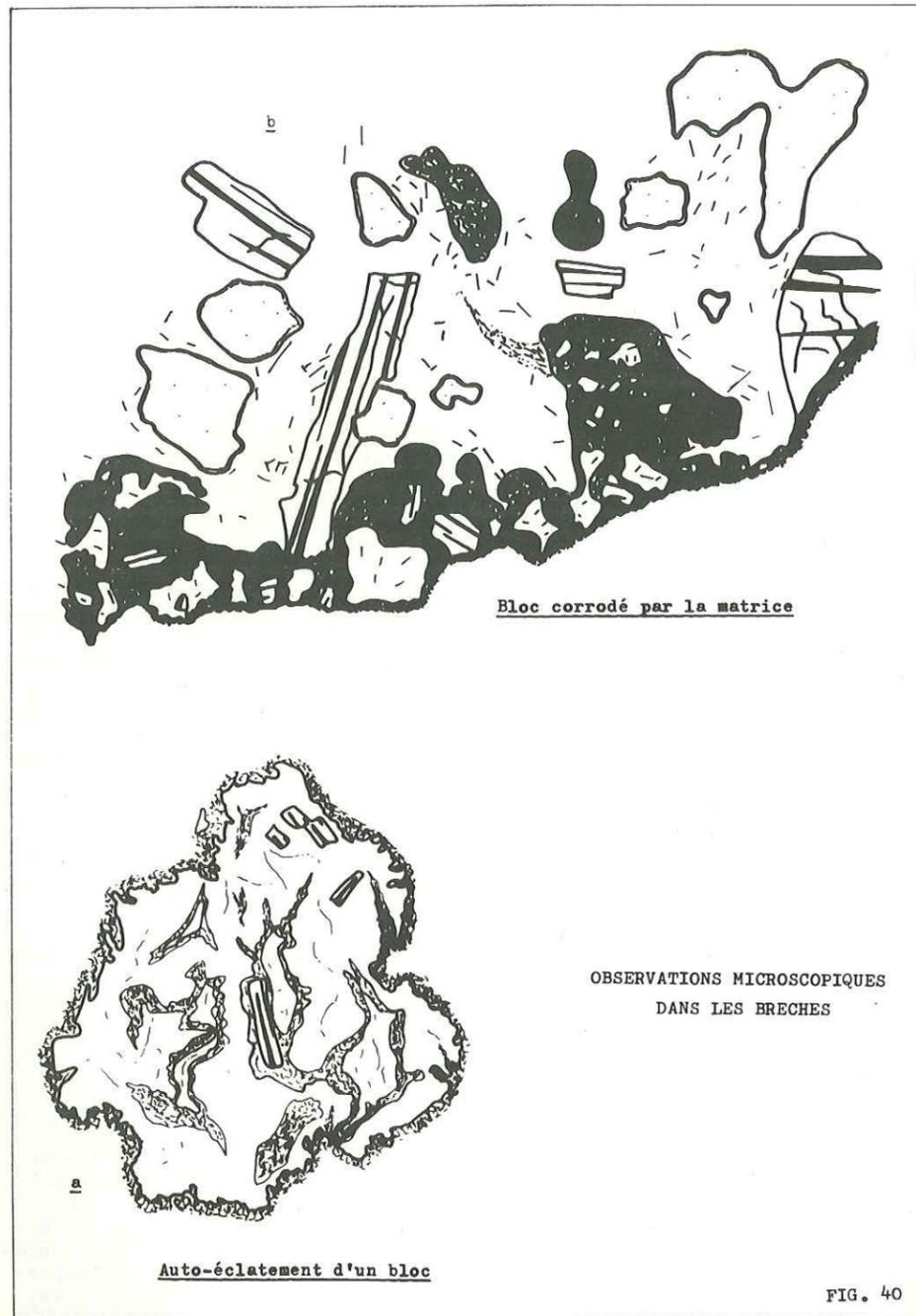
Quel que soit le type de brèche (non stratifiée, zonée ou stratifiée), les éléments ont en commun une structure essentiellement vitreuse. Il s'agit d'un verre très frais, de couleur brune plus ou moins foncée, rarement incolore, d'indice négatif, dans lequel flottent des phénocristaux de plagioclase, d'amphibole, de pyroxène et d'olivine, et des microlites de plagioclase à habitus curieux. En fonction de la section, ces derniers se présentent soit en baguettes aux extrémités bifides, soit en petits carrés aux arêtes effilées. La proportion de verre peut varier sensiblement d'un élément à l'autre. Cependant la mésostase est rarement holocristalline. L'étude microscopique confirme le caractère monogénique de toutes ces brèches.

Les éléments sont toujours vésiculés. Les vésicules sont de forme variable, arrondies, allongées ou amiboïdes, et orientées de façon quelconque sauf quand la structure de l'élément est fluidale. Les éléments de ces brèches, contrairement à ceux des projections, ont des contours très capricieux, dus essentiellement à la rupture des vésicules. Ils sont très rarement poncifiés. Leur orientation est quelconque. Ils ne sont jamais aplatis et toujours espacés les uns des autres, contrairement aux éléments constituant les projections du buron d'Eylac (fig. 39).

### b) La matrice

La matrice est difficile à étudier à cause de l'extrême finesse des particules qui la constituent et du développement des minéraux opaques lui conférant une couleur grise ou presque noire. Elle est formée d'une fine poussière, de vermicules et d'éclats vitreux conservant encore la trace des anciennes vésicules éclatées. Elle est imprégnée d'une substance isotrope, incolore ou légèrement rosée, d'aspect colloïdal qui peut former de petites plages arrondies ou piriformes.

Les vésicules visibles à l'œil nu sont difficiles à observer au microscope car toujours agrandies lors de la fabrication de la lame



mince. Celles que j'ai pu examiner (échantillon prélevé en rive droite du ruisseau de Renouzier, alt. 1240 m) ont des formes étoilées ou sub-polygonales. Elles sont cerclées par un liseré jaune verdâtre (fibropalagonite ?) et remplies parfois de minéraux argileux (?).

### c) Relations éléments - matrice

Ces relations sont délicates à analyser :

- . d'une part, la matrice s'insinue dans les moindres fissures d'un bloc et contribue à sa fragmentation. La puissance de pénétration et d'érosion du milieu fluidifié matriciel est énorme ;
- . mais elle naît également de la fragmentation de la lave : chaque élément, doué d'une capacité d'autobrêchification par expansion des gaz occlus dans les moindres fissures, y compris à l'échelle de la maille cristalline, va tendre de lui-même à se transformer en matrice.

En somme, il y a réaction en chaîne (fragmentation  $\longrightarrow$  matrice  $\longrightarrow$  fragmentation). Chaque élément du milieu est sollicité à se fragmenter toujours davantage, à la fois par des facteurs internes (auto-expansion) et des facteurs externes (force érosive de la matrice ambiante), les uns agissant plus au cœur, les autres à la périphérie.

La figure 40<sub>a</sub> est typique d'un auto-éclatement du fragment, les figures 40<sub>b</sub> et 41 d'une corrosion par la matrice.

L'auto-éclatement provoque des disparitions brutales d'éléments d'un certain calibre, et la corrosion la diminution progressive de taille de tous les éléments accompagnée d'un arrondi généralisé, les arêtes étant éliminées les premières.

### 3) Essai d'interprétation dynamique

#### a) Brèches intermédiaires

De la comparaison sur le terrain des trois types de brèches précédemment décrits, il ressort plusieurs points intéressants :

- il existe incontestablement au sein de ces brèches une évolution de l'amont vers l'aval qui se traduit par l'acquisition progressive d'une stratification individualisant des niveaux de granulométrie différente ;
- par contre, certains caractères restent constants d'un bout à l'autre :
  - . l'horizontalité du dépôt (excepté pour les brèches intermédiaires non stratifiées ;
  - . la présence de gros blocs ne perturbant pas l'horizontalité du dépôt ;
  - . l'absence de figures de retombées aériennes ;
  - . la monogénie des brèches et la rareté des coulées.

Certes il est difficile sur le terrain de suivre l'évolution dont il vient d'être question. Entre l'extrémité du Peyre Arse et le plateau du Limon, la coupe est interrompue par l'Impradine. En rive gauche de la vallée, les brèches sont masquées par les éboulis provenant de la coulée de basalte porphyrique de la Buge, à l'emplacement

supposé du passage des brèches zonées aux brèches stratifiées. Toutefois celui-ci s'amorce au niveau de la falaise (Bade Bec) située au-dessus du village de la Courbatière (fig. 44).

Le dynamisme de ces brèches pose un problème intéressant mais difficile à résoudre. La difficulté vient essentiellement de leur analogie avec divers types de formations dont les processus de mise en place sont différents : nuées ardentes (glowing avalanches, glowing clouds), ignimbrites et coulées de tufs. Les brèches possèdent à la fois les caractères des nuées ardentes : hétérométrie, texture chaotique, absence de classement, et ceux des ignimbrites et coulées de tufs : aspect stratoïde, monogénie, matrice vitroclastique, blocs vésiculés (équivalent basique des ponces).

Cependant les blocs ne sont jamais déformés. Ils se soudent à une température où leur viscosité est déjà trop élevée pour permettre une déformation appréciable. D'autre part, les éléments ne sont ni dévitrifiés, ni recristallisés, ce qui est fréquent dans les ignimbrites.

L'intérêt suscité par ces brèches a été entrevu par Lacroix (1906). Il les qualifie de "brèches ignées". L'exemple qu'il en donne est celui des brèches de la région du Lioran (vallée de l'Alagnon), identiques à celles du Puy Bataillouze. "Ces brèches ignées doivent être sans doute en relation avec les filons et les coulées andésitiques du voisinage". Les brèches ignées résultent selon lui "de l'écoulement d'un magma trop visqueux pour pouvoir s'écouler et qui se brêchifie". Une observation faite au Vésuve est à l'origine de cette hypothèse : "il ne me paraît guère douteux que ce soit des portions de ce magma faisant des tentatives d'épanchement que j'ai recueillies à l'état de brèche ignée. Des fragments d'andésite de cristallinité variée, des débris de cristaux y sont englobés par de l'andésite bulleuse et vitreuse.

#### Modèle dynamique proposé

Dans l'étude poursuivie, les modalités d'émission du magma et de l'évolution qui en résulte seraient les suivantes :

- montée par des fissures d'un magma très riche en gaz. L'émission fissurale est la plus probable, compte-tenu de l'absence d'appareil externe visible ;
- la vésiculation du magma commence en profondeur. Celle-ci est modérée. Elle est provoquée par la chute de pression lithostatique due à l'ouverture des fissures ;
- les mouvements de turbulence au point d'émission provoquent simultanément la détente plus brutale des gaz, le refroidissement partiel de la lave et sa brêchification. La coulée de blocs ainsi formée est transportée par une phase gazeuse fluidifiée (Reynolds, 1954). La majeure partie des phénomènes de brêchification doit s'effectuer sur une distance assez courte, proche de la fissure éruptive. Ils se produisent tant que le brassage de la lave est suffisant pour permettre aux gaz de s'échapper.

J'ai observé sous le Peyre Arse, non loin du col de Cabre (x = 629,9 ; y = 312,1 ; z = 1500 m), dans une partie encore peu brêchi-

fiée, un pli métrique dû sans aucun doute à la turbulence de l'écoulement. Ce pli possède un coeur autobréchifié, une zone intermédiaire compacte et une enveloppe vésiculée.

L'écoulement turbulent est également reconnaissable à l'aspect chaotique, à l'absence ou à la très grossière stratification des brèches du Puy Bataillouze. J'ai relevé un pendage de 20° dans les brèches sous le Téton de Vénus ;

- très vite, lorsque la pente du substrat diminue, l'écoulement devient laminaire comme le prouve la régularité du zonage des brèches (brèches zonées du Peyre Arse). Les éléments les moins volumineux, encore chauds, continuent à se fragmenter sous l'action des gaz occlus, alors que les gros blocs refroidis ne subissent qu'une usure par frottement à l'intérieur de la phase gazeuse en expansion. En effet, quand on passe des brèches non stratifiées du Puy Bataillouze aux brèches zonées du Peyre Arse, les plus gros blocs ne diminuent presque pas de taille mais s'arrondissent alors que la matrice devient plus abondante. Par ailleurs, il semble que ces phénomènes de dégazage s'accompagnent d'un plus grand degré de cristallinité de la roche (porphyrisme des brèches zonées).

A l'intérieur de chaque zone l'écoulement est turbulent "comme le montre la disposition chaotique des éléments" qui la composent (Bordet, 1963). Tous les éléments sont violemment agités par les gaz en expansion et n'ont pas la possibilité de se classer ;

- les gaz ont tendance à se réunir entre deux zones bréchiques, là où la pression est moindre (analogie avec les plans de fluidalité des coulées de lave). Ils entraînent avec eux des éléments fins, créant ainsi une nouvelle zone mieux classée, moins épaisse, à cheval sur les deux précédentes. Les limites de cette nouvelle zone drainent à leur tour une partie des gaz. On aboutit au total à une succession de niveaux d'autant moins épais que les éléments sont plus fins et la granulométrie serrée. Ceci reflète assez bien la réalité. Les brèches de Bade Bec (falaise de la Courbatière) montrent un empilement de zones à blocs, lapilli et cendres sans limites bien marquées. L'érosion différentielle favorise le découpage en unités grossièrement métriques confondues de loin avec de véritables strates ;

- dès que les gaz cessent d'être répartis de façon homogène à l'intérieur de l'écoulement pyroclastique, des différences de viscosité apparaissent. La densité et la viscosité d'une zone en expansion augmentent avec la densité et la viscosité des éléments (Reynolds, 1954). Il s'en suit une "rupture" entre les zones à éléments fins, c'est-à-dire les plus fluides, et les zones à éléments grossiers, c'est-à-dire les plus visqueuses. Ce phénomène est analogue à celui qui provoque la rupture d'un magma acide poncifié, rupture qui se produit à la limite entre les zones microponcifiées et les zones macroponcifiées (p. 129). Dans les brèches, cette rupture se traduit par une "surface de décollement" entre des zones dont la viscosité est différente. Les plans de "stratification" des brèches intermédiaires stratifiées correspondraient à ces surfaces de décollement. Les niveaux fins plus fluidifiés que les niveaux grossiers vont se déplacer relativement plus vite. Je ferai deux comparaisons :

. les niveaux fins se comportent comme des tapis roulants transportant des éléments grossiers ;

. les niveaux fins "déferlent" comme des vagues sur les rochers (éléments grossiers). Les vagues encerclent les rochers. J'explique ainsi que les blocs ne soient jamais recouverts et moulés par les niveaux fins et que, réciproquement, les blocs ne déforment jamais les niveaux fins ;

- les vésicules et les pipes de dégazage sont spécifiques des brèches intermédiaires stratifiées. La taille des particules ne me semble pas seule en cause puisqu'à granulométrie égale, les brèches zonées ne contiennent jamais de vésicules (tout au moins visibles à l'oeil nu). Quant aux pipes, associés aux niveaux plus grossiers, ils devraient apparaître aussi bien dans les brèches stratifiées que dans les brèches zonées ou non stratifiées.

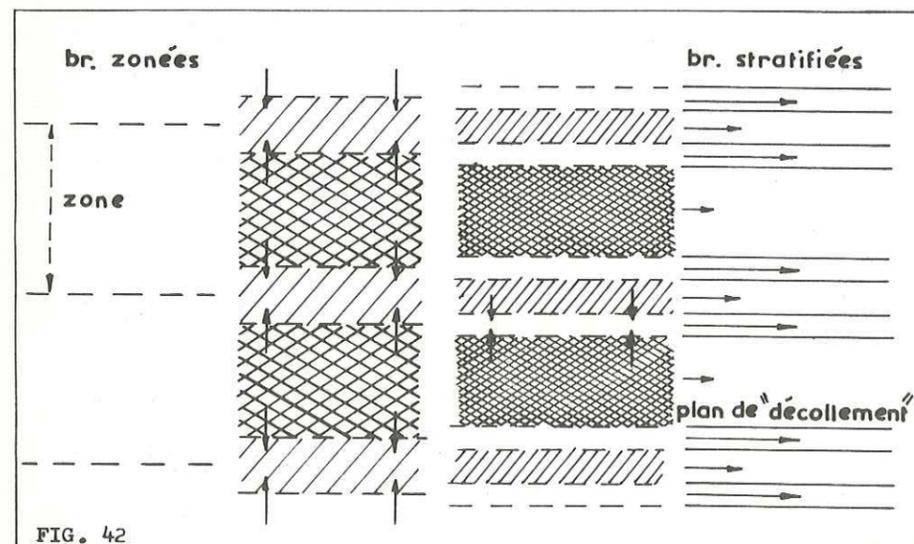
Pour qu'une vésiculation soit possible, il suffit qu'une quantité de gaz à haute température reste emprisonnée dans le milieu déposé et puisse encore subir une expansion avant l'induration totale. Il faut donc que ce milieu soit suffisamment cohérent pour empêcher que tous les gaz ne s'échappent. L'absorption d'une certaine quantité d'eau peut lui assurer cette cohérence nécessaire. Les gaz exprimés sous forme de tuyaux ou de vésicules sont sans doute pour l'essentiel de la vapeur d'eau. Le fait que les uns et les autres se présentent souvent en concentrations locales et restent absents ailleurs pourrait précisément signifier une vaporisation locale d'eau externe. Il est vraisemblable que celle-ci soit d'origine météorique ou fluviale (eaux de ruissellement). Notons par ailleurs que si les vésicules n'existent que dans les brèches stratifiées, il en est de même des végétaux fossiles propres aux flores de marécage. Ceci prouve qu'à l'aval des centres d'émission, une certaine quantité d'eau disponible pouvait être retenue par les écoulements pyroclastiques, à une température telle qu'elle est en partie vaporisée ;

- les chenaux doivent sans doute leur origine à l'action de l'eau. Creusés au cours d'une phase d'accalmie, ils sont ensuite comblés par une nouvelle venue de matériaux pyroclastiques. L'hypothèse des courants boueux n'est pas à écarter, mais elle nécessite une masse importante de fine granulométrie pour donner une boue susceptible de s'écouler, ce qui ne semble pas le cas ici. Quant aux "avalanches sèches", elles sont impossibles sur des pentes aussi faibles. On peut envisager également l'hypothèse, déjà émise par Lambert (1969), de glissements provoqués par des secousses sismiques, pour laquelle la faible pente du substrat ne serait plus un inconvénient majeur.

- vers l'aval le rôle de l'eau augmente vraisemblablement, mais sans devenir prédominant. C'est ainsi que certains dépôts pourraient acquérir des caractères lahariques tout en conservant une texture d'écoulement laminaire. L'eau n'atteindrait toutefois pas des proportions suffisantes pour provoquer le granoclasement des particules par élutration, décrit dans certains lahars (Crandell et Mullineaux, 1962) et dans les turbidites (Petitjohn, 1949). Ce phénomène se produit quand des éléments de taille variable sont fluidifiés dans un milieu riche en eau (Reynold, 1954).

Résumé des différentes étapes du modèle proposé (fig. 42)

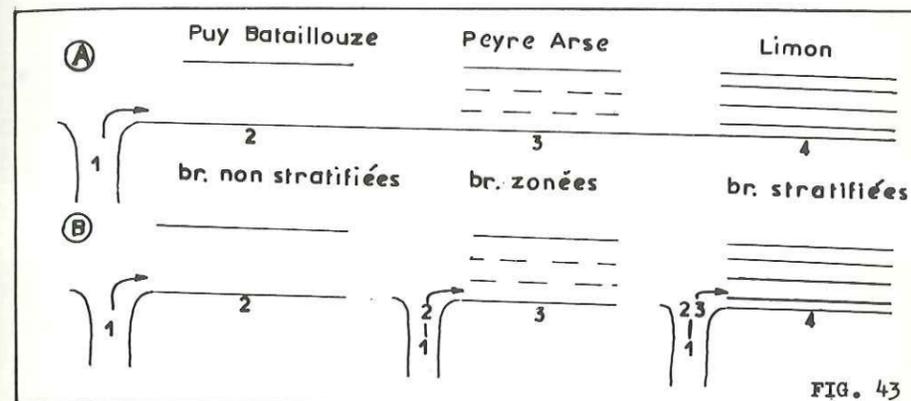
- émission fissurale d'un magma riche en gaz (complexe lavique, p. 145) ;
- turbulence locale provoquant la bréchification relativement brutale du magma et la formation de coulées de blocs fluidifiées (brèches intermédiaires non stratifiées) ;
- établissement d'un écoulement laminaire à échelle métrique (brèches zonées) ;
- fluidification laminaire due à la répartition hétérogène des gaz (falaise de la Courbatière), engendrant l'individualisation dynamique de niveaux de granulométrie différente (brèches stratifiées).



Passage des brèches zonées aux brèches stratifiées  
(interprétation dynamique)

- les vecteurs verticaux simulent la diffusion des gaz vers les zones de moindre pression
- les vecteurs horizontaux simulent le déplacement des "strates" fluidifiées les unes par rapport aux autres, leur "vitesse" étant proportionnelle à la longueur de ces vecteurs.

Ce modèle intègre, dans une même évolution, les brèches non stratifiées, les brèches zonées et les brèches stratifiées (solution A, fig. 43). Mais nous devons envisager une autre solution (solution B fig. 43). L'évolution, au lieu de s'effectuer sur une longue distance, exigeant pour cela une énergie disponible à tout moment, serait accéléré avant même l'émission du magma ou aux abords immédiats du point de sortie, aboutissant très rapidement à un seul et unique type de brèche. L'évolution est alors bloquée. Le stade atteint dans chaque cas de figure résulterait d'une "préparation" différente du magma.



La solution A présente un inconvénient : nous n'observons pas le passage d'un type de brèche à l'autre. Sans doute tout est-il graduel et c'est par souci de classification que nous définissons des types moyens de brèche. Les zones de transition me semblent malgré tout limitées dans l'espace (le passage des brèches zonées aux brèches stratifiées s'effectue très certainement sur une distance inférieure à 1 km). Une étude sédimentologique appropriée (analyses séquentielles, analyse morphoscopique et morphométrique) faite sur le terrain à intervalles réguliers permettrait, peut-être, de saisir de façon plus concrète l'évolution amont-aval des brèches intermédiaires.

La solution B présente des inconvénients beaucoup plus importants. S'il y avait réellement des fissures étagées d'amont en aval, on devrait je pense en observer sur toute la longueur de coupe des vallées, bien que la probabilité d'observation d'une coupe diamétrale dans de telles structures soit sans doute assez faible (édifice d'Auzolles - Goër de Herve et Milési, 1976). De surcroît, on devrait observer des cas d'évolution latérale "inverse", c'est-à-dire en remontant vers l'amont puisque les pentes sont insignifiantes. Enfin, il n'y a aucune raison de penser que le "magma" soit systématiquement plus "évolué" (mieux préparé) à l'extérieur qu'à l'intérieur du massif.

Finalement, je propose à une échelle kilométrique l'évolution observable à Auzolles (Goër de Herve et Milési, 1976) en continuité d'affleurement et à une échelle hectométrique.

Reste à savoir pourquoi, dans des appareils ponctuels de type Auzolles, l'évolution coulée de lave ( $\approx$  complexe lavique)  $\rightarrow$  "brèche" ( $\approx$  brèche zonée)  $\rightarrow$  "conglomérat" ( $\approx$  brèche stratifiée) se réalise brutalement en quelques dizaines de mètres, alors que dans le cas des brèches intermédiaires elle est beaucoup plus progressive. C'est là qu'intervient la notion d'hétérogénéité congénitale du magma, qui joue à Auzolles le rôle de catalyseur de la réaction auto-explosive, et que je n'observe pas dans la région amont de mon terrain où toutes les brèches sont monogéniques.

Chaque type de brèche me semble spécifique d'un certain domaine géographique (fig. 44). Je définirai donc :

- un domaine central, spécifique des brèches intermédiaires non stratifiées
- un domaine médian, spécifique des brèches intermédiaires zonées
- un domaine externe (aval), spécifique des brèches intermédiaires stratifiées.

Il semble que l'on puisse séparer grossièrement les domaines médian et externe par une ligne passant par le Suc de la Blatte, le col de Serre, la Courbatière et le col de Peyre Gary.

#### b) Brèche inférieure

Le dynamisme de la "Brèche inférieure" est comparable à celui des brèches intermédiaires non stratifiées. La différence vient du fait que la "Brèche inférieure" conserve un aspect chaotique, traduisant un écoulement turbulent tout au long de son parcours, tandis que les brèches intermédiaires non stratifiées passent très vite aux brèches zonées à écoulement laminaire.

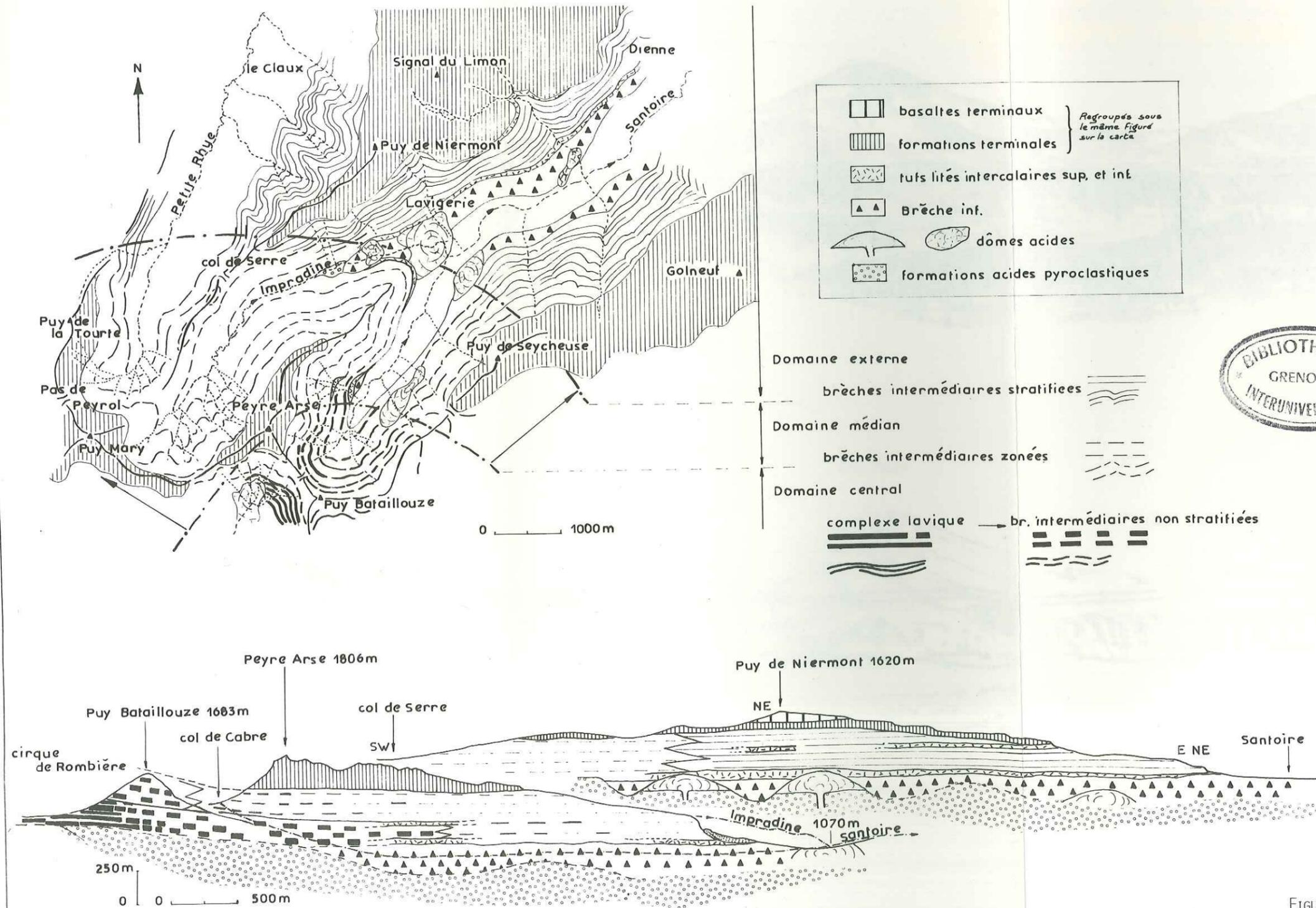
L'écoulement turbulent des premières coulées pyroclastiques mises en place au-dessus des formations acides inférieures peut être imputé à la configuration générale du relief. Son irrégularité est la cause du brassage de ces premières coulées.

Les observations faites au contact des formations acides et de la "Brèche inférieure" rendent compte de la faible capacité d'érosion de cette dernière. Dans les gorges de l'Impradine, la "Brèche inférieure" déforme légèrement les dépôts volcano-sédimentaires mais ne les ravinent pas. Ces coulées pyroclastiques, constituées de blocs et d'éléments plus fins en suspension dans une phase gazeuse continue en expansion, glissent à la manière des "aérosols" sur les formations du substrat. Elles sont inaptes à éroder ; tout au plus ramassent-elles sur leur passage des blocs épars qui généralement restent localisés à la base de la coulée.

Dans certains cas bien particuliers, à la suite d'une modification brutale de la pente du substrat ou d'un brusque enrichissement en eau dû à la traversée d'une rivière, la puissance d'érosion des coulées pyroclastiques s'accroît. Il en résulte une brèche très polygénique à caractères lahariques. J'ai observé ce type de brèche sur la route entre le Claux et la Petite Rhue d'Eybes (point coté 1057, le Giraldès). C'est une brèche constituée d'une matrice friable jaunâtre, provenant probablement d'un mélange avec les ponces et les cendres appartenant aux formations acides inférieures. Les éléments sont de pétrographie variée : latites quartzifères, latites, trachyandésites à péridot, basaltes, argilites rouges. L'hétérométrie est beaucoup plus marquée que dans les brèches monogéniques. Certains blocs atteignent plusieurs dizaines de m<sup>3</sup>. On peut se demander si ce ne sont pas des éléments issus de la consolidation du magma originel et dont la bréchification aurait été brutalement arrêtée à la suite de l'enrichissement en eau de la coulée.

L'ampleur des phénomènes que je viens de décrire n'a rien de comparable avec celle des véritables lahars connus dans les régions périphériques du Cantal (bassins de Saint-Flour et d'Aurillac). Il se pourrait cependant que ces derniers soient de même âge et représentent une amplification du phénomène observé très exceptionnellement à l'amont du massif. Mais ils pourraient tout aussi bien être contem-

— EVOLUTION AMONT\_AVAL DES BRECHES INTERMEDIAIRES —



BIBLIOTHÈQUE  
GRENOBLE  
INTERUNIVERSITAIRE

FIGURE 44



JB



- 1 BRECHES INTERMEDIARES
- 2 BRECHE DE ROLLAND
- 3 COULEE DE LATITE
- 4 DOME LATITIQUE
- 5 BRECHES DE NUEES ASSOCIEES AU DOME
- 6 EMPILEMENT DES COULEES DE TRACHYANDÉSITE DU PUY DE LA TOURTE

FIGURE 45



J8



- 1 BRECHES INTERMEDIAIRES
- 2 BRECHE DE ROLLAND
- 3 COULEE DE LATITE
- 4 DOME LATITIQUE
- 5 BRECHES DE NUEES ASSOCIEES AU DOME
- 6 EMPILEMENT DES COULEES DE TRACHYANDÉSITE DU PUY DE LA TOURTE

FIGURE 45

porains des épisodes acides inférieurs, vu leur grande richesse en ponces. La question ne pourra être résolue que par une étude approfondie des blocs inclus dans ces lahars. La présence ou l'absence de blocs de trachyandésite à deux pyroxènes pourrait être un élément déterminant.

c) Centres d'émission de la "Brèche inférieure" et des brèches intermédiaires

Vers l'amont, toutes les brèches prennent uniformément le même faciès. Ce sont, rappelons-le, des brèches non stratifiées comportant de gros blocs et une matrice à peine individualisée. La distinction entre la "Brèche inférieure" et les brèches intermédiaires apparaît donc arbitraire.

Sous le Puy Bataillouze, du côté de la vallée de la Jordanne, ces brèches sont remplacées par une formation scoriacée, peu autobréchiée, que j'ai qualifiée de complexe lavique (p. 75). Ce complexe repose sur les formations acides inférieures du cirque de Rombière et peut, de ce fait, être considéré comme l'équivalent stratigraphique des premiers niveaux bréchiés.

Malgré les entailles profondes que représentent les cirques, particulièrement sous le Peyre Arse et le Puy Mary, on n'observe jamais une seule fissure émettrice. Je supposerai donc que ces fissures affectent la partie supérieure d'un édifice acide culminant à l'aplomb du cirque de Mandailles et effondré après l'émission des brèches. Il s'agissait sans doute d'un édifice très surbaissé car la disposition planaire des brèches implique qu'à cette époque les reliefs étaient inexistant dans la région centrale. La région périphérique devait être plus diversifiée (cf. Etude régionale du ch. III).

Le magma issu des fissures s'organise en un "empilement d'éléments laviques horizontaux" dont la disposition est comparable à celui d'Auzolles. Le complexe lavique en est un exemple. Il évolue très vite vers les brèches non stratifiées situées de l'autre côté du col de Cabre. L'évolution des coulées pyroclastiques devait se faire de façon centrifuge, parallèlement aux génératrices de l'ancien édifice acide. Les fissures émettrices n'ont pas dû subir d'importants déplacements au cours de "l'activité bréchiée". Elles restent localisées au centre du massif (solution A, p. 143). L'une des dernières en activité, appartenant au cycle des brèches intermédiaires, devait passer au Sud de la ligne de crête reliant le Puy Bataillouze, le Téton de Vénus et le Rocher du Bec de l'Aigle. Elle donna naissance aux brèches non stratifiées du Puy Bataillouze en continuité avec les brèches zonées du Peyre Arse.

PLANCHE VIII

Photo 23 Brèche non stratifiée (Puy Bataillouze).  
P. 131

Photo 24 Brèche zonée (sous le Puy de la Tourte).  
P. 132

Photo 25 Brèche stratifiée (Collanges)  
P. 133

23



24



25

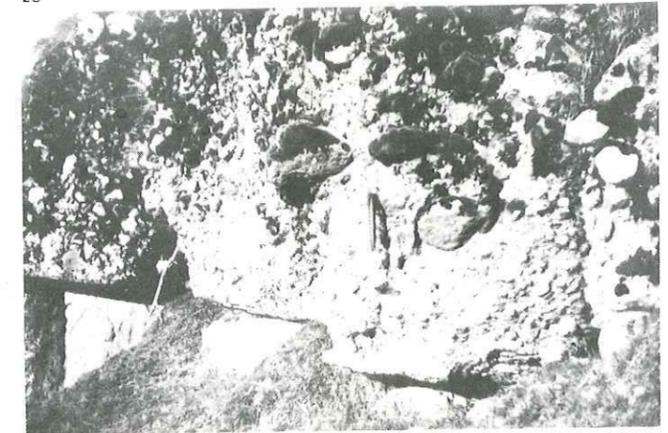


PLANCHE IX

Photo 26 Cendres grossières avec petits niveaux fins de remaniement.  
P. 134

Photo 27 Tufs vésiculés du ruisseau d'En Chagrabou.  
Noter le cortex poncifé des petits éléments, et la forme des vésicules, allongée dans les blocs et plus arrondie dans la matrice.  
P. 134

Photo 28 Tufs vésiculés de Collanges  
P. 134

26



27



28



C) BRECHE DE ROLLAND1) Description

Dans la toponymie locale, la Brèche de Rolland désigne une profonde échancrure découpant l'étroite arête qui sépare le cirque de l'Impradine du cirque de Mandailles. J'ai repris cette expression en prenant le terme de brèche dans un sens différent pour désigner l'épaisse formation composée d'une alternance régulière de "boulées" de trachyandésite à olivine et de brèches scoriacées, qui sert de soubassement au Puy Mary.

Ainsi entendue, la Brèche de Rolland est limitée au Nord, à l'Est et au Sud par les cirques de la Rhue de Cheylade, de l'Impradine et de la Jordanne. Au N.W., elle disparaît sous le Puy de la Tourte. Selon Vuittenez (1964), ces "épanchements andésitiques stratoïdes" n'apparaissent pas dans la vallée du Mars. Ils pourraient se prolonger sous la Chapeloune et le Puy Chavaroché, mais rien pour l'instant ne permet de l'affirmer. Au total, cette formation s'étend sur 3 km de long, 2 km de large, avec une épaisseur de 100 m, selon une pente assez faible (environ 150 m pour 3 km).

Le faciès de la Brèche de Rolland évolue d'amont (point coté 1632 sur le GR 4) en aval.

a) A l'amont

Du côté du cirque de Mandailles, la Brèche de Rolland forme une masse sombre, entièrement lavique, d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Sur toute la hauteur, on observe une succession d'unités demi-métriques rigoureusement horizontales, criblées de bulles millimétriques à centimétriques. Ces bulles sont remplies de petites "amygdales" de calcite, très souvent creuses, ou de concrétions d'oxydes de fer. On y trouve fréquemment associés des encroûtements d'opale rouge ou jaune.

Il n'existe aucune trace de rubéfaction d'un horizon sur l'autre et les scories classiques en base et en sommet de coulée sont ici absentes. Il ne s'agit donc pas d'un empilement de coulées, mais d'une succession de "zones" aux épontes relativement bien marquées. La densité, la taille et la répartition des vésicules diffèrent d'une zone à l'autre. On observe même à l'intérieur de certaines d'entre elles un granoclassement des vésicules, les plus grosses se situant à la base.

La roche se présente à l'affleurement sous deux faciès différents : l'un basaltique, sombre, parfois finement grenu (roche à structure doléritique), l'autre trachyandésitique, plus clair, à plagioclases bien visibles et olivines entièrement oxydées. L'état d'altération de la roche pourrait être responsable de ces deux faciès, leur composition minéralogique étant identique. La présence d'un nodule de péridotite en enclave dans ces roches confirmerait leur appartenance au groupe des basaltes. Toutefois, je n'ai pas étudié un nombre suffisant de lames minces pour conclure à une homogénéité pétrographique de toute la formation.

La Brèche de Rolland se termine vers le haut par une unité mieux individualisée mais faisant, à mon sens, toujours partie du même ensemble. Elle est limitée à sa base par un joint gondolé souligné par une bordure vitreuse (ce joint est parfois double). La roche qui la constitue est moins vésiculée que les horizons sous-jacents. Elle est beaucoup plus claire et de faciès franchement trachyandésitique. Elle est riche en petites enclaves bleutées (gneiss ?). Microscopiquement, il s'agit d'un trachyandésite à amphibole aciculaire et pyroxène.

Une coulée de latite à amphibole appartenant aux formations terminales surmonte la Brèche de Rolland.

b) A l'aval

La Brèche de Rolland forme des falaises sombres et austères, parfaitement stratifiées, d'une centaine de mètres de haut. Elles montrent un empilement d'éléments laviques horizontaux, vésiculés ou compacts, alternant très régulièrement avec des niveaux autobréchiés, de couleur brun rouge, généralement scoriacés. La puissance de ces unités est assez constante, de l'ordre de 1 à 2 m. Le passage des niveaux scoriacés aux niveaux laviques s'effectue progressivement. Il n'y a pas de discontinuités nettement définies.

Au pied du Puy Mary, l'ordonnance des "strates" est quelque peu désorganisée. On voit même, près du point coté 1466 (virage en épingle à cheveux avant le Pas de Peyrol), un grand pli déformer l'empilement de ces "strates". Il s'agit probablement de phénomènes de turbulence très locaux qui ne sont pas attribuables à la présence du Puy Mary. Dans l'hypothèse où celui-ci serait antérieur et aurait "détourné" comme une étrave les "grands épanchements andésitiques stratoïdes" (Vuittenez, 1964), ces perturbations turbulentes revêtraient une toute autre ampleur.

2) Essai d'interprétation dynamique

Une émission de type fissural conduit en surface un magma "basaltique" très fluide, riche en gaz. A l'air libre, la lave s'étale en une première nappe peu épaisse, immédiatement recouverte par une seconde, et ainsi de suite. Notons que le secteur amont, proche des fissures émettrices, ne manque pas d'analogie avec les "trapps". Ces fissures devaient se trouver à l'aplomb du cirque de Mandailles, prouvant que l'activité volcanique dominante s'était peu déplacée depuis l'émission de la "Brèche inférieure" jusqu'à celle de la Brèche de Rolland.

La libération des gaz étant très lente et l'écoulement parfaitement laminaire, les phases gazeuses propres à chaque nappe ne se mélangent pratiquement pas. Cela se traduit par une roche à vésicules, plus ou moins nombreuses d'une zone à l'autre et généralement peu déformées.

L'hypothèse d'un lac de lave est peu probable, compte-tenu de la régularité des niveaux ; en effet, les mouvements de convection qui se produisent à l'intérieur des lacs de lave engendrent des roches dont l'architecture est plus turbulente. De surcroît, pour que la lave stagne à l'air libre, il faut un rempart cratérique dont rien ne permet de soupçonner l'existence.

L'abondance des minéraux pneumatogènes souligne le rôle des agents volatils qui provoquent des anomalies de cristallisation : association en peigne de la magnétite avec les olivines rappelant certains aspects des pegmatitoïdes (Lacroix, 1928 ; Vatin-Pérignon et Goër de Herve, 1965 ; Goër de Herve, 1968).

La partie sommitale de la Brèche de Rolland, plus "acide", pourrait dériver d'un processus de différenciation.

Chaque nappe forme une phase liquide continue renfermant une phase gazeuse discontinue. Comme dans le cas des brèches zonées, les gaz tendent à se réunir à la limite entre deux nappes, là où la pression est moins importante. Leur concentration et leur détente plus brutale entraîne la bréchification de la lave, qui s'effectue de façon concomitante au toit d'une nappe et à la base de celle qui la recouvre. Il en résulte une brèche à blocs scoriacés rougeâtres, qu'il ne faut pas confondre avec des scories soudées produites par la projection de lambeaux de lave qui s'aplatissent et se soudent entre eux en arrivant au sol. On aboutit ainsi à une alternance très régulière de nappes autobréchiées scoriacées et de nappes de roche massive vésiculée, conférant à la Brèche de Rolland son aspect stratofide.

La Brèche de Rolland acquiert ses caractères définitifs dans les cinq cents premiers mètres qui la séparent du point coté 1632, le plus proche de la fissure émettrice. Ensuite elle n'évolue plus. Les phénomènes conduisant à la bréchification s'interrompent et les matériaux continuent à s'écouler sans aucune modification de texture.

L'originalité de la Brèche de Rolland se traduit par une autobréchification scoriacée, tout à fait exceptionnelle dans les autres types de brèches, dont l'expansion gazeuse produit des blocs et une matrice cendreuse.

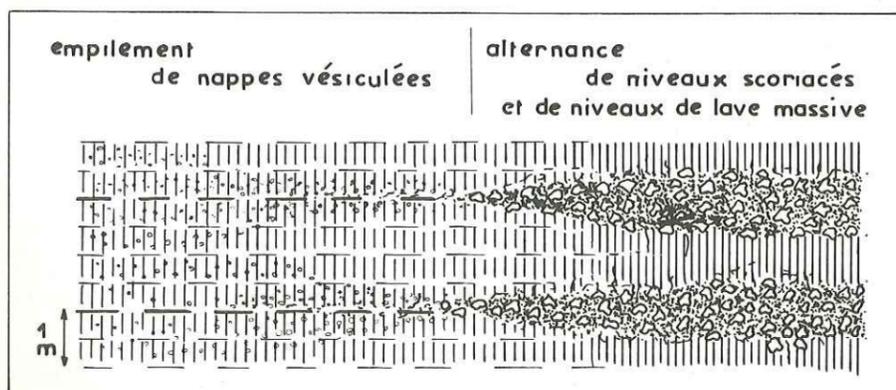


FIG. 46

### 3) Conclusion

Les affleurements que je viens de décrire présentent manifestement des caractères très originaux. Il existe entre la Brèche de Rolland et les brèches intermédiaires certaines analogies de dynamisme. Dans les deux cas, la texture de la roche évolue de façon comparable au fur et à mesure que l'on s'éloigne du centre d'émission. Brèche de

Rolland et brèches intermédiaires résultent de l'émission d'un magma très riche en gaz, qui se vésicule et se bréchifie une fois arrivé à la surface. Cependant, le magma générateur de la Brèche de Rolland beaucoup plus basique que celui des brèches intermédiaires, présente par rapport à ce dernier un retard à la bréchification et un type de bréchification scoriacée.

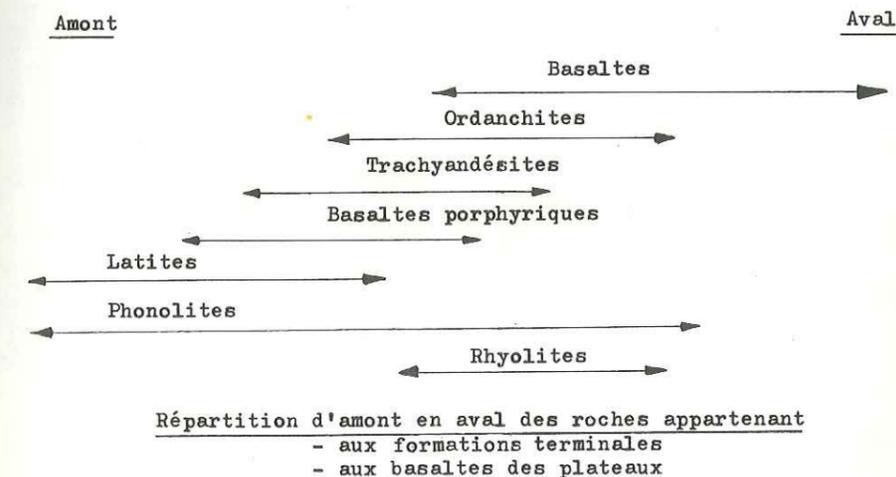
Deux facteurs essentiels conditionnent le faciès de toutes les brèches étudiées jusqu'à présent :

- . l'écoulement laminaire explique l'aspect stratofide. Quand il devient turbulent, la régularité des "strates" s'estompe ;
- . l'hétérogénéité de répartition des gaz explique l'alternance régulière de niveaux à texture différente.

Les coulées pyroclastiques s'épanchent en grandes nappes presque horizontales donnant une morphologie de plateaux qui contraste avec celle édiflée par les formations terminales.

### D) FORMATIONS TERMINALES

Les formations terminales marquent un changement très sensible de dynamisme. Elles se caractérisent par l'émission de coulées et de dômes édiflant des massifs volcaniques autonomes, responsables en partie de la morphologie actuelle. D'une façon générale, l'activité effusive diminue d'aval en amont, tandis que l'activité extrusive augmente. Ceci est bien entendu lié à une modification pétrographique des roches engendrées.



On aboutit à une morphologie de plateaux dans la zone aval et de "Puis" dans la zone amont.

PLANCHE X  
BRECHE DE ROLLAND  
(P. 146)

Photo 29 Extrémité amont de la Brèche de Rolland

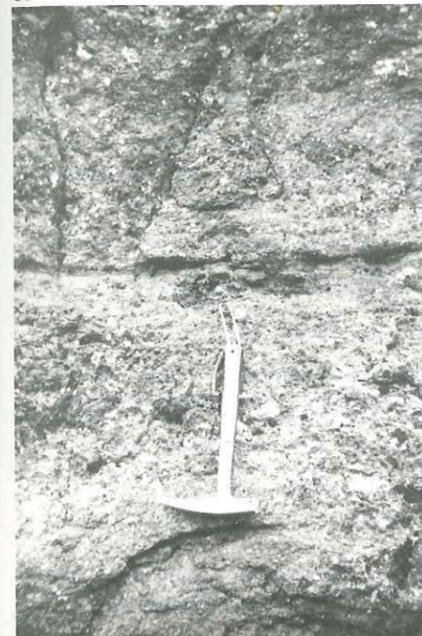
Photo 30 Unité vésiculée riche en amygdales de calcite

Photo 31 Niveau lavique s'autobréchant et passant à sa base à des scories (partie aval de la Brèche de Rolland)

29



30



31



1) Les plateauxa) Le plateau du Limon

Les coulées de trachyandésite et d'ordanchite, qui forment la partie haute du soubassement du plateau du Limon sur laquelle sont posés les derniers appareils basaltiques, s'écoulent dans deux directions principales parallèles aux limites du plateau, l'une au Nord-Est l'autre au Nord. L'axe de ce plateau formait un môle allongé que les coulées n'ont pas recouvert. L'empilement des coulées de direction N.E. est le seul élément visible (log. D). Au Nord, elles se sont probablement épanchées dans une vallée plus profonde, réempruntée ensuite par les basaltes. De plus une épaisse couverture d'éboulis tapisse tout le versant droit de la Petite Rhue. Seule une coulée de trachyandésite à péridot apparaît à la limite nord des terrains étudiés, dans le ruisseau du Triou.

La pente des coulées est très faible : environ 2% ; elle est donc conforme à celle des brèches intermédiaires stratifiées. Les plus longues coulées (coulée de Drils) atteignent 2 à 3 km.

A première vue, tout laisserait à penser que les coulées de trachyandésite du plateau du Limon ont été émises par une bouche éruptive située sous le Puy de Niermont, laquelle aurait fonctionné de nouveau au cours de l'activité basaltique planézienne, après avoir été occupée entre temps par un dôme phonolitique. Mais dans ce cas, comment expliquer qu'elles ne se soient jamais écoulées vers le S.W., compte tenu de l'existence actuelle d'une contre pente entre le col de Serre et le Puy de Niermont, contre pente qui affecte apparemment les brèches intermédiaires ?

Les affleurements dont on dispose se situent tous sur le chemin qui relie le col de Serre au Puy de Niermont. On y trouve :

- des lambeaux de coulées (trachyandésites mésocrates indifférenciés) "accrochées" au versant, généralement plus pentées que celles du plateau (coulée sous le point coté 1492) ;
- des brèches moins cohérentes et plus scoriacées que les brèches intermédiaires, renfermant des blocs rougeâtres et parfois même des bombes à texture fluidale. Ce type de brèches est couramment représenté dans les centres éruptifs émetteurs des trachyandésites des sommets, notamment sur la ligne de crête du Plomb du Cantal.

Ces affleurements sont les seuls témoins du démantèlement par l'érosion d'un ancien complexe cratérique dont pourraient être issues les coulées du Limon. Elles apparaîtraient à la base des cônes (emplacement actuel du Puy de Niermont). Près des points de sortie les coulées sont rares et s'épanchent sur un substrat plus penté. Les projections sont lardées de petits filons disloqués, dont il ne reste en surface que des blocs anguleux qu'il est impossible de confondre avec des éléments morainiques.

L'orientation de la crête menant au Puy de Niermont pourrait correspondre à l'alignement des anciens cônes volcaniques décapés par l'érosion. On aboutit ainsi à une inversion de relief.

Les brèches qui s'intercalent entre les coulées du plateau possèdent tous les caractères macroscopiques des brèches intermédiaires stratifiées. Ce type d'activité s'est sans doute perpétué tout au

long de l'édification des formations terminales. Les très mauvaises conditions d'affleurement ne permettent que des observations fragmentaires :

- stratification : brèches à éléments d'ordanchite du ruisseau de Renouzier ;
- pipes de dégazage : brèche plus chaotique à éléments de trachyandésite porphyrique ( $x = 634$  ;  $y = 317,5$  ;  $z = 1360$  m).

Les "dômes" phonolitiques et rhyolitiques cachés sous le plateau du Limon ne pouvaient être que des galettes très plates. En effet, de vrais dômes n'auraient pu être envoyés par les coulées basaltiques, pas plus que les glaciers n'auraient raboté d'éventuels reliefs phonolitiques en laissant subsister les reliefs basaltiques.

b) Le plateau de Golneuf

Le plateau de Golneuf est la réplique en miniature du plateau du Limon. Les coulées n'étant pas recouvertes par les basaltes occupent, en apparence, une plus grande superficie. Je n'ai retrouvé aucune projection permettant de localiser les différents points de sortie. Les coulées d'ordanchite s'épanchent dans toutes les directions mais principalement vers le N.E., rejoignant au col d'Entremont celles qui proviennent de la planèze de Chalinargues (coulée d'ordanchite d'Entremont ; Maurizot-Blanc, 1974).

Selon toute vraisemblance, les bouches éruptives seraient situées au Sud de l'étroite bande de direction N70 occupée par les basaltes.

L'extrémité est du plateau de Golneuf est limitée par une petite falaise rocheuse, bien visible de la N680 qui remonte la vallée de la Chevade. Il s'agit d'une ordanchite gris clair, à débit en pelures d'oignon, donnant à la base de la falaise un éboulis constitué de petites dalles de quelques cm d'épaisseur. Le pendage et la direction des plans de fluidalité de l'ordanchite enregistrent des variations très sensibles. Sur une centaine de mètres, j'ai relevé du Nord vers le Sud les valeurs suivantes : N130-25°, N60-5°, NO- 5°, horizontal.

Je considère ceci comme étant significatif de la présence d'un ancien cratère rempli par un lac de lave. Ce lac se serait ensuite vidé et il n'en resterait que quelques panneaux fortement redressés. La coulée émise par le cratère, d'une puissance de 3 à 4 m, présente différents faciès : elle est tantôt compacte, de couleur gris bleuté, à haÿnes décolorées ou légèrement rosées, tantôt bulleuse ; il est alors difficile de la distinguer d'un basalte. Elle prend parfois un faciès trachyandésitique.

Le plateau de Golneuf est séparé du Puy de Seycheuse par le ruisseau d'Outre. Ce dernier possède une direction N.S., peu conforme à celle des autres ruisseaux. Il s'est entaillé à la limite entre deux systèmes de coulées, l'une appartenant au plateau de Golneuf et l'autre au Puy de Seycheuse.

2) Les "Puys"

Les Puys sont généralement constitués de deux parties bien distinctes :

- . un soubassement formé d'une alternance de coulées et de brèches scoriacées ;
- . une extrusion qui coiffe cet empilement et constitue le niveau d'arrêt d'érosion.

Il est généralement admis que l'extrusion est postérieure aux coulées. Bien que ceci soit difficilement démontrable en l'absence de contacts visibles avec l'encaissant, cette solution est sans doute la plus probable, au moins dans la majorité des cas.

a) Le Puy de Seycheuse

Comparativement aux coulées précédemment décrites, celles du Puy de Seycheuse sont beaucoup plus pentées. Elles ont dû s'épancher sur des cônes de projections presque entièrement cachés sous les éboulis et dont il n'apparaît qu'un seul affleurement ( $x = 632,5$  ;  $y = 312,8$  ;  $z = 1550$  m).

Il s'agit de projections monogéniques à bombes métriques en "croûte de pain", dont la nature pétrographique est celle d'un trachyandésite à olivine. C'est une roche vésiculée et très porphyrique, à phénocristaux demi-centimétriques de plagioclase. Microscopiquement, on distingue également des phénocristaux millimétriques d'olivine peu iddingsitisée et d'augite. La mésostase, assombrie par des minéraux opaques, est composée en grande partie de verre englobant des micro-lites de plagioclase et des microcristaux d'olivine entièrement iddingsitisés.

La stratification de ces projections est très grossière. Elle accuse un pendage d'une dizaine de degrés vers le Nord, conforme à l'inclinaison des coulées, indiquant que le centre éruptif devait se situer plus au Sud, peut-être à l'aplomb du ruisseau de Pierre Tailade (vallée de l'Alagnon).

D'autres centres devaient se trouver sur l'arête N.E. du Puy de Seycheuse, donnant naissance à des coulées qui se sont épanchées vers le N.E. (la coulée située au-dessus de la source du Chat Blanc est en position périantoclinale). Elles sont complètement démantelées. Il en reste d'énormes compartiments, modelés par l'érosion glaciaire mais non déplacés (Vacheries de Peyre Gairi).

Le large col qui sépare le Puy de Seycheuse du plateau de Golneuf est vraisemblablement creusé en partie dans des projections comparables à celles de la ligne de crête qui conduit au Puy de Niermont. Malheureusement les affleurements sont rares et peuvent être confondus avec les brèches intermédiaires.

La partie sommitale du Puy de Seycheuse est une extrusion dont la forme actuelle est celle d'une épaisse lame arquée, d'orientation globale N.E.-S.W. Cette disposition peut s'expliquer de deux manières différentes :

- . la forme arquée est originelle. Dans ce cas, la lame se serait mise en place à l'intersection de deux fractures d'orientation N20 et

N70, en dehors du contexte cratérique situé, comme j'ai été amené à le supposer, du côté de la concavité du Seycheuse. En fait, cette lame serait constituée de trois petites intrusions à débit radiaire, séparées les unes des autres par de légères dépressions correspondant peut-être à leurs épontes bréchiques. Le pendage des prismes, vertical à la base, s'infléchit vers le haut ;

- . le sommet du Seycheuse représente le reste d'un dôme latitique, mis en place à l'intérieur du cratère préexistant, échancré ensuite côté S.W. par des explosions à nuées péléennes. Les trois petites intrusions seraient alors des auto-injections radiales lave dans lave, du modèle courant dans tous les dômes endogènes assez visqueux. Cette deuxième explication paraît plus satisfaisante pour l'esprit.

Le col d'Imbassibièrre (ou plutôt d'Invassivièrre ; du patois "vassive" : jeune vache) est de nouveau la zone frontière entre deux édifices volcaniques, celui de Seycheuse et celui de la montagne d'Imbassibièrre au S.W. Il est creusé dans des projections dont on retrouve les traces au N.E. du point coté 1495 (alt. 1500 m). Ce sont des blocs plus ou moins scoriacés, rubéfiés et à texture fluidale. Pétrographiquement, il s'agit d'une latite à hornblendes brunes sans auréole d'exsudation et à très rares augites.

Un dôme de trachyte subalcalin à biotite et tridymite subaffleure sous les projections. C'est une roche très claire, presque blanche. Les biotites forment des lamelles hexagonales, millimétriques, non altérées. On trouve, associée à ces blocs de lave, une brèche de même nature pétrographique renfermant des éléments gris, anguleux et tous orientés dans le même sens. L'étude microscopique montre que ces éléments aux contours effilochés sont emballés dans une "matrice lavique" de même composition. Cette brèche s'est formée après solidification partielle de la partie corticale du dôme. L'écorce consolidée s'est bréchifiée sous la pression interne de la lave, celle-ci englobant les fragments anguleux et les entraînant avec elle.

b) Le Peyre Arse

..... mais le poète n'en croit rien  
Les dents de ce profil lui dessinent trop bien  
Le long dos crénelé d'un fossile horrifique

Alors que rougeoyait la forge tellurique  
Peut-être qu'approcha quelque dinosaure  
Sombre géant squameux, aquatique et terrien  
Qu'irritait la fumée au relent sulfurique

(GANDILHON GENS D'ARMES - Peyre arche. Les volcans apaisés)

D'après les habitants de la vallée, il ne faudrait pas dire Peyre Arse (la pierre de feu) mais Peyre arche, du patois "Peyre artsou" qui signifie "siège de pierre". Le génie de la Santoire vient s'asseoir sur ce siège après s'être désaltéré dans les eaux de la rivière. Pour boire, il prend appui sur le piton de Dienne (point coté 1402) et le rocher de Laqueille, deux extrusions basaltiques situées de part et d'autre de la vallée (communication orale !).

Semblable au Puy de Seycheuse, le Peyre Arse est constitué d'une extrusion latitique façonnée en "crête alpine" par l'érosion

glaciaire et coiffant des coulées de trachyandésite en position péri-clinale. Si, compte-tenu de leur pendage et de leur direction, on prolonge les coulées vers l'amont, elles concourent approximativement vers une zone située à l'aplomb du grand entonnoir qui collecte une partie importante des eaux descendant du Peyre Arse. Morphologiquement, celui-ci s'explique assez mal si l'on ne considère que l'action de l'érosion. Il représente, à mon avis, la partie ouest de l'ancien cratère d'où sont sorties les coulées de trachyandésite et l'extrusion latitique.

La crête S.W. du Peyre Arse donne une bonne coupe des coulées de trachyandésite mésocrate. Celles-ci sont intercalées avec des brèches chaotiques, hétérométriques, composées d'une accumulation de blocs centimétriques à décimétriques, très souvent scoriacés, soudés les uns aux autres. La matrice est pratiquement inexistante. Peuvent s'y intercaler des projections litées à lapilli et petits blocs (alt. 1600 m sur GR 4).

L'extrusion latitique forme actuellement la crête sommitale du Peyre Arse, muraille verticale d'une soixantaine de mètres de haut (points cotés 1806 - 1747). Elle représente les restes d'un dôme de lave suffisamment plastique pour avoir subi une expansion latérale importante, c'est-à-dire s'étendre en coulées dès que son volume est suffisant pour lui permettre de déborder le rempart cratérique qui le contenait initialement. Le débit "en fond de bateau" visible sous le sommet du Peyre Arse (point coté 1806) manifeste le départ de l'une des expansions latérales du dôme-coulée qui aurait été détruit en grande partie par des nuées ardentes dirigées vers l'actuelle vallée de la Santoire, avant de subir l'action de l'érosion glaciaire et torrentiel.

A l'extrémité N.E. du Peyre Arse, la coulée de trachyte sub-alcalin à biotite et tridymite (p. 86) est fortement pentée vers la vallée de l'Impradine. Rappelons qu'il en est de même pour la coulée de basalte porphyrique de la Gandilhon (p. 81). Il existait donc à cette époque une dépression empruntée actuellement par l'Impradine.

La coulée de latite canalisée qui surmonte la Brèche de Rolland provient, si on la prolonge vers l'amont, d'un point situé à l'aplomb du cirque de Rombière. Là se situerait pour Glangeaud l'un des "trois centres volcaniques principaux du massif du Cantal". Ce n'est pour moi que l'un des nombreux édifices volcaniques qui constituent, à l'époque des formations terminales, l'architecture de cette région.

### c) Le Puy Mary

Le Puy Mary est sans conteste l'un des plus beaux sommets de tout le Cantal. C'est une pyramide élancée, à base rectangulaire, qui domine la tête des vallées de la Jordanne, du Mars, de la Petite Rhue et de l'Impradine. L'érosion en a fait un véritable horn.

Le Puy Mary présente tous les caractères d'un dôme (Glangeaud, 1921). Il s'agit plus exactement d'un cumulo-dôme, ou tholoïde, formé par une accumulation de lave visqueuse autour d'un point de sortie préalablement ouvert par une phase initiale explosive. La base de ce dôme devait être grossièrement circulaire, d'un diamètre proche de 700 m.

Au Pas de Peyrol, la base du Puy Mary est masquée par des brèches de couleur blanche, chaotiques et très hétérométriques. Celles-ci sont

de même nature que le dôme. Les blocs (certains atteignent 200 m<sup>3</sup>; Glangeaud, 1921) sont emballés dans une matrice très pulvérulente composée de fragments de roche finement pulvérisés. L'agrandissement du parc à voitures (été 1975) a mis à jour de nouveaux affleurements le long de la N680 descendant vers la vallée du Mars. On pouvait y observer avant la construction du mur de soutènement plusieurs unités bréchiques de 1 à 2 m d'épaisseur, subhorizontales, se terminant en biseau, et séparées les unes des autres par des lits de cendres épousant la forme des plus gros blocs. Des brèches identiques sont visibles au col de Redondet, entre la Chapeloune et la Roche Noire. Au cours de la croissance du dôme, des écroulements de blocs incandescents ainsi que de petites nuées ardentes (type Mérapi) donnent naissance à ces brèches. Elles diffèrent des coulées de blocs (p. 26) par la présence d'une matrice fine en quantité importante, leur conférant une plus haute mobilité.

Chronologiquement, il est important de savoir si les brèches de gaine de dôme du Puy Mary s'adossent contre les coulées du Puy de la Tourte ou passent sous elles. Ne disposant pour résoudre ce problème d'aucun argument décisif, j'envisagerai les deux possibilités :

. Les brèches s'adossent contre les coulées du Puy de la Tourte (Goër de Herve, comm. pers.). Dans ce cas, le Puy Mary est postérieur au Puy de la Tourte. Son histoire pourrait se résumer ainsi :

- édification d'un appareil volcanique formé d'une alternance de coulées de pente assez forte, et de projections. Ces coulées sont issues du S.E. et plongent vers le N.W. (Glangeaud, 1921). Elles constituent le Puy de la Tourte ;
- ouverture d'un cratère d'explosion détruisant une grande partie de l'ancien édifice et de son substrat, principalement le côté ouest. L'observation de Vuitteze (1964) concernant l'absence des "grands épanchements andésitiques stratoïdes" dans la vallée du Mars prendrait alors une autre signification ; l'auteur supposait que le Puy Mary les avait détournés vers le Nord et vers le Sud ;
- mise en place d'un cumulo-dôme s'accompagnant de nuées ardentes. Les brèches de nuées auraient, semble-t-il, été canalisées vers l'Ouest, là où l'explosion initiale avait créé une ouverture dans les flancs de l'ancien édifice. On peut supposer également, à l'image du Puy de Dôme (carte volcanologique de la Chafne des Puys, 1975), qu'un "hémicycle" s'est ouvert sur le flanc ouest du dôme, donnant naissance à des brèches de nuées.

. Les brèches passent sous les coulées du Puy de la Tourte. Le Puy Mary est antérieur au Puy de la Tourte. Il faut supposer pour cela que les brèches de nuées existent côté Petite Rhue, mais qu'elles sont recouvertes par les coulées pentées du Puy de la Tourte et les éboulis. La succession des événements serait alors la suivante :

- création d'un cratère d'explosion détruisant la partie ouest de la brèche de Rolland et les coulées sous-jacentes (vallée du Mars) ;
- édification du dôme du Puy Mary (cf. interprétation précédente) ;
- mise en place des coulées du Puy de la Tourte. Celles-ci proviennent du S.W., d'un point situé à l'aplomb de la vallée du Mars. Elles s'épanchent vers le N.E., faute de pouvoir aller vers l'Est à cause du Puy Mary, dont les brèches de nuées sont ainsi protégées localement de l'action de l'érosion. C'est cette seconde interprétation que je retiendrai.

### 3) Le complexe filonien

Il existe sous le Peyre Arse, au fond des vallées de la Santoire et de l'Impradine, un important réseau de filons. Ce sont principalement des filons de phonolite altérée, accessoirement de trachyandésite à biotite, plus rarement de trachyandésite mésocrate et de basalte. Leur puissance varie de 1 à 10 m environ, les plus longs atteignent 200 à 300 m (filon de phonolite du col de Cabre). Les filons de phonolite donnent des éboulis blancs, visibles de loin.

Tous ces filons présentent un certain intérêt structural. Ils s'alignent selon deux directions principales :

- . une direction N30, parallèle à la vallée de la Santoire dans sa partie amont. Tous les filons situés sous le Peyre Arse, en rive gauche de la Santoire, sont orientés sensiblement dans cette direction ;
- . une direction N120, perpendiculaire à la précédente.

Ces deux directions se recoupent au centre du cirque de Rombière (point coté 1290). Elles pourraient conditionner l'arrangement des différents centres d'émission.

## CHAPITRE V

### LES BASALTES TERMINAUX

"Sur le plateau, vous pouvez marcher des heures sans voir autre chose qu'une pelouse épaisse et serrée aux touffes dures de poils de bouc. Pas un arbre... le silence, immense comme le paysage lui-même, troublé seulement par le cri aigu d'un épervier ou les sonnailles d'un troupeau de vaches acajou qui paissent" (Durand, 1946).

#### INTRODUCTION

L'activité volcanique dans le Cantal se termine par des émissions de basaltes couramment appelés dans la littérature régionale basaltes des plateaux. Le type parfait du plateau basaltique est la planèze de Saint-Flour. "Le terme planèze, en usage dans le vocabulaire du terroir a été généralisé par les géologues de langue française pour désigner un plateau basaltique de forme triangulaire, à faible pente monoclinale, déterminé au flanc d'un stratovolcan par la rencontre au sommet de deux vallées radiales" (Goër de Herve, 1972). Ces plateaux constituent l'élément morphologique essentiel à la périphérie du massif. Dans le secteur étudié, les plateaux du Limon et de Golneuf répondent en partie à cette définition. Nous verrons cependant qu'ils représentent, à des degrés divers, un type de planèze moins complet que celle de Saint-Flour.

Se rattachent à cette activité terminale des basaltes situés topographiquement plus bas que les précédents, et qu'en toute logique il faudrait appeler basaltes des vallées ; c'est le cas :

- du volcan de la Grange Tuilée au-dessus de Lavigerie
- du rocher de Laqueille
- de l'unité supérieure du complexe basaltique de Nozières (p. 18)
- des volcans de Chaumezeille, du Monteil et de Rochevieille (Dantier, 1969).

En fait, je n'utiliserai pas cette distinction purement topographique, car elle ne s'appuie sur aucun caractère dynamique ni stratigraphique.

Dans la région des sommets, hormis quelques filons de basalte, il n'existe aucun témoin de l'activité basaltique terminale s'inscrivant dans les limites de l'effondrement volcanotectonique sous-jacent.

En prenant comme exemple le plateau du Limon, j'aborderai les trois points suivants :

- Etude dynamique et structurale des appareils volcaniques
- Morphologie antébasaltique
- Principaux types pétrographiques de basaltes

Le plateau du Limon est limité par les vallées de la Santoire et de la Petite Rhue. Le changement de direction du cours de la Santoire au niveau du Monteil donne à ce plateau une disposition générale assez particulière : celle d'un rectangle d'allongement NS dans la partie aval et d'un triangle d'orientation SW.NE dans la partie amont. Sa superficie (60 km<sup>2</sup>) est très nettement inférieure à celle de la planèze de Saint-Flour (300 km<sup>2</sup>). Son altitude s'abaisse régulièrement de 1620 m au SW (Puy de Niermont) à 1040 m au N (Lugarde) pour

une distance d'environ 15 km, ce qui donne une pente moyenne de près de 4%.

Je n'ai étudié que le haut plateau (feuille Murat 3-4, 1/25000), correspondant approximativement à la partie triangulaire, la partie aval (feuille Riom-ès-Montagnes 1/50000) ayant fait l'objet des travaux de Moneyron (1967), Manceau (1967) et Dantier (1969).

Pour qui n'apprécie par le charme nostalgique des hauts plateaux, royaume du vent et des pâturages, le travail de cartographie n'est généralement d'aucun secours pour dissiper son ennui ! Les affleurements sont rares et l'on est tenté de ne cartographier que du basalte avec, par endroits, des placages morainiques quand apparaissent quelques blocs erratiques. Je serais sans doute arrivé à cette conception erronée sans l'aide efficace d'A. de Goër.

Lorsqu'on parcourt le plateau du Limon, avec le souci de vérifier systématiquement et scrupuleusement chaque affleurement, on s'aperçoit très vite qu'il ne s'agit pas d'une carapace basaltique continue mais d'appareils isolés entre lesquels apparaît très largement le substrat bréchique (brèches intermédiaires et formations terminales). Ces "fenêtres" dans la planèze sont originelles et ne résultent en aucune façon de l'érosion glaciaire.

#### ETUDE DYNAMIQUE ET STRUCTURALE DES APPAREILS VOLCANIQUES

On peut distinguer sur le plateau du Limon deux types d'appareils : les uns ponctuels et peu effusifs, les autres plus étendus et essentiellement effusifs.

##### A) APPAREILS PONCTUELS

Ils sont assez bien localisés en bordure du plateau, dans le prolongement de la vallée de la Chevade correspondant au secteur délimité par les ruisseaux de Renouzier et d'Enchagrabou. Le rocher de Laqueille, bien que séparé géographiquement du plateau du Limon, appartient génétiquement au même ensemble volcanique.

De façon générale, ces appareils sont des culots basaltiques dont la superficie ne dépasse jamais 0,2 km<sup>2</sup>, qui "transpercent" à peine la surface du plateau et dont le pied est ennoyé dans les éboulis.

##### 1) Culots basaltiques de petite taille

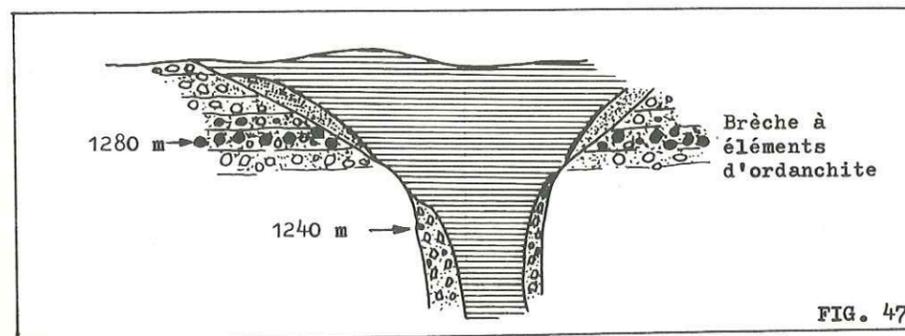
Leur forme évoque, de loin, de petits cônes. Deux de ces appareils sont bien visibles au-dessus de Dienne : le piton de Dienne (point coté 1402) et le rocher qui lui fait face en rive gauche du ruisseau d'Embec. La base du piton de Dienne recoupe la première coulée de trachyandésite appartenant aux formations terminales sans en per-

turber l'horizontalité. Au SW du point coté 1402, quelques scories soudées traversées par un petit filon de basalte à gros nodules de péridotite sont sans doute associées à cet appareil.

Le ruisseau de Renouzier traverse une petite intrusion de basalte, invisible dans la topographie. Grâce à l'entaille du ruisseau il est possible d'observer ses épontes bréchiques et les projections associées à sa mise en place. Il s'agit d'une intrusion subverticale en forme de lame, grossièrement orientée N40 et dont l'épaisseur passe de 100 m à la base à 150 ou 200 m au sommet. Cet épaississement se traduit par un évasement et une désorganisation des prismes qui découpent la lame.

A 1240 m, en rive droite du ruisseau, le contact du basalte et de l'encaissant se fait par l'intermédiaire d'une brèche polygénique de couleur ocre, à éléments anguleux solidement soudés entre eux. On y trouve principalement des fragments de trachyandésite et, en moins grande quantité, des fragments de socle, d'ordanchite et de basalte.

A 1280 m, en rive gauche, les brèches stratifiées à éléments d'ordanchite sont recoupées à 30° vers le Sud par des projections basaltiques litées composées de lapilli, blocs craquelés, bombes en bouse de vache, bombes en fuseau. On trouve également quelques xénolites de trachyandésite et de rhyolite (p.111). Une dizaine de mètres à l'aval de ce point, les projections réapparaissent, mais cette fois pentées dans l'autre sens. Elles dessinent donc une dépression remplie par l'intrusion basaltique et son éponte autobréchiée.



#### Interprétation dynamique

Ce type d'appareil est sans doute à rapprocher des maars et des diatrèmes. Il convient tout d'abord de définir ces termes et de résumer ensuite le mécanisme de formation des maars en reprenant pour cela les hypothèses émises par Lorenz (1974) et Camus (1975).

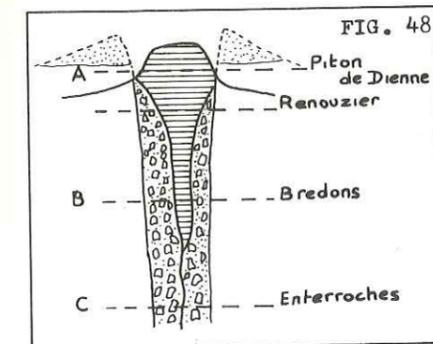
- un maar est un cratère, généralement de grand diamètre et à bords raides, découpé dans le substratum et entouré partiellement ou complètement d'un croissant ou anneau de tufs (tuff-ring) surbaissé, tufs parmi lesquels les matériaux empruntés au substratum constituent une part importante (le plus souvent supérieure à 50%).
- un diatrème est un large conduit volcanique, plus ou moins cylindrique, découpé à l'emporte-pièce dans le substratum, le plus souvent sans relation visible avec un édifice superficiel, et rempli au

moins partiellement de débris pyroclastiques parmi lesquels les matériaux empruntés au substratum constituent une part importante.

Un maar se forme quand un magma en cours d'ascension rentre en contact, soit avec de l'eau provenant de la surface et infiltrée le long de fissures, soit avec une nappe phréatique profonde. Il en résulte une éruption phréatomagmatique donnant naissance à des dépôts de déferlante basale et de retombée aérienne composés à la fois de lambeaux de lave et de fragments de roches appartenant à l'encaissant. Dès que la pression de vapeur diminue et devient inférieure à la pression lithostatique, les épontes rocheuses s'effondrent, contribuant ainsi à élargir la fissure initiale. La répétition de ces phénomènes (éruption puis effondrement) engendre une chambre d'éruption, lieu où la pression est alternativement faible et forte. Des phénomènes de subsidence se produisent tout autour de cette chambre, délimitant un conduit plus ou moins cylindrique (pipe), évasé vers le haut et se terminant en surface par un large cratère (maar). Les éruptions se poursuivent tant que le magma est en contact avec l'eau. Si l'apport d'eau cesse, le magma continue à monter à l'intérieur du pipe et forme un plug. A la surface peut se constituer un lac de lave.

Il apparaît donc logique de considérer "le maar comme l'expression superficielle du diatrème" ou inversement "le diatrème comme l'infrastructure du maar" ; mais il est difficile de généraliser ces formulations car, maar et diatrème se situant à des niveaux différents, il est exceptionnel que l'érosion permette simultanément l'observation des deux. Dans le cas général, lorsque le diatrème est visible, le maar ne l'est plus.

L'interprétation d'une liaison plug-diatrème, en ce qui concerne les appareils étudiés, n'est possible que dans la mesure où nous disposons dans la même région de plusieurs niveaux d'érosion offrant des modèles qui se complètent.



En se référant au schéma ci-contre, on s'aperçoit que la prédominance des brèches ou du remplissage lavique dépend essentiellement de la montée du magma en fin d'éruption et de la profondeur atteinte par l'érosion. Ainsi :

- au niveau C, pratiquement seules les brèches sont visibles ; le basalte massif est réduit à quelques filons d'alimentation. C'est le cas général dans le Lodévois (Goër de Herve, comm. pers.)
- au niveau B, les brèches et le remplissage basaltique coexistent. Ce dernier se présente sous forme d'un étroit cylindre qui se pince en profondeur. Le culot de Bredons, dans la cuvette de Murat (Maurizot-Blanc, 1974) serait à ce niveau d'érosion.
- au niveau A, près de la surface, le basalte domine.

En ce qui concerne l'appareil du ruisseau de Renouzier, les matériaux bréchiques se réduisent à une gaine peu épaisse (1 m visible), observée à 1240 m. La mise en place du plug est accompagnée ou précé-

dée d'une petite activité rythmique, tantôt de type fontaine de lave, tantôt de type strombolien, dont les produits se déposent sur les parois intérieures du maar. En dehors de cet exemple, tous les autres culots de la région de Dienne sont des plugs déchaussés mais non érodés (seul le tuff-ring est totalement déblayé), de sorte que les brèches situées dessous n'apparaissent pas. Les cas de tuff-rings conservés en surface de planèze, comme celui de Sauvages, sont exceptionnels (Boudon, thèse en cours, Clermont-Ferrand).

## 2) Culots basaltiques de grande taille

Les culots basaltiques de grande taille tels que le rocher de Laqueille et le rocher du point coté 1445 en rive gauche de la Santoire sont des structures fermées, essentiellement intrusives, dont les processus de mise en place sont certainement comparables à ceux que je viens de décrire. Il ne faut toutefois pas exclure l'hypothèse d'une structure plus effusive car ces appareils ont une morphologie tabulaire de coulée, leur infrastructure est totalement inconnue à l'affleurement et les relations avec l'encaissant sont masquées.

### a) Rocher de Laqueille (fig. 49)

Le rocher de Laqueille, allongé selon la direction NW-SE (c'est-à-dire parallèlement à la vallée de la Chevade) est de forme elliptique : 750 x 250 m. Il est cerné par un épais manchon d'éboulis sur les 2/3 de son pourtour et le contact avec l'encaissant n'est visible nulle part.

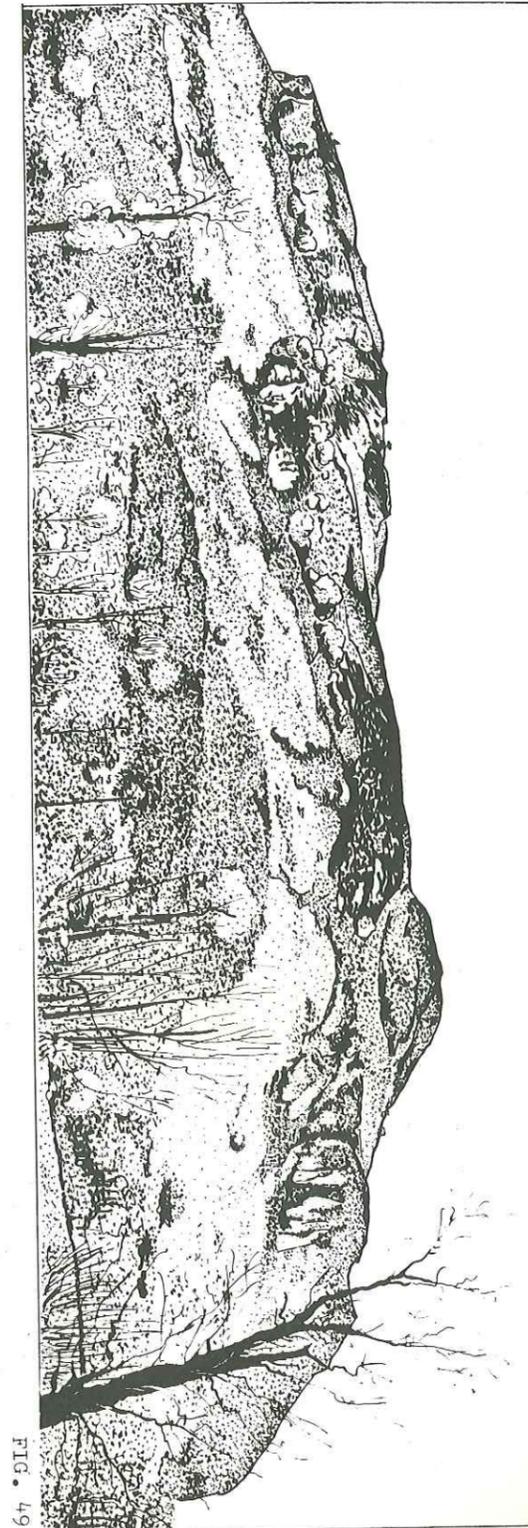
- la partie de l'édifice située au SE de la croix est formée de deux unités tabulaires superposées, légèrement pentées vers le SE. L'unité supérieure culmine à 1293 m ;
- le centre de la structure, très nettement décalé vers le NW, est un petit mamelon à prismes divergents surmonté d'une croix ;
- l'extrémité NW paraît beaucoup plus désorganisée. Des gerbes de prismes y sont orientés en tous sens. A la base de cette unité, au contact des éboulis, on distingue cependant une colonnade beaucoup plus régulière, identique à la vraie colonnade des coulées.

La coulée de latite à amphibole de Laqueille Haute est interrompue au niveau du rocher.

On pourrait voir dans le rocher de Laqueille trois coulées, deux dirigées vers le SE et la troisième fortement pentée vers la vallée de la Santoire. Elles seraient issues d'une cheminée située à l'aplomb de la croix et bouchée en fin d'activité par un petit plug basaltique. Si cette hypothèse rend compte de la morphologie de l'appareil, elle est inacceptable pour plusieurs raisons :

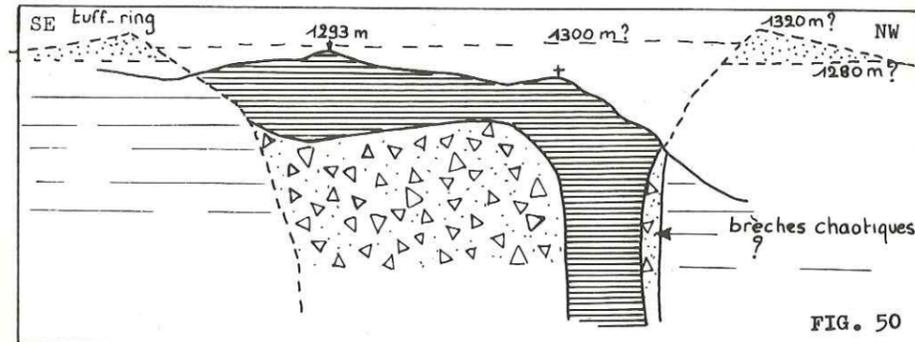
- le point culminant de la coulée supérieure (reconnue comme telle dans l'hypothèse que je réfute) est très extérieur par rapport au centre présumé de la structure. Il faudrait, dans ce cas, imaginer l'existence d'un cône de scories situé bien au-dessus de ce centre, recouvrant donc la coulée supposée s'écouler vers le NW, et démantelé par la suite. Or rien n'indique l'existence de scories et, de sur-plus, le basalte affleure de façon continue sur tout le périmètre de l'édifice.

LE ROCHER DE LAQUEILLE



- si l'allongement du rocher de Laqueille était dû seulement à une simple structure d'écoulement, il n'aurait aucune raison d'être conforme à l'alignement de tous les culots basaltiques de la vallée de la Chevade et de la cuvette de Murat (p. 165). C'est donc un argument en faveur de la structure intrusive.

En définitive, et selon toute vraisemblance, le rocher de Laqueille serait un plug basaltique retenu à l'intérieur d'un grand maar par un anneau de tufs. Il est fort possible que ce dernier ait disparu sous l'action de l'érosion glaciaire, d'autant plus que le rocher de Laqueille formait un demi-verrou situé dans l'axe de l'ancien glacier de la Santoire. Le plug étant très étalé et presque entièrement entouré d'éboulis, il est exclu de pouvoir observer les brèches de diatrème qui constituent très certainement l'infrastructure de l'appareil.



2) Rocher du point coté 1445 (fig. 51)

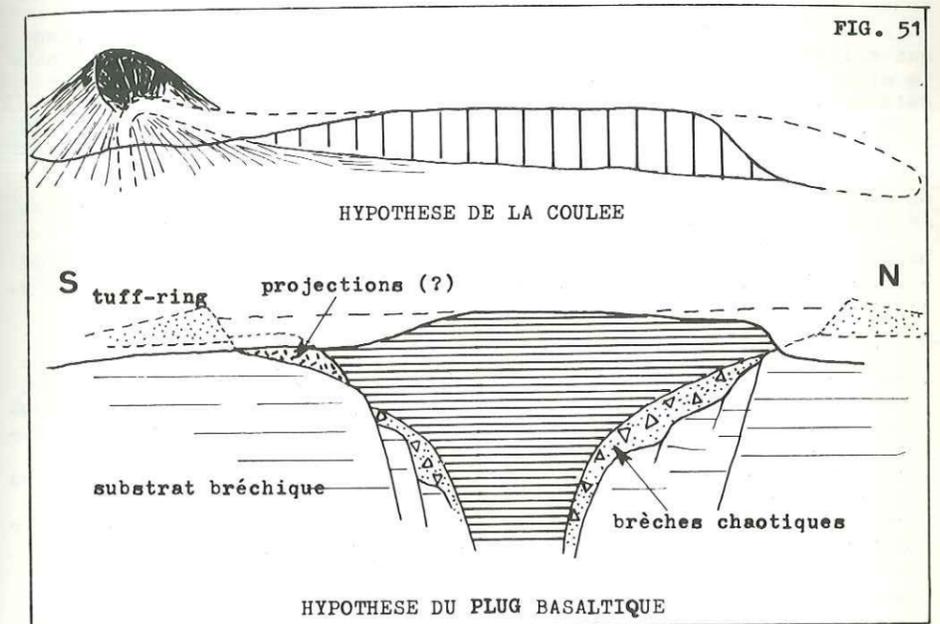
Il est de dimensions comparables à celles du rocher de Laqueille. Sa morphologie est entièrement tabulaire et son altitude s'abaisse sensiblement du SE vers le NW. En ce qui concerne sa formation, deux hypothèses sont possibles :

- c'est, comme le rocher de Laqueille, un plug basaltique remplissant un cratère d'explosion et d'effondrement (maar) ;
- c'est une coulée issue d'un cône strombolien dont il ne resterait que quelques scories agglomérées situées au SW du rocher.

Deux arguments semblent cependant en faveur de la première hypothèse :

- un éventuel cône de scories n'a pas pu disparaître aussi facilement, alors que tant d'autres sont conservés ailleurs, à égale altitude et dans des situations analogues vis-à-vis des glaciers. Une coulée aussi courte et aussi épaisse aurait dû s'accompagner d'une explosivité non négligeable et donc d'un volume de projections susceptibles de subsister longtemps. Par contre, un dynamisme très explosif, de type phréatomagmatique donne un appareil de volume très faible ayant des chances de disparaître rapidement.
- compte-tenu de la fluidité d'un basalte, l'épaisseur du rocher 1445 (80 m) n'est pas compatible avec un "système ouvert", c'est-à-dire avec un libre étalement sur une surface de plateau, surtout à proximité du point de sortie. Par contre, elle rend bien compte d'une

"structure fermée", avec étalement contenu dans une enceinte cratérique.



### 3) Conclusion

Depuis le plateau du Limon jusqu'à Cheylandes en bordure de la haute planèze de Saint-Flour, sur une bande rectangulaire de 3 km de large et 13 km de long orientée NW-SE, strictement parallèle au cours de la Chevade (Maurizot-Blanc, 1974), on compte une vingtaine de cheminées basaltiques terminales dont la plupart sont des structures fermées de type diatrème-maar, généralement obturées par un plug.

Cet alignement de points de sortie se prolonge au SE par la "bande du Haut-Ander" où tous les volcans sont du type strombolien ou hawafen (Goër de Herve, 1972) ; il est conforme à la fracturation "armoricaine".

La bande volcanisée qui va du plateau du Limon à la planèze de Saint-Flour présente, par rapport aux autres alignements volcaniques de même direction, un intérêt tout particulier. Elle est caractérisée par un style volcanique très précis où est incriminé le phréatomagmatisme.

Tous les plugs et lacs de lave déchaussés de la bordure du plateau du Limon, s'ils constituent numériquement la majorité des points de sortie, ne sont pas les vrais générateurs des planèzes. La plupart des nappes basaltiques sont le fruit d'éruptions holo-effusives ou très peu explosives.

## B) APPAREILS A DYNAMISME ESSENTIELLEMENT EFFUSIF

1) Puy de Niermont

La tête du plateau du Limon est constituée par le Puy de Niermont qui culmine à 1620 m. C'est un appareil composé d'une calotte de basalte clair traversée à son sommet par un plug de basalte sombre (point coté 1620 m) auquel sont associées des projections diverses.

La calotte basaltique recouvre probablement un cône de projections surbaissé. Celles-ci n'apparaissent que sur le flanc SE du Puy. On y trouve des scories, des blocs de phonolite (p.107) et des blocs de basalte vitreux.

Le basalte doléritique qui constitue la calotte se débite en dalles de 4 à 5 cm d'épaisseur, donnant de grands éboulis dans lesquels sont disséminés coté SE quelques blocs de phonolite.

Du pied nord de la calotte partent deux coulées :

- une coulée inférieure de basalte gris, visible sur le versant droit de la Petite Rhue, à la limite de la zone boisée. Au Nord, à l'aplomb du point coté 1536, elle disparaît sous la coulée supérieure dont elle est séparée, au point coté 1527, par un niveau de tufs rouges ;
- une coulée de basalte doléritique clair qui s'étend jusqu'au ruisseau du Rial. C'est la plus longue coulée de tout le secteur étudié. Vu son étroitesse et son épaisseur apparente (50 à 60 m), on peut penser qu'elle s'est canalisée dans une dépression de direction N-S. A l'aval, au lieu dit Chabraire, la coulée supérieure du Puy de Niermont emballe des poches de scories.

Le pied sud de la calotte devait sans doute buter contre un petit dôme d'ordanchite situé sur la crête reliant le Puy de Niermont et le col de Serre, à la jonction de deux grands éboulis.

Les projections associées au plug qui traverse la calotte basaltique affleurent sur le flanc SE du Puy, entre 1600 et 1610 m. On y trouve : des lapilli, des éléments scoriacés, des bombes, des blocs compacts de basalte sombre et de basalte clair, des blocs de phonolite, d'ordanchite et de trachyandésite. Ces projections se terminent par un niveau à scories noires. Il s'agit probablement d'un ancien cône strombolien dont l'installation est précédée d'une phase de débouillage beaucoup plus explosive. En fin d'activité un plug de basalte remplit le cratère de l'édifice.

2) Signal du Limon (point coté 1566)

Le Signal du Limon est séparé du Puy de Niermont par une zone déprimée (sources du ruisseau de Drils) où affleure le substrat bréchi-que. C'est un ancien cône de scories à petites coulées de basalte sombre interstratifiées. Les plus étendues se sont épanchées vers le NE jusqu'au point coté 1487, front des coulées issues du volcan 1490. En fait, vu la faible densité des affleurements, il est difficile de délimiter les différentes coulées et de les attribuer avec certitude à l'un ou l'autre des deux points de sortie.

Le cratère du Signal du Limon est rempli en fin d'activité par un culot de basalte sombre. Celui-ci, au lieu de s'enraciner sur tout son périmètre, passe vers l'Ouest à une calotte de basalte due au débou-

ment de la lave par égoulement du cratère. Les scories affleurent sur le flanc SW du culot ainsi qu'aux sources des deux branches du ruisseau de Drils.

3) Volcan du point coté 1490

C'est une calotte basaltique dont semblent issues deux coulées et recoupée à son sommet par un pointement de basalte sombre. Aucune scorie n'est visible autour de l'appareil.

Des structures analogues, décrites par Goër de Herve sur la plaine de Saint-Flour, sont interprétées, soit comme des "cônes pyroclastiques ensevelis sous les effusions terminales de la même éruption", soit comme des "cônes de lave" provenant d'une éruption holo-effusive, "cas limite et indiscernable du précédent".

Les trois volcans que je viens de décrire sont alignés SW-NE. Cette direction, strictement radiale par rapport à la caldera de haute Jordanne, haute Cère (Milési, 1976), est identique à l'alignement Roche Jean- Niermont-Prac de Bouc- Plomb du Cantal, en tête de la plaine de Saint-Flour.

4) Volcan du Frau de Nozières

Il s'agit probablement d'une calotte de basalte sombre, sans projections apparentes, pouvant être interprétée de la même façon que la précédente.

5) Coulée du ruisseau d'En Chagrabou

C'est une langue de basalte sombre, sans doute canalisée dans un étroit chenal. Elle est limitée d'un côté par le ruisseau d'En Chagrabou et de l'autre par un petit affluent en rive droite de ce ruisseau. Son origine n'est pas décelable.

6) Volcan strombolien de la Grange Tuillée

Il se situe en contrebas du plateau du Limon. Ses produits (lapilli, bombes en fuseau) affleurent entre 1310 et 1350 m dans le ruisseau de Lavigerie.

Sur le plateau de Golneuf, l'importance des formations basaltiques est très réduite et leurs relations mutuelles difficiles à établir. On peut distinguer :

- une coulée canalisée de basalte clair, de direction W.SW-E.NE. Le rocher du point coté 1385 est une butte témoin située au front de la coulée ;
- un petit plug de basalte sombre, à l'Ouest du point coté 1473 ;
- sur le rebord est du plateau, une coulée de basalte recouvrant une coulée d'ordanchite. Ces deux coulées prennent parfois le même faciès bulleux, à tel point qu'il est difficile de les distinguer. Un niveau

- scoriacé marque par endroits la base de la coulée de basalte ;
- une formation tuffacée, située près du point de sortie de la coulée d'ordanchite. Ces tufs, de l'épaisseur du mètre, grossièrement prismés dans leur partie supérieure, sont recouverts d'un niveau lavique parfaitement horizontal. Il s'agit peut-être d'un reste de tuff-ring délimitant un maar rempli par un petit lac de lave. Ces tufs, à fragments de sidéromélane, sont plus ou moins palagonitisés. Ils sont identiques aux tufs hyaloclastiques du lac Sauvages (Vatin-Pérignon, 1966).

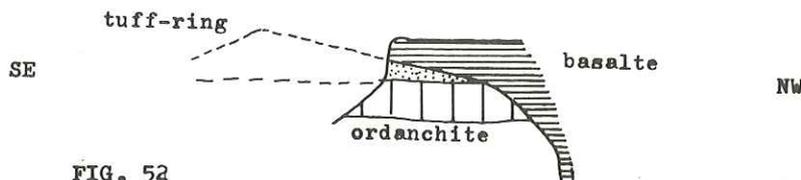


FIG. 52

#### MORPHOLOGIE ANTEBASALTIQUE

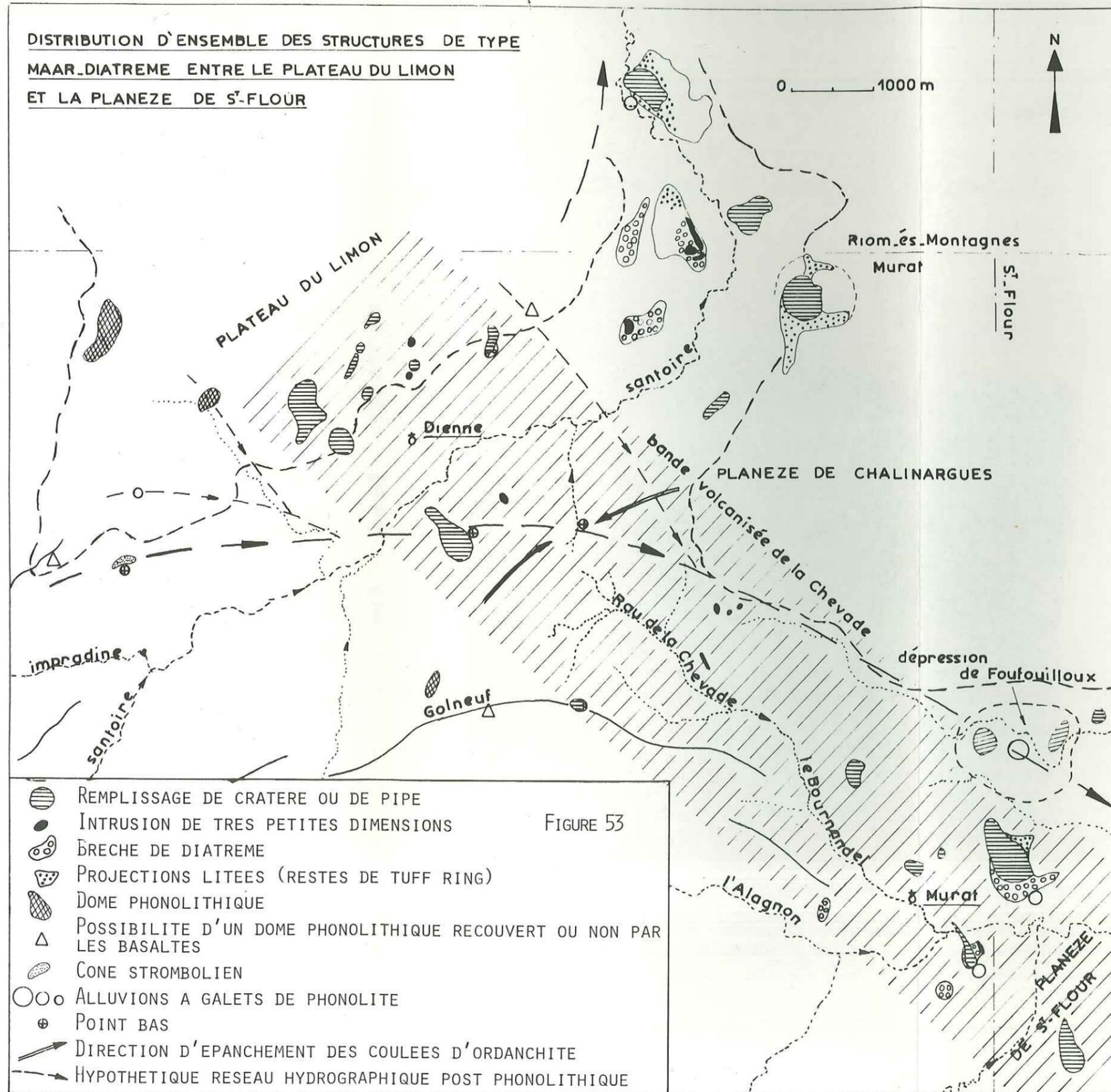
Il apparaît que certaines grandes lignes de la morphologie actuelle étaient déjà prédessinées avant le volcanisme basaltique : des plateaux surélevés à surface plane (Limon) et, en contrebas, des zones déprimées ébauchant des vallées où déjà s'accumulaient des produits alluviaux.

#### A) LES PLATEAUX

L'étude des écoulements pyroclastiques appartenant à l'ensemble des brèches intermédiaires m'a conduit à admettre qu'ils avaient édifié des plateaux de pente faible sur lesquels étaient venues s'étaler les coulées de trachyandésite et d'ordanchite. Ces formations sont responsables de la morphologie des planèzes, la couverture basaltique n'étant à elle seule pas assez épaisse et trop discontinue pour expliquer la planéité de ces reliefs. Goër de Herve (1972) était arrivé à la même conclusion sur la planèze de Saint-Flour, en constatant que la pente des grandes nappes basaltiques était inférieure à 1%. Les observations sur le Limon confirment donc son point de vue.

La morphologie des coulées (étroitesse et épaisseur), tant sur le Limon que sur le plateau de Golneuf, laisse à penser qu'elles étaient canalisées dans des chenaux fluviatiles qui parcouraient le plateau antérieurement aux émissions basaltiques. Cette hypothèse est confirmée par la présence de conglomérats polygéniques à blocs de trachyandésite, de latite (éch. D32) et parfois de phonolite, que j'interprète comme des poudingues fluviatiles. J'ai pu les observer en trois endroits sur le plateau du Limon : dans les ruisseaux du Triou ( $x = 631,4$  ;  $y = 318,9$  ;  $z = 1430$  m) et de Drils ( $x = 631,9$  ;  $y = 317,2$  ;  $z = 1495$  m) ainsi qu'au-dessus du village de Nozières sur le chemin menant au Limon ( $x = 637,2$  ;  $y = 319,3$  ;  $z = 1210$  m). Seul l'affleurement du ruisseau de Drils renfermait des phonolites. Ces alluvions fluviatiles sont constituées de galets peu roulés, emballés dans une matrice faite de petits éléments anguleux ; elles peuvent de ce fait être confondues avec les brèches pyroclastiques sous-jacentes.

DISTRIBUTION D'ENSEMBLE DES STRUCTURES DE TYPE  
 MAAR-DIATREME ENTRE LE PLATEAU DU LIMON  
 ET LA PLANEZE DE S<sup>t</sup>-FLOUR



## B) LES VALLEES

L'existence d'un réseau hydrographique antébasaltique est difficile à mettre en évidence car les données dont on dispose sont ponctuelles et donc à utiliser avec beaucoup de précaution. Deux types d'observations sont susceptibles d'apporter des indications concernant le tracé de cet ancien réseau : la présence d'appareils volcaniques basaltiques en position basse et des alluvions à galets de phonolite.

### 1) Appareils volcaniques en position basse

Il existe une série d'appareils (volcan de la Grange Tuilée, rocher de Laqueille, unité supérieure du complexe basaltique de Nozières) situés topographiquement plus bas que le plateau du Limon et qui pourraient servir de jalon à une éventuelle dépression plus ou moins parallèle à la vallée de la Santoire. Mais, à l'exception de la Grange Tuilée, volcan strombolien "posé" sur son substrat, tous les autres appareils sont des diatrèmes, c'est-à-dire des "volcans enracinés" dont l'altitude au toit (altitude de base du substrat) est délicate à chiffrer :

- volcan de la Grange Tuilée, altitude de base 1310 m
- rocher de Laqueille. La surface du lac de lave était probablement autour de 1300 m (altitude maximale actuelle 1293 m) ; la crête du rempart cratérique pouvait donc se situer à 1310-1320 m, compte-tenu du fait qu'un tuff-ring dépasse rarement 30 à 40 m de hauteur. Cela place le substrat à 1280 m.

Il existait donc une dépression entre les plateaux du Limon et de Golneuf ainsi qu'en témoigne la présence des volcans de la Grange Tuilée et de Laqueille, situés respectivement à 1320 et 1280 m. Il paraît illusoire d'extrapoler à partir de ces deux cotes la pente de l'ancienne dépression car les édifices basaltiques ont très bien pu naître sur ses flancs. Si l'on procède pourtant à ce calcul, on s'aperçoit que l'unité supérieure du complexe basaltique de Nozières se trouve à 1250. Ce chiffre, dans la mesure où il n'est pas dénué de sens, peut signifier qu'en cet endroit la surface pré-basaltique du plateau du Limon s'abaissait graduellement et passait de façon continue à la surface pré-basaltique de la planèze de Chalinargues dont l'altitude peut être estimée à 1180 m, base du tuff-ring de Sauvages (Boudon, thèse en cours).

### 2) Alluvions à galets de phonolite

Les alluvions pré-basaltiques à galets de phonolite sont certainement de bien meilleurs traceurs du réseau hydrographique que les diatrèmes.

#### Répartition des alluvions

Hormis les alluvions à éléments peu usés rencontrés sur le plateau du Limon, il n'existe dans la région étudiée aucun témoin d'une sédimentation fluviatile à galets de phonolite.

L'affleurement le plus proche se situe à l'aval de Collanges dans la région du Monteil (feuille topographique Riom-ès-Montagnes). On peut voir 150 m au Sud de l'embranchement de la D.3 avec la route du

Monteil, dans une carrière abandonnée, un poudingue fluviatile à galets de phonolite dont la position me semble tout à fait normale malgré un très léger basculement. Ce lambeau alluvial est recouvert en discordance par les tufs basaltiques parfaitement lités du Puy de Rochevieille (Dantier, 1969) qui pourraient représenter les restes d'un tuff-ring, comparable à celui de Sauvages, mais situé topographiquement plus bas (1040 m). Selon Dantier, ce volcan appartiendrait à une phase explosive "postérieure aux terrains volcano-sédimentaires intercalaires et antérieure au volcanisme quaternaire° basaltique". La présence de ces alluvions°, stratigraphiquement bien situé entre le complexe bréchique et les basaltes terminaux, contredit l'hypothèse formulée par Dantier. Pour ce qui est du "Puy Sauvages" (Boudon, thèse en cours), les tufs comportent des blocs d'ordanchite. Cet appareil (tuff-ring rempli par un lac de lave) se rapporte incontestablement à la "série claire" (Goër de Herve, 1972) des basaltes planéziens. Altimétriquement, il se situe d'ailleurs en surface de planèze.

Quelques galets de phonolite ont été trouvés dans les brèches des diatrèmes de la cuvette de Murat (Enterroches, Bredons, Puy d'Estable). Mais l'essentiel des galets, pouvant constituer plus de 50% des alluvions sous-basaltiques, est interstratifié à la base des diatomites de la dépression Sainte Reine- Foufouilloux (Maurizot-Blanc, 1974).

On en retrouve en rive gauche de l'Alagnon, dans le secteur de Joursac (Goër de Herve, à paraître). Selon Maurizot-Blanc, il s'agit de phonolitescalco-alcalines, à cassure sombre verdâtre, holocristallines, se présentant en galets très usés d'origine lointaine.

#### Localisation des différents gisements de phonolite

Les seuls gisements autochtones de phonolites actuellement connus sur ce versant oriental du Cantal se situent sur les plateaux du Limon et de Golneuf. Or, très peu d'alluvions doivent provenir du massif phonolitique de Golneuf car la roche qui le constitue est trop fissile pour donner des galets. Toutefois, j'ai trouvé au Sud du lac Glory un unique bloc de phonolite sombre, verdâtre et compacte dont la présence n'exclut donc pas la possibilité d'un dôme caché à proximité de cet endroit.

Il n'y a, sur la planèze de Chalinargues, aucune trace de phonolite autochtone (Boudon, thèse en cours). La couverture basaltique y étant beaucoup plus continue que sur le plateau du Limon dans sa partie amont, il se peut toutefois qu'un certain nombre de massifs demeurent cachés sous les basaltes. De surcroît, Maurizot-Blanc (1974) a observé des galets de phonolite dans la moraine qui surmonte les diatomites de Sainte-Reine. Dans la mesure où ces éléments allochtones ne proviennent pas du Limon, il est possible que certains gisements non recouverts par les basaltes existent sous la planèze.

° Par "volcanisme quaternaire" sous la plume de Dantier, il faut entendre "volcanisme pliocène" dans notre conception. Le travail de Dantier est en effet antérieur à toutes les datations géochronologiques, à l'époque où le Cantal avait été considérablement "rajeuni" sur la seule foi d'interprétations palynologiques discutables.

°° Ce lambeau, fluviatile, jamais signalé, ne peut être confondu avec le volcano-sédimentaire intercalaire, situé topographiquement plus bas et qui ne contient jamais d'éléments phonolitiques.

### 3) Conclusion

En tenant compte des données définitivement acquises, je proposerai l'hypothèse suivante :

Une partie des alluvions à galets de phonolite de la région de Murat, et notamment du bassin de Sainte-Reine, proviendraient du plateau du Limon par le canal d'une paléo-vallée dont on peut reconnaître le tracé à l'Ouest de Dienne, entre le plateau du Limon et le plateau de Golneuf. A l'aval, cette paléo-vallée devait emprunter le large couloir séparant les plateaux de Golneuf et de Chalinargues, ultérieurement drainé par les ruisseaux de la Chevade et de Bournandel. Il est à noter que le col d'Entremont devait être déjà à cette époque une zone déprimée puisque les coulées d'ordanchite issues du Golneuf et d'Entremont viennent y converger.

On peut imaginer que le Limon et la planèze de Chalinargues étaient réunis à l'aval de Dienne et ne formaient qu'un seul plateau à pente faible sur lequel pouvaient s'écouler les eaux en direction du SE. Ce n'est qu'au niveau du Monteil que devait se dessiner une zone plus déprimée, préfigurant peut-être ce qu'allait être la vallée de la Santoire.

Il ne faut cependant pas oublier que le volcanisme basaltique, qui s'est accompagné de mouvements tectoniques au niveau du Cézallier, a pu notablement perturber le réseau hydrographique antérieur.

#### PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES DE BASALTES

Les basaltes qui couvrent le haut plateau du Limon ne présentent aucune variation notable par rapport à ceux de la planèze de Saint-Flour dont l'étude a été ébauchée par Goër de Herve (1972) puis reprise très en détail par Maurizot-Blanc (1974). Je décrirai donc très brièvement leurs principaux caractères, en prenant des exemples précis pour chacun des types pétrographiques suivants :

- basaltes clairs à structure doléritique
  - basaltes clairs à structure microlitique
  - basaltes à tendance hawaïtique
  - basanites et basanitoides
- |—————> basaltes mésocrates  
 |—————> basaltes mélanocrates

#### 1) Basaltes clairs à structure doléritique et microlitique

Ces basaltes, reconnaissables à leur patine et leur cassure claires, se débitent fréquemment en plaques épaisses (basalte du Puy de Niermont). La désagrégation des coulées donne parfois des accumulations de boules et de gros blocs (chaos d'Escourolles : x = 632,7 ; y = 319,7 ; z = 1388 m). La texture des basaltes clairs est généralement semi-porphyrrique.

Microscopiquement, il existe tous les passages entre la structure franchement doléritique (ou microdoléritique) et la structure microlitique.

#### Basalte doléritique du Puy de Niermont

Les phénocristaux sont représentés par :

NVP			
77 X= 632,1- Y= 317,7 -Z= 1568 m			
% d'oxydes	Norme CIPW		% des EM
SiO <sub>2</sub>	49,60	Q 0	Si 45,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,95	Or 17,74	Al <sub>3</sub> 13,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,25	Ab 16,15	Fe <sub>3</sub> 1,55
FeO	8,20	An 12,97	Fe <sub>2</sub> 6,28
MgO	9,80	Ne 4,99	Mg 13,46
CaO	9,20	Pyr 23,53	Ca 9,03
Na <sub>2</sub> O	3,00	Per 17,49	Na 5,32
K <sub>2</sub> O	3,00	Ap 1,31	K 3,51
TiO <sub>2</sub>	1,40	Min 5,92	Ti 0,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60		P 0,46
MnO	0,10		Mn 0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,10	Analyste : N. VATIN PERI-	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	GNON - 1966 .	
T	100,20		
III.5 (6).2 (3).3 (4)		CIPW	
Latite sombre		Rittmann	
basalte à structure doléritique		R = 49,44	S = 39,75

- des olivines et des clinopyroxènes en cristaux millimétriques automorphes. Le clinopyroxène est fréquemment zoné mais présente assez rarement un coeur pléochroïque vert ;
- de très rares labradors poecilites ;
- des magnétites interstitielles, qui se présentent souvent en baguettes tronquées ou en minéraux à structure graphique. La magnétite est très rarement incluse dans les minéraux de première cristallisation ; tout au plus apparaît-elle dans l'enveloppe externe des clinopyroxènes et des olivines.

La mésostase est constituée d'un enchevêtrement de lattes demi-millimétriques à millimétriques de labrador à auréoles plus sodiques, entre lesquelles se logent les phénocristaux. Le feldspath potassique, difficile à identifier par simple observation optique, ne dépasse pas, selon Maurizot-Blanc, 1% du volume de la roche dans les basaltes doléritiques.

La plupart des basaltes clairs sont des basaltes à structure microlitique, leur composition minéralogique étant par ailleurs identique à celle des basaltes doléritiques. C'est le cas des coulées issues du Puy de Niermont et du Signal du Limon.

#### Basalte gris à structure microlitique du piton de Dienne (point coté 1402)

C'est un basalte aphyrique de couleur grise et à structure microlitique fluidale. La fluidalité est marquée par une séparation relative des plagioclases et des clinopyroxènes en zones allongées. Ces variations minéralogiques s'accompagnent de variations de structure puisque les zones les plus riches en plagioclases sont celles qui renferment en moyenne les plus gros minéraux. Une telle hétérogénéité à l'échelle de la lame mince tend à prouver qu'il n'existe aucune coupure franche entre les basaltes mésocrates et les basaltes mélanocrates ;

elle est également visible sur le terrain, notamment au Puy de Niermont où la calotte doléritique "claire" passe à sa base à un basalte "sombre" banal : cette observation contredit l'hypothèse du bi-magmatisme des basaltes émise par Maurizot-Blanc (1974).

Selon Maurizot-Blanc, l'essentiel des variations de l'indice de coloration est dû à la proportion relative des microlites feldspathiques et pyroxéniques. Cette proportion pouvant varier à l'échelle de la lame mince, il est délicat d'utiliser cet indice pour délimiter les différentes coulées. Une telle méthode a été employée par Dantier (1969) pour établir la "stratigraphie" des coulées de basalte du plateau du Limon dans sa partie aval.

#### 2) Basaltes à tendance hawaïtique (basalte de Tiaulade, éch. D11)

D 11 X=631,8- Y= 320- Z=1395m			
% d'oxydes	Norme CIPW		% des EM
SiO <sub>2</sub>	47,20	Q 0	Si 44,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,06	Or 6,50	Al <sub>3</sub> 17,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,15	Ab 26,92	Fe <sub>3</sub> 2,92
FeO	5,64	An 22,84	Fe <sub>2</sub> 4,39
MgO	6,31	Ne 3,53	Mg 8,89
CaO	10,63	Di 16,43	Ca 10,69
Na <sub>2</sub> O	3,95	He 2,60	Na 7,14
K <sub>2</sub> O	1,10	Fo 5,68	K 1,29
TiO <sub>2</sub>	2,65	Fa 1,13	Ti 1,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,90	Mg 6,02	P 0,73
MnO	0,16	Ilm 5,03	Mn 0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	nd.	Ap 2,13	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	nd.	Analyste : P. WATELET 1976	
T	98,75		
(II) III.5.4.4 (5)		CIPW	
Basalte à andésine		Rittmann	
Basalte à tendance hawaïtique		R = 44,09	S = 15,30

Macroscopiquement son faciès est celui d'un basalte sombre porphyrique. Pourtant ses caractères microscopiques font de lui un basalte à tendance mésocrate ou subleucocrate.

Les phénocristaux sont représentés par des olivines et des clinopyroxènes pouvant atteindre 3 à 4 mm. On observe également d'assez nombreux cristaux d'amphibole au coeur encore indemne de toute résorption.

La mésostase est riche en longs microlites de labrador. La magnétite est inégalement répartie, conférant à la lave une certaine hétérogénéité.

J'ai qualifié cette lave de "basalte à tendance hawaïtique", malgré la présence de phénocristaux d'olivine et la teneur en alcalins trop faible pour un terme différencié. Elle est analogue à certains basaltes miocènes des marges de la plaine de Saint-Flour (Maurizot-Blanc, 1974), caractérisés par l'abondance des microlites feldspathiques, la présence d'amphiboles et leur faible sous-saturation ; mais elle n'a jamais été signalée dans les basaltes terminaux.

Notons que ce sont les basaltes situés à l'aplomb des points de sortie qui renferment occasionnellement des amphiboles (Signal du Limon, volcan 1490, basalte de Tiaulade). La présence d'amphiboles est due, selon Maurizot-Blanc, à une augmentation de la pression d'oxygène.

#### 3) Basanites ou basanitoïdes

Tous sont des basaltes sombres, moins résistants vis-à-vis de l'al-tération que les basaltes clairs, et se débitant en petits granules.

Intrusion du ruisseau de Renouzier (éch. I22)

Il s'agit d'un basalte à structure très particulière. Les phénocristaux sont représentés par :

- de très nombreuses lattes de labrador de 2 à 3 mm de long, aux contours rectilignes et macclés polysynthétiques ;
- des clinopyroxènes violacés et des olivines relativement peu nombreuses pouvant atteindre 5 mm de long.

La mésostase est constituée presque exclusivement de microcristaux de clinopyroxène, très souvent jointifs (structure cumulative) et de cubes de magnétite. Ces minéraux sont noyés dans une matière interstitielle faite d'aiguilles d'ilménite et de produits micacés provenant peut-être de l'altération de cristaux de néphéline (?)

Culot terminal du Signal du Limon (éch. E31)

C'est un basalte sombre, à structure microlitique. Les phénocristaux sont représentés par :

- des olivines automorphes non altérées ;
- des clinopyroxènes poecililitiques (inclusions d'apatite et de plagioclase), généralement pléochroïques. On observe, du centre du cristal vers sa périphérie : un cœur à contours arrondis ou des taches plus ou moins diffuses de couleur vert à brun-vert, une première auréole violacée, une seconde incolore et la troisième violacée ;
- d'anciennes amphiboles entièrement recristallisées en magnétite, clinopyroxène et plagioclase. La recristallisation de ces amphiboles est désordonnée, contrairement à ce que l'on observe dans les "basaltes porphyriques" intercalés dans le complexe bréchiq ;
- des magnétites ajourées à bords festonnés.

La mésostase est constituée de cubes de magnétite, de baguettes de clinopyroxène entre lesquelles cristallisent des petites plages feldspathiques et des cristaux de biotite orangés. La lame étudiée renferme une enclave formée de grandes plages poecililitiques de feldspath potassique, et de cristaux limpides de néphéline (?).

Coulée située à l'Est d'Escourolles et délimitée par les points cotés 1388, 1391, 1379 (éch. F11)

C'est un basalte sombre à structure microlitique porphyrique, très riche en olivines, facilement reconnaissable sur le terrain car c'est le seul à renfermer de gros nodules pluricentimétriques de lherzolite à spinelles bruns (picotite) lités. Certains cristaux contenus dans ces nodules, ayant subi de fortes contraintes lors de leur cristallisation, présentent des extinctions anormales : ils s'éteignent souvent par zones successives perpendiculairement à leur allongement.

Rocher de Laqueille (Vatin-Pérignon, 1966)

C'est un basalte sombre, à nombreux cristaux d'olivine et riche en verre brun (basanitofde mésohyaline).

I 22 X=636,3- Y= 318,93 - Z=1280 m			F 11a X=633,65 -Y= 319,45-Z=1370m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 42,75	Q 0	Si 40,16	SiO <sub>2</sub> 44,80	Q 0	Si 42,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 16,20	Or 9,75	Al <sub>3</sub> 17,93	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 13,64	Or 5,61	Al <sub>3</sub> 15,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6,00	Ab 13,79	Fe <sub>3</sub> 4,23	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4,22	Ab 17,82	Fe <sub>2</sub> 2,98
FeO 6,60	An 23,17	Fe <sup>2+</sup> 5,18	FeO 6,98	An 17,80	Fe 5,45
MgO 7,15	Ne 9,03	Mg 10,09	MgO 9,13	Ne 7,31	Mg 12,82
CaO 10,60	Di 16,07	Ca 10,66	CaO 11,09	Di 20,79	Ca 11,13
Na <sub>2</sub> O 3,60	He 1,71	Na 6,54	Na <sub>2</sub> O 3,70	He 4,12	Na 6,69
K <sub>2</sub> O 1,65	Fo 7,26	K 1,97	K <sub>2</sub> O 0,95	Fo 9,18	K 1,12
TiO <sub>2</sub> 3,25	Fa 9,97	Ti 2,25	TiO <sub>2</sub> 2,72	Fa 2,30	Ti 1,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 1,05	Mg 8,70	P 0,79	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,90	Mg 6,12	P 0,73
MnO 0,20	Ilm 6,17	Mn 0,17	MnO 0,18	Ilm 5,17	Mn 0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 0,25	Ap 2,49		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Ap 2,13	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 0,70			H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.		
T 100,00	Analyste : F. KELLER 1976		T 98,31	Analyste : P. WATELET 1976	
III. 4'. 4. 4. CIPW			III. 4 (5). 4. (4) 5 CIPW		
Basanite néphélinique foncée Rittmann			basalte à andésine Rittmann		
Basanite à structure cumulative R = 44 S = 23			basanite à nodules de périclites. R = 41,23 S = 14,34		

G 22 X=634,75 -Y= 318,40 - Z= 1350m			94 NVP X=635,7- Y= 316,7- Z=1264 m		
% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM	% d'oxydes	Norme CIPW	% des EM
SiO <sub>2</sub> 44,60	Q 0	Si 41,46	SiO <sub>2</sub> 44,55	Q 0	Si 41,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 11,94	Or 5,61	Al <sub>3</sub> 13,05	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 12,85	Or 8,90	Al <sub>3</sub> 13,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4,20	Ab 16,42	Fe <sub>2</sub> 2,90	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4,10	Ab 12,31	Fe <sub>2</sub> 2,91
FeO 7,40	An 16,31	Fe <sup>2+</sup> 5,75	FeO 7,15	An 17,51	Fe 5,70
MgO 12,12	Ne 4,86	Mg 16,90	MgO 11,70	Ne 6,39	Mg 16,31
CaO 10,81	Di 21,27	Ca 10,77	CaO 10,50	Pyr 24,21	Ca 10,50
Na <sub>2</sub> O 3,00	He 3,67	Na 5,41	Na <sub>2</sub> O 2,85	Per 16,98	Na 5,14
K <sub>2</sub> O 0,95	Fo 14,24	K 1,12	K <sub>2</sub> O 1,50	Ap 1,68	K 1,79
TiO <sub>2</sub> 2,70	Fa 3,11	Ti 1,84	TiO <sub>2</sub> 2,40	Min 10,59	Ti 1,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,90	Mg 6,09	P 0,67	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,75		P 0,56
MnO 0,17	Ilm 5,18	Mn 0,11	MnO 0,20		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> nd.	Ap 2,13		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 1,35		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> nd.			H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 0,35		
T 98,79	Analyste : P. WATELET 1976		T 100,25	Analyste : F. KELLER 1965 ( in N. VATIN-PERIGNON 1966.	
III. 4 (5). 4. 4. CIPW			III. (5) 6. 3. 4. CIPW		
Basalte à andésine Rittmann			Trachybasalte à andésine et olivine Rittmann		
Basanite R = 37,74 S = 17,15			Basanitofde mésohyaline. R = 39,75 S = 25,82		

## CONCLUSION A L'ETUDE DES BASALTES TERMINAUX

Le haut plateau du Limon ne permet pas à lui seul d'établir une chronologie relative des différents épanchements basaltiques. Les appareils y constituent des unités volcaniques isolées, très rarement imbriquées. Il faudrait reprendre pour cela l'étude détaillée de la partie basse de ce plateau où la couverture basaltique paraît beaucoup plus continue (carte géologique 1/50000 Riom-ès-Montagnes).

La coupe la plus complète que nous ayons se situe à l'aplomb du Puy de Niermont, sur le versant ouest. On y observe, de bas en haut :

- . une coulée de basalte sombre
- . une calotte de basalte clair doléritique
- . un culot de basalte sombre.

On pourrait voir dans cette succession la trilogie définie par Goër de Herve sur la planèze de Saint-Flour, à savoir :

- . une série "sombre" (ou sous-saturée) inférieure
- . une série "claire" (ou saturée) intermédiaire
- . une série "sombre" (ou sous-saturée) supérieure.

Si cette hypothèse se révélait exacte, elle signifierait que le cycle basaltique terminal est identique d'une planèze à l'autre.

Malgré de très mauvaises conditions d'affleurement, le plateau du Limon présente un très haut intérêt : celui de montrer l'image des premiers stades d'édification d'une planèze.

Une planèze s'édifie sur un substrat de brèches très plan, moins incliné que la surface de l'actuel plateau. La mise en place de la couverture basaltique résulte de la juxtaposition d'unités volcaniques indépendantes correspondant à des types d'activité variés. On peut en distinguer deux dont le rôle dans l'édification de la planèze est différent :

- . des plugs basaltiques sans écoulement latéral, perçant à peine la surface du plateau et représentant d'anciens remplissages cratériques déchaussés par l'érosion ;
- . des éruptions holo-effusives ou très peu explosives, véritables générateurs de la planèze.

Les nappes de basalte, épanchées "sur une surface de plusieurs km<sup>2</sup>, selon un mode planaire" (Goër de Herve, 1972), n'apparaissent qu'à l'aval du plateau. Il y a donc, comme lors des phases effusives de tous les grands strato-volcans, augmentation du volume des produits émis quand on se dirige vers l'aval. En tête du plateau, les chenaux fluviatiles, creusés dans les brèches postérieurement au volcanisme phonolitique, suffisaient à canaliser les émissions de basalte, accentuant le caractère discontinu des formations basaltiques, limitant leur extension à la seule surface du plateau, et expliquant ainsi qu'aucune coulée ne s'épanchait vers la zone déprimée située entre le plateau du Limon et celui de Golneuf.

SCHEMA  
VOLCANOLOGIQUE

## LEGENDE DE LA FIGURE 54

### LES BASALTES

	BASALTES CLAIRS
	BASALTES CLAIRS DOLERITIQUES
	BASALTES GRIS
	BASALTES SOMBRES
	BASALTES SOMBRES A NODULES DE LHERZOLITE
	BASALTES SOMBRES VITREUX
	SCORIES
	ANCIEN CÔNE STROMBOLIEN
	BRÈCHES DE DIATRÈME
	PLUGS BASALTIQUES
	CULOTS DE BASALTE SOMBRE
	RESTES DE TUFF-RING (10)
	FILON ET LAME

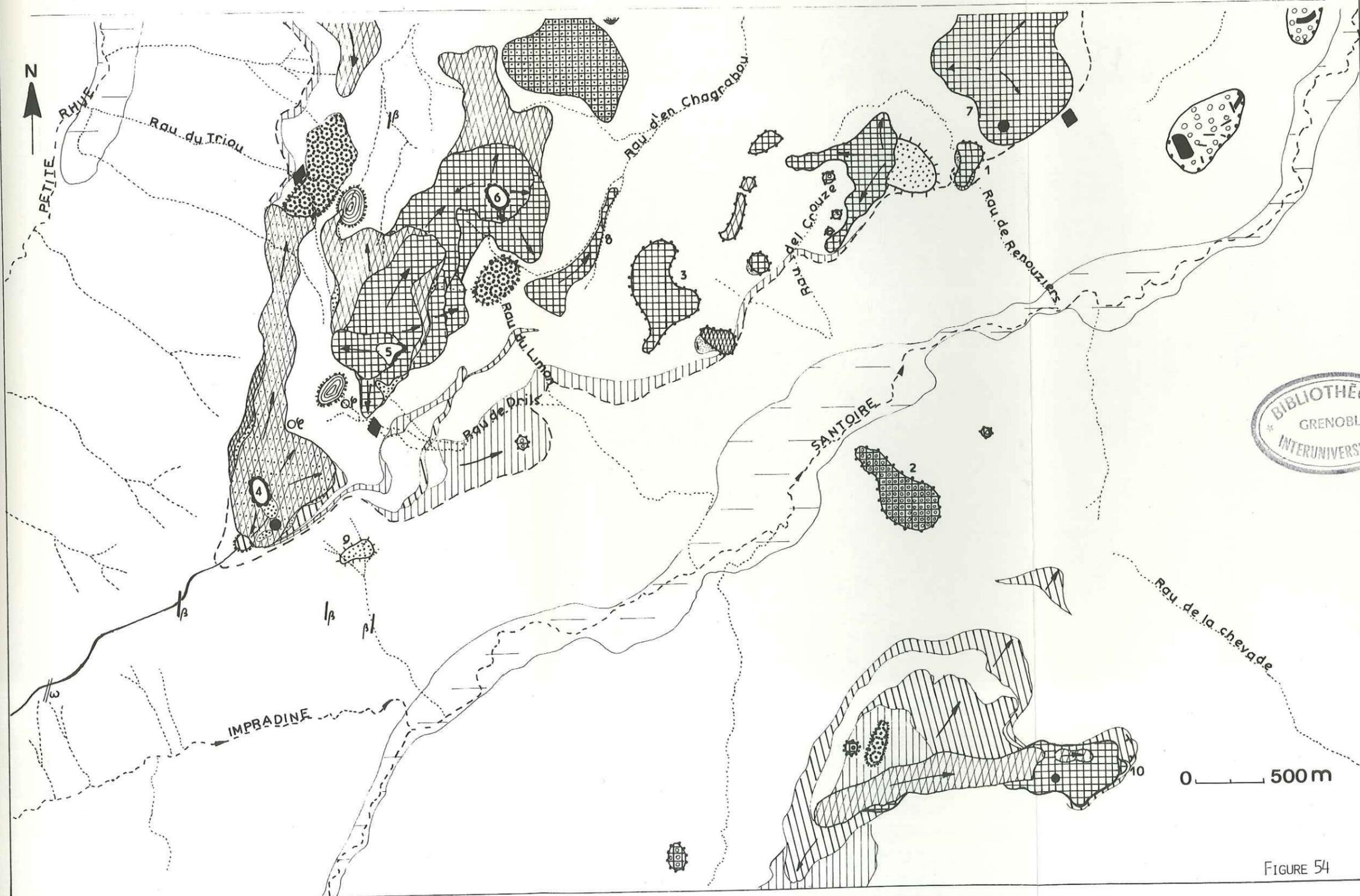
### SOUBASSEMENT DES BASALTES

	PHONOLITES
	RHYOLITES
	ORDANCHITES
	TRACHYANDÉSITES
	DÔMES
	POINTEMENT DE PHONOLITE
	GISEMENT PHONOLITIQUE CACHÉ
	ALLUVIONS POST-PHONOLITIQUES
	SENS D'ÉCOULEMENT

1 A 10 APPAREILS NUMÉROTÉS DANS L'ORDRE DE LEUR ÉTUDE (CF. TEXTE)

LE SOUBASSEMENT BRÉCHIQUE EST LAISSÉ EN BLANC

# SCHEMA VOLCANOLOGIQUE DES PLATEAUX DU LIMON ET DE GOLNEUF



BIBLIOTHÈQUE  
GRENOBLE  
\* INTERUNIVERSITAIRE \*

0 — 500 m

FIGURE 54

CHAPITRE VI

LES TERRAINS DE COUVERTURE

Les mauvaises conditions d'affleurement ne sont généralement pas liées à la présence d'une couverture épaisse et continue de formations superficielles ; ces dernières sont en effet peu représentées dans la haute vallée de la Santoire. Mais sur les versants d'une grande régularité, un faible recouvrement de terre arable suffit à masquer le substrat. On est donc conduit, faute d'informations, à ne cartographier que des terrains de couverture, alors que ceux-ci sont très certainement absents ou extrêmement réduits.

#### LES EBOULIS

Les éboulis sont essentiellement constitués aux dépens des formations de lave massive (coulées, protrusions, intrusions). Les éboulis basaltiques, non colonisés par la végétation, donnent de grands clapiers périglaciaires (Rocher de Laqueille, Puy de Niermont) qui se distinguent des éboulis trachyandésitiques recouverts de petits arbustes.

La forme des blocs, libérés par suite du diaclasage de la roche et des processus d'altération qui l'affectent, dépend essentiellement de la structure de la lave. Les basaltes doléritiques et les ordanchites donnent des dalles plus ou moins épaisses, les basaltes sombres et les trachyandésites des blocs anguleux, les basaltes sombres à altération "sonnenbrenner" de petits granules, les basaltes sombres en intrusion des fragments de colonnade.

#### LES MORAINES

La présence ou l'absence des dépôts glaciaires dans la région étudiée me conduisent à faire quelques remarques :

- Les moraines sont absentes dans la zone des sommets (Puy Mary, Peyre Arse, Puy Bataillouze, Puy de Seycheuse) et dans les vallées de la Santoire et de l'Impradine à l'amont de leur confluence.

- Dans le secteur situé entre Lavigerie et Dienne, les traces laissées par les glaciers sont encore extrêmement discrètes.

Les moraines des vallées subsistent sous forme de placages très discontinus accrochés aux versants, posés sur les épaulements de coulées ou tapissant le bas des versants. Elles sont de nature essentiellement trachyandésitique.

La vallée de la Petite Rhue sous le col de Serre (hameau de la Maurinie) possède une morphologie de bosses et de creux évoquant certaines formes d'accumulation glaciaire. Il ne s'agit en fait que d'une érosion du substrat bréchiue très légèrement colmaté par les formations quaternaires.

Les moraines des plateaux sont absentes dans l'axe du plateau du Limon. Les tourbières très peu épaisses situées entre le Puy de Niermont et le Signal du Limon se sont installées sur les formations bréchiques du substrat.

Seuls les chaos d'Escourrolles ( $x = 632,7$  ;  $y = 319,7$  ;  $z = 1388$  m), composés de basaltes clairs à structure doléritique, pourraient avoir une origine glaciaire. Toutefois, en l'absence de constituants allochtones, il est difficile de se prononcer. Selon Goër de Herve (1972), les phénomènes périglaciaires (désagrégation en boule, solifluction) peuvent aboutir à un résultat identique et "il n'apparaît aucun critère certain pour discerner les authentiques moraines monogéniques des accumulations périglaciaires". Les bergeries de Peyre Gairi, entre le Puy de Seycheuse et le Golneuf, sont entourées d'énormes boules de trachyandésite pour lesquelles le même problème se pose.

Les blocs de phonolite en concentration sur le plateau du Limon (p. 83) sont également des éléments subautochtones fournis par le substrat, et qui présentent tous les caractères morphoscopiques des blocs erratiques. N'ayant pas été, ou peu, déplacés par les glaciers, ils ont subi une usure sur place.

Seules les marges du plateau du Limon possèdent des blocs allochtones de trachyandésite remontés au-dessus de leur horizon stratigraphique (coulées de trachyandésite des formations terminales).

- A l'aval de Dienne, les moraines sont peu représentées. Accumulées de préférence dans des dépressions ou derrière des obstacles, elles ont une épaisseur qui varie de façon très sensible d'un point à un autre. Le ruisseau del Crouze au-dessus de Dienne est entaillé dans des moraines indurées, polygéniques (trachyandésites, basaltes, phonolites). Le bassin d'alimentation de ce ruisseau est un petit cirque d'où aurait pu partir une langue glaciaire.

En rive droite de la Santoire, à l'amont de Collanges, les apports glaciaires se limitent à de gros blocs de trachyandésite et de basalte porphyrique (p. 17) en contact direct avec le substrat. Quand ce dernier n'est pas visible, la seule présence des blocs, épars au milieu des champs (sous le village de Nozières), ne peut laisser présumer de l'importance des moraines.

Il n'existe sur le terrain étudié aucune accumulation glaciaire de forme caractéristique.

#### LES ECROULEMENTS ET LOUPES DE GLISSEMENT

Les écroulements sont très rares, contrairement à ce que l'on observe dans certaines vallées telles que la Cère ou même l'Alagnon. Ils se sont formés aux dépens des brèches trachyandésitiques, postérieurement au retrait des glaciers. Les plus caractéristiques se situent à l'extrémité nord-est du Peyre Arse, sur le versant droit de l'Impradine. Ils sont dus, soit à un départ en masse de tout un pan de falaise (Bade Bec, au-dessus du village de la Courbatière), soit à un écroulement de blocs qui a pu ultérieurement évoluer en glissement de terrain.

Ces mouvements ont certainement été facilités par la présence d'un niveau argileux (tufs lités intercalaires inférieurs, p. 75).

Les formations acides inférieures ont joué le même rôle en ce qui concerne les écroulements qui affectent le versant droit de la Petite Rhue au-dessus du hameau de la Maurinie.

## CHAPITRE VII

### MAGMATOLOGIE

*"Une logique élémentaire montre que les mégaphénomènes à l'échelle du million d'années et de la région, commandent statistiquement tous les microphénomènes chimiques se produisant à l'échelle locale et à l'échelle du cristal. Ces derniers ne peuvent, à eux seuls, définir une évolution dans le temps et dans l'espace.*

*L'évolution mégacinématique fait ainsi apparaître un phénomène d'ordre géologique dont tous les phénomènes microcinématiques d'ordre chimique ou gravitique, cristallogénique ou pneumatolytique, ne sont que des sous-produits locaux"*

(GLANGEAUD, 1962)

## A) METHODES D'ANALYSE

1) Eléments majeurs

71 analyses chimiques couvrent l'ensemble des formations volcaniques de la région étudiée :

- 9 sont anciennes (*in* Vatin-Pérignon, 1966) ;
- 15 ont été effectuées par voie humide à l'Institut Dolomieu (analyse F. Keller) et 3 par absorption atomique au laboratoire de géologie de Clermont-Ferrand (analystes F. Cantagrel et S. Couturié) ;
- 44 sont des analyses totales pour lesquelles plusieurs méthodes ont été utilisées conjointement :
  - . voie humide pour Si et Al (Institut géologique Albert-Lapparent-IGAL ; analystes : P. Bordet et P. Watelet) ;
  - . spectrométrie de flamme pour Na et K (IGAL ; analystes : P. Bordet et P. Watelet) ;
  - . absorption atomique pour Mn et Mg (Institut Dolomieu ; analystes : B. Uselle et P. Watelet) ;
  - . fluorescence X (Institut Dolomieu, laboratoire de G. Vivier ; analyste : P. Watelet). On a utilisé pour cela un tube au Cr, un cristal analyseur de LiF et un compteur proportionnel à flux gazeux.

Seuls le phosphore et l'eau n'ont pas été dosés.

- . Le pourcentage de  $P_2O_5$  est estimé en prenant pour chaque type pétrographique une valeur moyenne, calculée à partir des pourcentages connus.
- . Je considérerai que le pourcentage de l'eau est de l'ordre de 100 moins la somme des oxydes ; cette valeur est généralement surestimée compte-tenu du fait que le total d'une telle analyse ne doit guère excéder 99%.
- . Ne disposant que du Fer total, j'ai estimé les pourcentages respectifs de  $Fe_2O_3$  et FeO en utilisant l'approximation suivante :  $Fe_2O_3 = TiO_2 + 1,50$

Notons que les erreurs, peu nombreuses, imputables à de mauvais dosages sont facilement détectables. Il s'agit généralement d'un sous-dosage de la silice ou des alcalins, se traduisant dans les diagrammes géochimiques par une dispersion anormale du point représentatif de la roche. Ces erreurs se répercutent par ailleurs sur la terminologie employée dans les diagrammes de Rittmann (cf. annexes).

Les analyses ainsi obtenues manquent malgré tout d'homogénéité et doivent être utilisées avec précaution. Cependant, les éléments, dosés indépendamment les uns des autres par des méthodes appropriées,

le sont avec une meilleure précision. De plus, cette façon de procéder a permis d'obtenir un plus grand nombre d'analyses, suffisant pour une tentative d'interprétation magmatologique.

Les 71 analyses se répartissent comme suit :

- |   |  |   |
|---|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>. 2 trachytes subalcalins (xénolites)</li> <li>. 2 latites quartzifères (brèches)</li> <li>. 4 latites quartzifères (dômes)</li> <li>. 1 trachyandésite (dôme ?)</li> </ul>  |  | Formations acides inférieures                     |
| <ul style="list-style-type: none"> <li>. 1 trachyte subalcalin (coulée)</li> <li>. 6 latites (coulées)</li> <li>. 13 trachyandésites à cpx, hb ou olivine (coulées)</li> <li>. 2 trachyandésites à opx ("coulées")</li> <li>. 9 trachyandésites à 2 pyroxènes (brèches)</li> <li>. 1 "dacite" (brèche)</li> <li>. 1 latite (tuf)</li> </ul> |  | "Brèche inférieure"<br><br>Brèches intermédiaires |
| <ul style="list-style-type: none"> <li>. 4 basaltes porphyriques (coulées)</li> <li>. 5 latites (dômes)</li> <li>. 1 latite (coulée)</li> <li>. 6 ordanchites (coulées)</li> <li>. 5 phonolites (dômes)</li> <li>. 2 rhyolites (dômes)</li> <li>. 6 basaltes terminaux.</li> </ul>  |  | Formations terminales                             |

A ces 71 analyses, il faut ajouter 16 analyses incomplètes pour lesquelles seuls quelques éléments majeurs ont été dosés (cf. annexes).

2) Eléments traces

Trois éléments traces : Ba, Sr et Rb ont été dosés pour 105 échantillons. Le dosage est effectué par fluorescence X avec une cible au Mo, un cristal analyseur de LiF et un compteur à scintillation. Le seuil de détection de l'appareil se situe entre 5 et 10 ppm pour Rb, à 20 ppm pour Sr et à 100 ppm pour Ba. Les courbes d'étalonnage ont été construites à partir d'échantillons dosés par dilution isotopique dans différents laboratoires (C.R.P.G., Nancy ; U.S. Geological Survey). L'effet de matrice inhérent à la méthode a été minimisé par l'adoption de courbes différentes suivant la pétrographie de la roche analysée. Les erreurs dues aux fluctuations de l'appareil, au degré de tassement de la poudre, à la qualité du vide, etc... sont généralement inférieures à l'imprécision introduite par le choix de la courbe d'étalonnage.

Le lithium a été dosé par absorption atomique sur 59 échantillons grâce à la méthode des ajouts (ajout de 0,2 mg/l d'une solution de Li). L'appareil (varian techtron) a été utilisé avec les caractéristiques suivantes : longueur d'onde : 670,8 nm ; fente : 0,5 mm ; lampe : 5 mA ; flamme air acétylène. La courbe d'étalonnage a été établie à partir d'échantillons standards de l'U.S. Geological Survey.

B) GENERALITES

Tous les auteurs ayant étudié le volcanisme du massif canta-

lien s'accordent à définir deux tendances :

- l'une sous-saturée, issue d'un basalte alcalin riche en olivine, aboutirait, par l'intermédiaire des "labradorites" (trachyandésites basiques), à des ordanchites et des phonolites ;
- l'autre, moins alcaline, comporterait les basaltes pauvres en olivine, les andésites subplagioclasiques (trachyandésites), les andésites latitiques (latites ou trachyandésites leucocrates) et enfin les rhyolites.

Le mécanisme prédominant dans l'évolution de ces séries est la différenciation par cristallisation fractionnée.

- La saturation en silice de la seconde tendance traduirait pour certains une contamination par le socle sialique, d'autant plus importante qu'elle affecte des magmas différenciés (Brousse, 1971). Les rapports Sr87/Sr86 (Steller et Allègre, à paraître) indiquent également l'influence certaine de la croûte sialique dans l'évolution magmatique. En fait, la plupart des auteurs minimisent ces processus de contamination. Maury (1976) a montré que les échanges entre les enclaves de socle et le magma basique étaient très limités, excepté pour les alcalins et notamment le potassium. Dans ce cas, l'enrichissement en silice serait dû au fractionnement, sous forte pression d'eau, d'amphibole pargasitique, minéral très pauvre en SiO<sub>2</sub> (Mervoyer et al., 1973 ; Park, 1974 ; Demange, 1974 ; Mazet, 1975 ; Vatin-Pérignon et al., 1976). A l'aide de géothermomètres et géobaromètres, Maury (1976) a également montré que ces processus de cristallisation fractionnée s'effectuent à des pressions d'eau élevées (3 à 5 kb), à des températures modérées (800 à 1000° C) et sous forte fugacité d'oxygène.
- L'enrichissement en alcalins, et principalement en sodium, des termes les plus différenciés de la tendance sous saturée se produirait à la suite de la cristallisation d'un anorthose riche en potassium ("effet orthose"). Varet (1969) fait intervenir le jeu de la pression d'oxygène et du transfert gazeux pour expliquer le passage des phonolites miaskitiques (indice d'agpaïcité inférieur à 1,1) aux phonolites agpaïtiques hyperalcalines.

Dans ces interprétations magmatologiques, plusieurs données fondamentales sont généralement absentes ou négligées :

- les courbes de différenciation sont tracées sans tenir compte de leurs relations chronologiques. On aboutit donc à des évolutions magmatiques en contradiction avec les observations de terrain, à condition de ne pas admettre a priori, comme la plupart des auteurs, qu'il n'y a aucune relation nécessaire entre la différenciation et le déroulement chronologique des éruptions. On observe par exemple dans le temps la succession trachyandésite, ordanchite, phonolite ; or les basaltes considérés comme le magma parental n'apparaissent qu'après, postérieurement à un temps d'érosion prolongé ;
- ne sont analysées que les formations constituées de lave massive (coulées et protrusions) dont le volume n'excède sans doute pas 15 à 20% des produits émis. Ceci conduit :
  - à considérer les seules laves massives comme l'expression des magmas cantaliens ;
  - à délaisser les brèches et pyroclastites, beaucoup plus délicates

à étudier, représentant pourtant près de 80% des formations volcaniques, donc beaucoup plus représentatives du magma cantalien que les coulées et les protrusions. Les brèches, considérées comme des formations polygéniques riches en xénoclastes, n'ont jamais fait l'objet de nombreux prélèvements. Or, nous savons que leur polygénie n'est le plus souvent qu'apparente et que les blocs de cristallinités différentes sont représentatifs de la lave parentale.

### C) PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES REPLACES DANS LEUR CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE

On peut définir six grandes périodes, chacune d'elles étant caractérisée par un type pétrographique dominant.

STRATIGRAPHIE		TYPE PETROGRAPHIQUE DOMINANT	TYPES PETROGRAPHIQUES ACCESSOIRES
VI	Basaltes des plateaux	Basanites Basaltes doléritiques	
V	Formations terminales	Trachyandésites mésocrates à hb, cpx ou ol. Latites quartzifères Ordanchites, phonolites, rhyolites	
IV	Basaltes porphyriques	Basaltes mésocrates	
III	Brèches intermédiaires	Trachyandésites à 2 pyroxènes	Latites à hb Trachyandésites à hb et cpx
	"Brèche inférieure"	Trachyandésites à 2 pyroxènes	Trachyandésites à cpx (Brèche blanche)
II	Formations acides inférieures	Latites quartzifères	Trachytes subalcalins
I	Basaltes miocènes	Ankaramites →	Basaltes à tendance hawaïtique

~~~~~ Phase d'érosion

TABEAU IV

• Les formations les plus représentées sont :

- les latites quartzifères : 40%
- les trachyandésites à 2 pyroxènes : 40%
- les basaltes et trachyandésites mésocrates : plus de 15%

Les chiffres que je donne ne sont que des évaluations, effectuées en supposant que les latites quartzifères, essentiellement représentées par les formations acides inférieures, ont un volume comparable aux brèches trachyandésitiques. A l'intérieur du complexe bréchiq, les pourcentages respectifs des différents types pétrographiques ont été estimés sur une coupe verticale située à l'aplomb du plateau du Limon (log D), méthode préférable à celle qui consiste à estimer la

fréquence des matériaux en calculant la surface relative couverte (Brousse, 1971).;

- Les termes les plus différenciés (ordanchites, phonolites, rhyolites) représentent un volume infime.
- Il existe une diversification de plus en plus grande des types pétrographiques au cours du temps.
- On n'observe aucune intercalation basique dans les formations acides inférieures. En revanche, les récurrences acides sont nombreuses au sein du complexe bréchique.
- Les termes de transition semblent absents entre les différentes périodes, exception faite, peut-être, des trachyandésites à clinopyroxène (Brèche blanche) entre les formations acides inférieures et la "Brèche inférieure" (faciès basique).

#### D) PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES REPLACES DANS LES DIAGRAMMES DE KUNO ET DE JUNG & BROUSSE

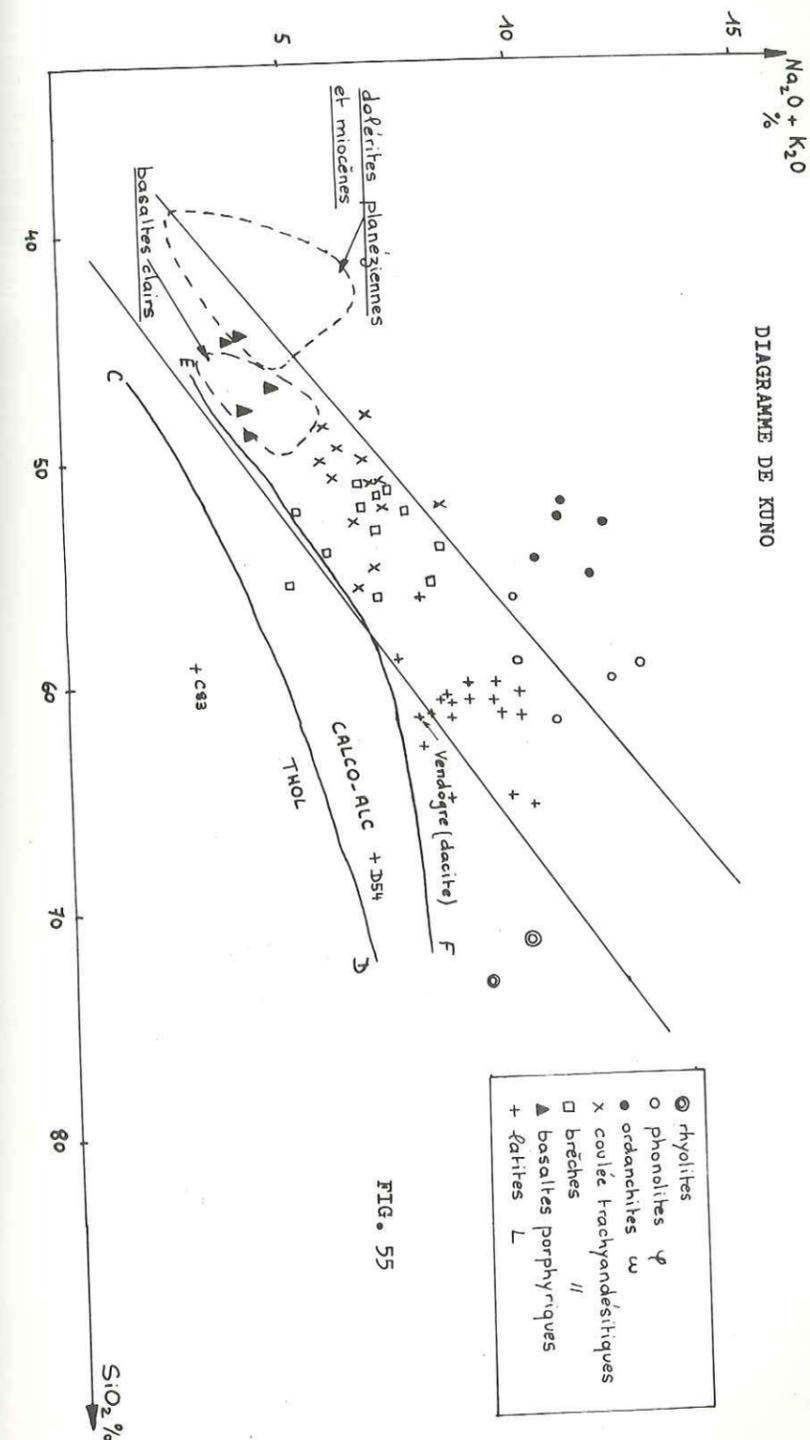
Le diagramme de Kuno (diagramme alcalins-silice) permet de visualiser le caractère alcalin des roches étudiées. Les quelques points situés sous la ligne EF sont des brèches ou des tufs ayant perdu leurs alcalins par altération. L'échantillon D54 est une latite quartzifère altérée et silicifiée (p. 63). Les lignes CD et EF (Kuno, 1960) délimitent trois domaines : ceux des roches tholéitiques, calco-alcalines et alcalines. La droite GH (Saggerson et Williams, 1961) sépare les séries moyennement alcalines des séries fortement alcalines. La droite AB sépare les tholéites des basaltes alcalins de Hawaï (Mac Donald et Katsura, 1964).

Le diagramme R/Si de Jung et Brousse sert de référence à toutes les analyses du Cantal : c'est à ce titre que je l'utilise. Les deux lignées magmatiques (sous-saturée et saturée) classiquement interprétées à partir de ce diagramme ne semblent pas être mises en évidence dans le cas des roches analysées. Seul se détache, au niveau des trachyandésites, le groupe des ordanchites et des phonolites.

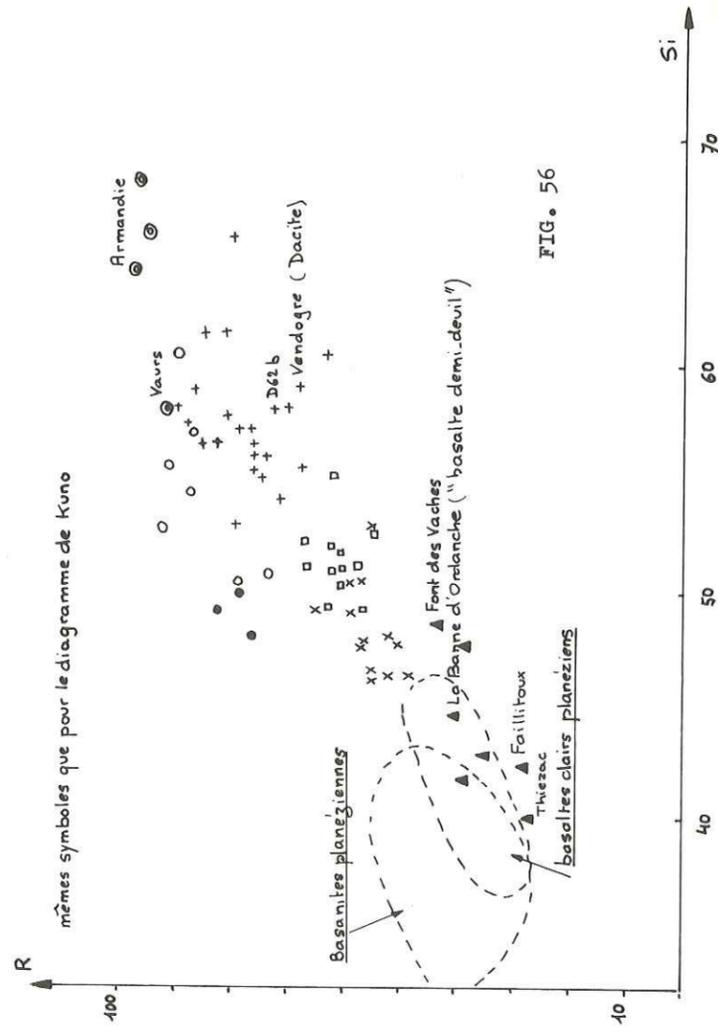
#### 1) Les basaltes

Ne possédant que peu d'analyses en ce qui concerne les basaltes miocènes et terminaux, j'ai utilisé les résultats obtenus par Maurizot-Blanc (1974) pour la planèze de Saint-Flour et ses environs :

- les basaltes miocènes présentent une tendance à la différenciation, depuis les ankaramites et les basanites jusqu'aux basaltes à tendance hawaïtique ;
- il existe à l'intérieur des basaltes terminaux une série "claire" (basaltes souvent doléritiques) et des séries "sombres" évoluant parallèlement. Les basaltes clairs, plus riches en olivine et moins riches en alcalins, ne peuvent dériver des basanites par différenciation. Une partie des basanites miocènes et planésiennes se situe du côté fortement alcalin, l'autre partie du côté moyennement alcalin. Tous les basaltes "clairs" à tendance hawaïtique (miocènes) et à tendance doléritique (pliocènes) se trouvent dans le champ moyennement alcalin.



## DIAGRAMME DE JUNG ET BROUSSE



Les basaltes porphyriques occupent la même position que les basaltes clairs dans le diagramme de Kuno.

## 2) Les trachyandésites

Ils se situent tous dans le domaine moyennement alcalin. Il est à remarquer que les trachyandésites à 2 pyroxènes (brèches :  $R = 62,13$  ;  $S = 34,46$  ;  $Si = 51,59$ ) sont dans l'ensemble plus riches en alcalins et silice que les trachyandésites mésocrates (coulées :  $R = 56,62$  ;  $S = 28,55$  ;  $Si = 48,39$ ).

## 3) Les latites

Les latites inférieures ( $R = 79,97$  ;  $S = 36,77$  ;  $Si = 58,05$ ) et les latites supérieures ( $R = 81,05$  ;  $S = 33,92$  ;  $Si = 57,64$ ) occupent une position identique.

Les latites à hornblende sont plus pauvres en alcalins et silice ( $R = 76,04$  ;  $S = 33,30$  ;  $Si = 55,04$ )

La latite à biotite et 2 pyroxènes ("dacite", éch. D62b) tombe dans le champ des latites quartzifères ; elle ne marque donc aucune tendance calcoalcaline.

## 4) Les ordanchites et phonolites

Ce sont, avec certaines basanites, les seules roches à se situer dans le domaine fortement alcalin. Les quelques points situés sous la droite GH sont des phonolites altérées ayant perdu des alcalins (éch. D26 et H64).

## E) PRESENTATION DE QUELQUES DIAGRAMMES GEOCHIMIQUES

Il ne s'agit pas d'une étude magmatologique complète et systématique. J'ai simplement tenté d'analyser les processus de fractionnement et de contamination grâce au comportement de quelques éléments (Ca, Fe, Ti, Sr - K, Ba, Rb), en faisant intervenir à la fois le facteur temps et l'importance relative des différents produits émis.

## 1) Rappel sur la géochimie des éléments incompatibles

- Le rubidium (Rb) est lié au potassium, aussi étudie-t-on surtout les variations du rapport K/Rb. On observe que les roches s'enrichissent en Rb avec la différenciation. Les termes différenciés montrent une diminution du rapport K/Rb, Rb augmentant environ deux fois plus vite que K. Rb se trouve en quantités décroissantes dans le verre, la biotite et la sanidine.
- Le strontium (Sr) est lié au calcium et au potassium. Il entre donc dans le plagioclase et le feldspath potassique. On ne le trouve ni dans les pyroxènes, ni dans les micas, mais il peut se substituer au calcium dans les amphiboles (hornblendes). Il est moins abondant dans le verre.
- Le baryum (Ba) est lié au potassium et entre surtout dans les felds-

paths potassiques et, en proportion deux fois moindre, dans la biotite. Ba se fixant dans les minéraux potassiques, sa concentration dans le magma augmente jusqu'à leur cristallisation. Le magma résiduel pourra alors être appauvri en Ba mais cela ne se produit qu'à des stades avancés de différenciation.

Au cours du fractionnement, Ba se concentre moins vite que Sr dans les feldspaths et, de ce fait, le rapport Ba/Sr diminue.

Ba a tendance à entrer dans les minéraux potassiques avant Rb ; le rapport Ba/Rb décroît donc avec le fractionnement.

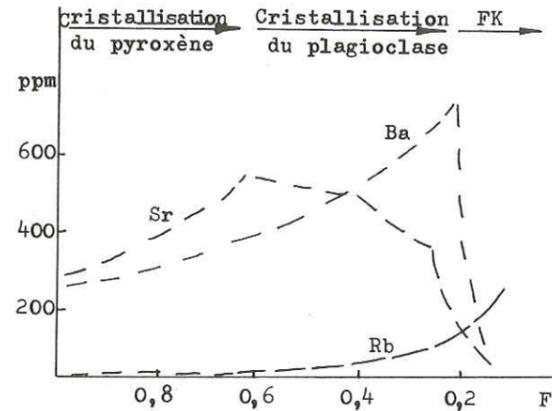


FIG. 57  
Diagramme de variation des concentrations en éléments traces dans le liquide en fonction de la fraction de magma résiduel (F) au cours de la différenciation par cristallisation fractionnée d'un basalte alcalin (série de Boina-Afar ; Varet, 1973)

- Le lithium (Li) se substitue plutôt à  $Mg^{+}$  et  $Fe^{++}$  qu'aux alcalins. Il entre de préférence dans les minéraux tardifs (biotite, plagioclase sodique) ; on constate en effet que sa concentration augmente avec la différenciation des magmas. On étudie surtout les variations du rapport Li/Mg. En fait, les variations assez faibles de concentration de Li limitent son intérêt.

2) Associations minérales rencontrées dans les trachyandésites s.l.

|      |         | Acidité → |      |      |         |
|------|---------|-----------|------|------|---------|
| M.P. | M.A.    | Olivine   | opx  | hb   | biotite |
|      | cpx     |           | ++++ |      | ++++    |
|      | hb      |           |      |      | Δ Δ Δ Δ |
|      | biotite |           | ++++ | ++++ | Δ Δ Δ Δ |

Δ Δ brèches et tufs  
++ dômes  
||||| coulées

La hauteur des figurés donne une idée du volume relatif des formations caractérisées par ces couples de minéraux

M.P. : minéral principal  
M.A. : minéral accessoire

TABLEAU V

3) Diagrammes K/Ca, K/Fe et K/Ti

Les trois diagrammes montrent pour les roches étudiées une très bonne corrélation négative entre K d'une part, Ca-Fe-Ti d'autre part. Elle pourrait évoquer un processus général de différenciation magmatique correspondant à la séparation des minéraux ferromagnésiens et des oxydes avec enrichissement du liquide résiduel en potassium. Toutefois, bien que des processus de cristallisation fractionnée aient lieu à l'intérieur de chaque groupe, cette apparente continuité ne tient compte ni de l'ordre de succession des émissions, ni de leurs volumes respectifs : les latites par exemple, essentiellement représentées par les formations acides inférieures, ne peuvent, compte-tenu de leur volume et de leur position stratigraphique, dériver des trachyandésites. Le diagramme K/Ca met clairement en évidence l'indépendance des basaltes par rapport aux autres types pétrographiques. Ceci est moins net dans les diagrammes K/Ti et K/Fe (non représentés ici) car certains trachyandésites mésocrates se situent dans le champ des basaltes.

4) Diagramme K/Rb

La plupart des points représentatifs de l'ensemble des roches étudiées s'alignent parallèlement à la "courbe d'évolution principale" définie par Shaw (1968) sur la base d'un traitement statistique approfondi et correspondant à la relation :  $\log Rb = 1,115 \log K + 1,597$ . Cette courbe concerne les séries pour lesquelles K est compris entre 0,002% et 8%, et Rb entre 0,1 et 500 ppm.

Il est intéressant de calculer, pour chaque type pétrographique, la valeur moyenne du rapport K/Rb définissant son degré de différenciation. La succession des différents termes par ordre de différenciation croissante est la suivante :

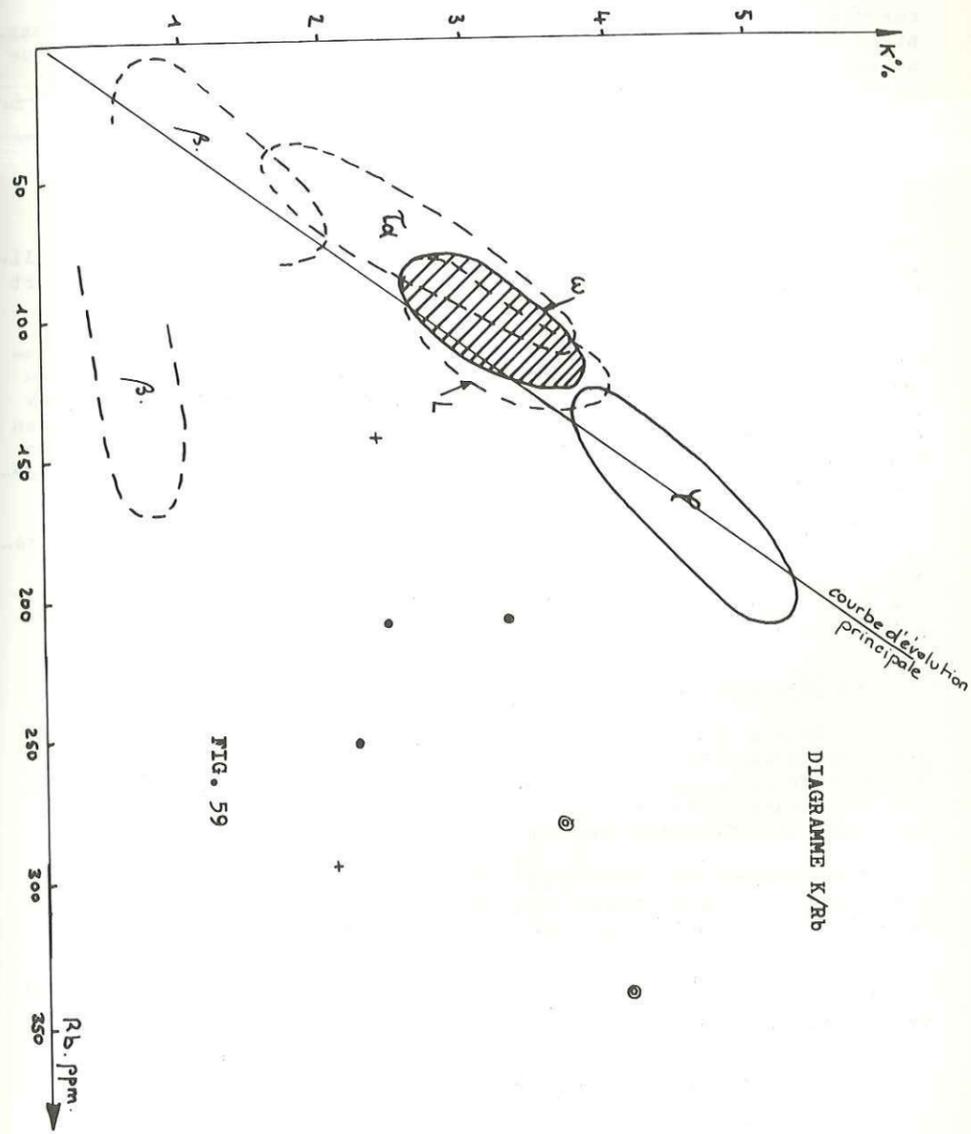
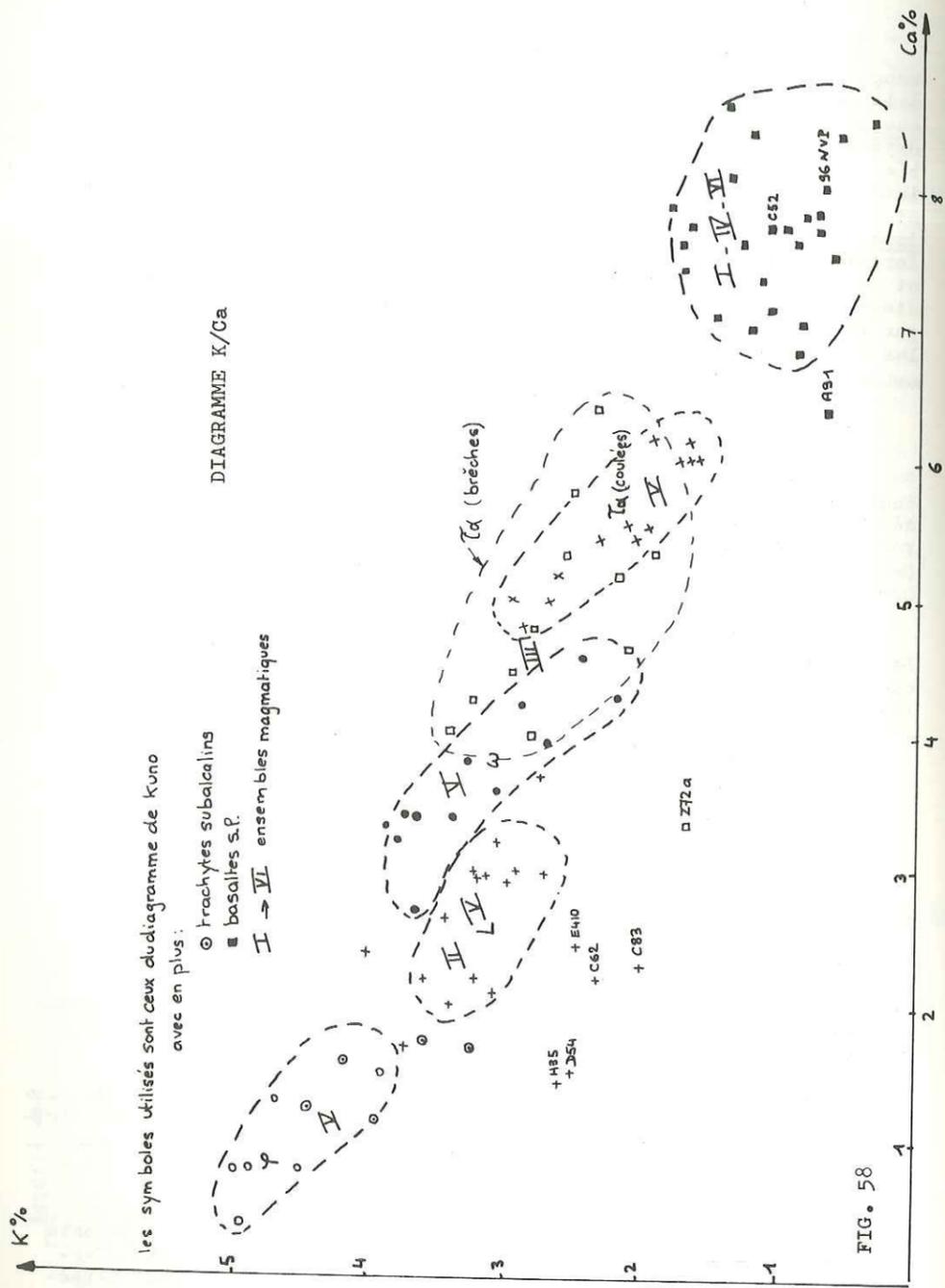
- trachyandésite 350
- ordanchite 315
- basalte 292
- latite 284
- phonolite 275

On peut constater que :

- les basaltes sont enrichis en rubidium ;
- les trachyandésites ne peuvent dériver de ces basaltes par simple cristallisation fractionnée ;
- les phonolites et ordanchites ne constituent pas une lignée indépendante. L'interprétation des résultats porte à croire qu'elles dérivent respectivement des trachyandésites et des latites.

Pour ce calcul, ont été retirés tous les points fortement enrichis en Rb. En effet, l'augmentation des teneurs en Rb dans les phases résiduelles détruit la corrélation positive entre K et Rb. C'est le cas pour les ponces (éch. C62 et C83), les rhyolites (éch. I22 et D34) et quelques ordanchites (éch. H62, H63 et J65).

Le cas des basaltes est plus délicat à expliquer. On a déjà noté pour ce groupe de roches une tendance à l'enrichissement en Rb. Certains échantillons ont une teneur anormalement haute, qui peut dépasser



ser 150 ppm alors qu'elle n'est en moyenne que de 43 ; Maurizot-Blanc (1974) a fait exactement la même observation à propos des basaltes de la planète de Saint-Flour. Les dolérites planésiennes ne sont, semble-t-il, pas affectées par ce phénomène. Un tel enrichissement pourrait correspondre à la contamination par la croûte sialique des seules basanites (miocènes et planésiennes), hypothèse corroborée par le fait que seules ces dernières renferment des enclaves de socle ; il pourrait peut-être se trouver influencé par des phénomènes post-magmatiques (basaltes miocènes).

#### 5) Diagramme K/Rb-Rb

Il permet de discriminer nettement le comportement des roches moyennement alcalines de celui des roches fortement alcalines (phonolites et ordanchites) caractérisées par une faible diminution du rapport K/Rb pour une augmentation importante de Rb.

Basaltes, trachyandésites et latites dessinent trois courbes, parallèles à la ligne de différenciation des Petites Antilles. Ces tendances traduisent pour chacun des groupes des séparations de minéraux (olivine, clinopyroxène et hornblende). Du fait de cette disposition en enveloppes, les latites ne peuvent dériver des trachyandésites par un simple processus de différenciation, celui-ci n'expliquant pas les fortes augmentations en K.

Il est intéressant de constater que les nuages de latites quartzifères se situent sur la courbe de mélange granite-basalte (Dupuy, 1970). Aucun point ne se trouve près du pôle granitique. Trachytes et rhyolites sont, soit fortement enrichis en Rb (éch. D34 et I22), soit appauvris (éch. I43, D64 et J32).

#### 6) Diagramme K/Ba

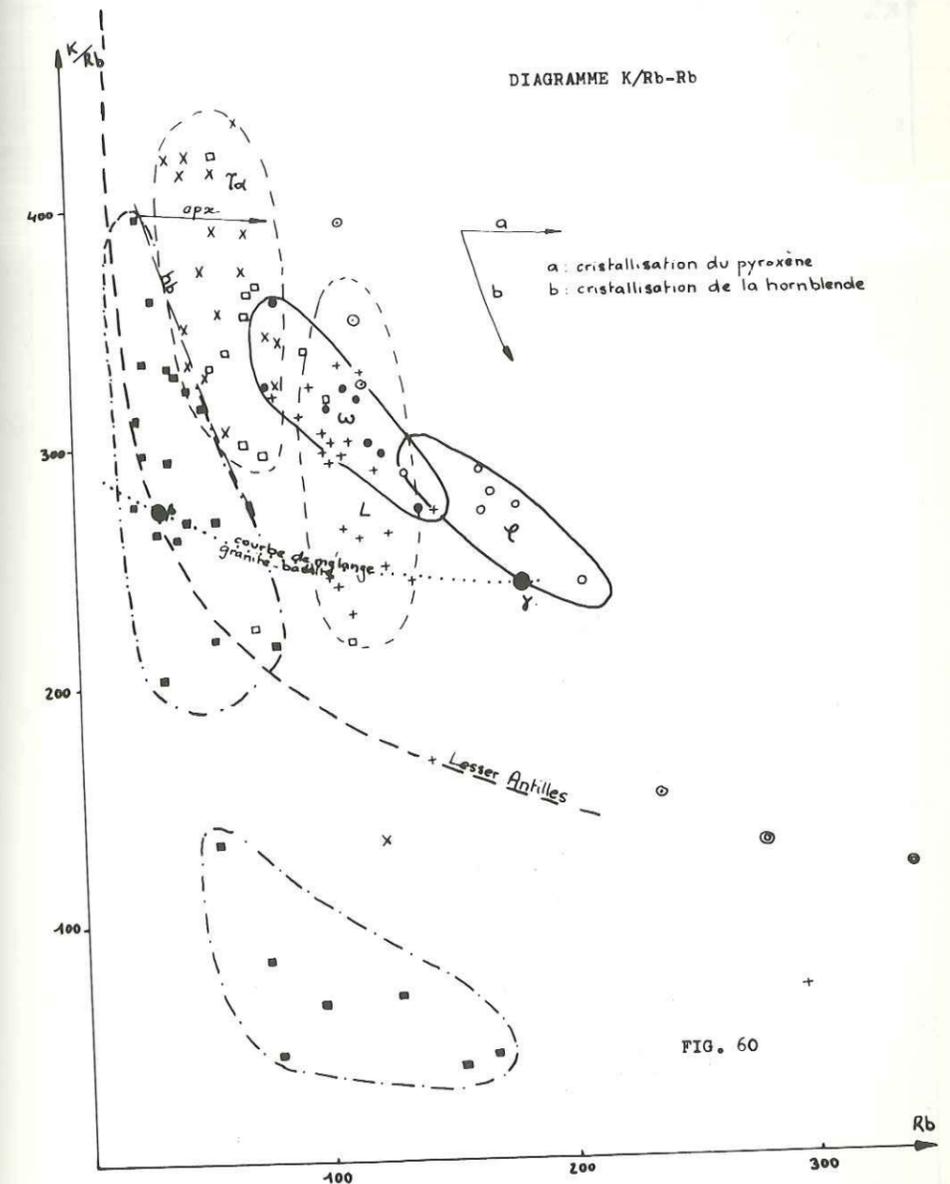
Il existe pour les basaltes terminaux une assez bonne corrélation positive entre K et Ba. L'hypothèse de la différenciation par cristallisation fractionnée n'est pourtant pas à retenir puisque les basaltes les plus leucocrates (basaltes porphyriques et basaltes doléritiques) sont également les plus pauvres en K et en Ba.

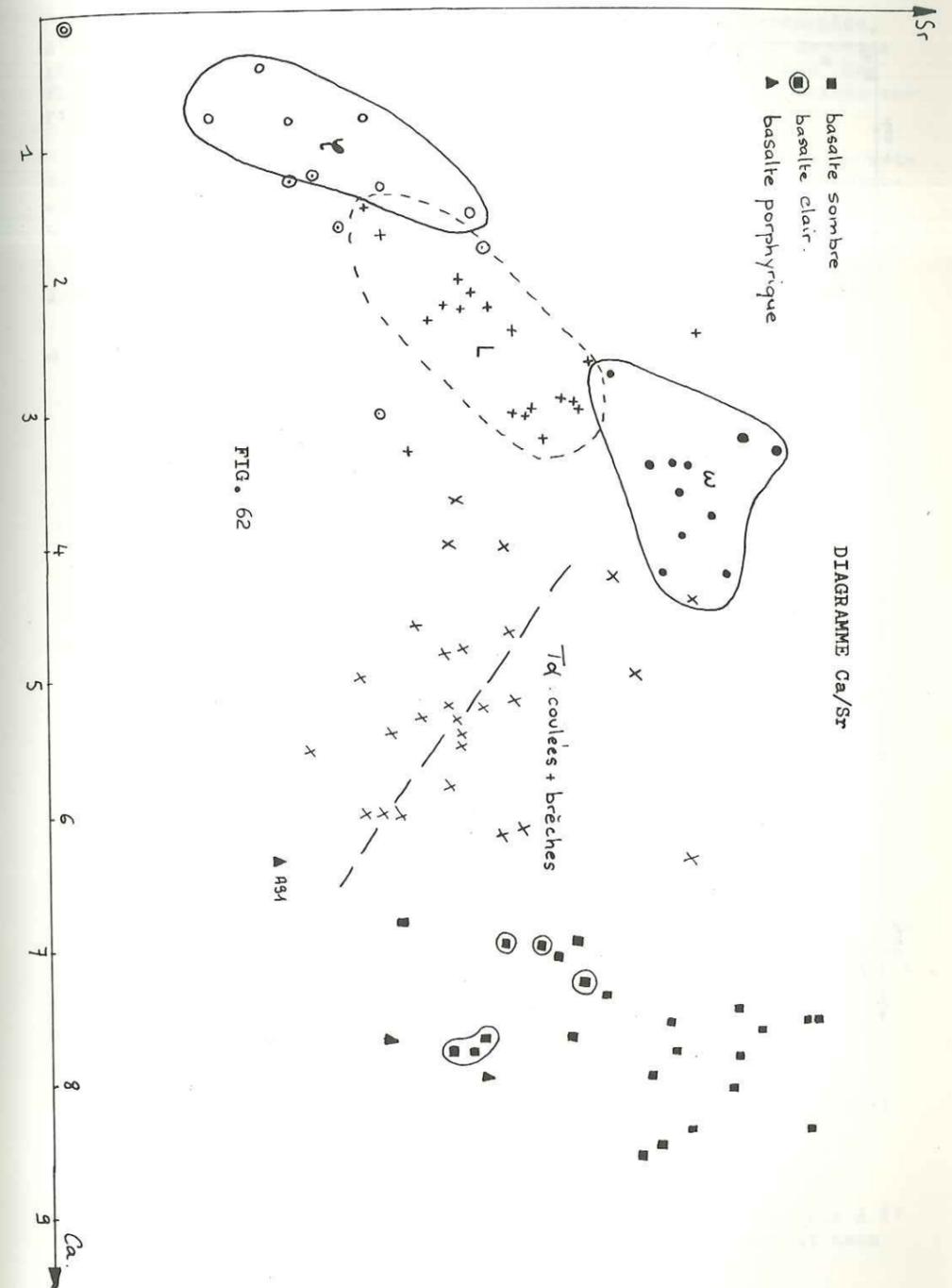
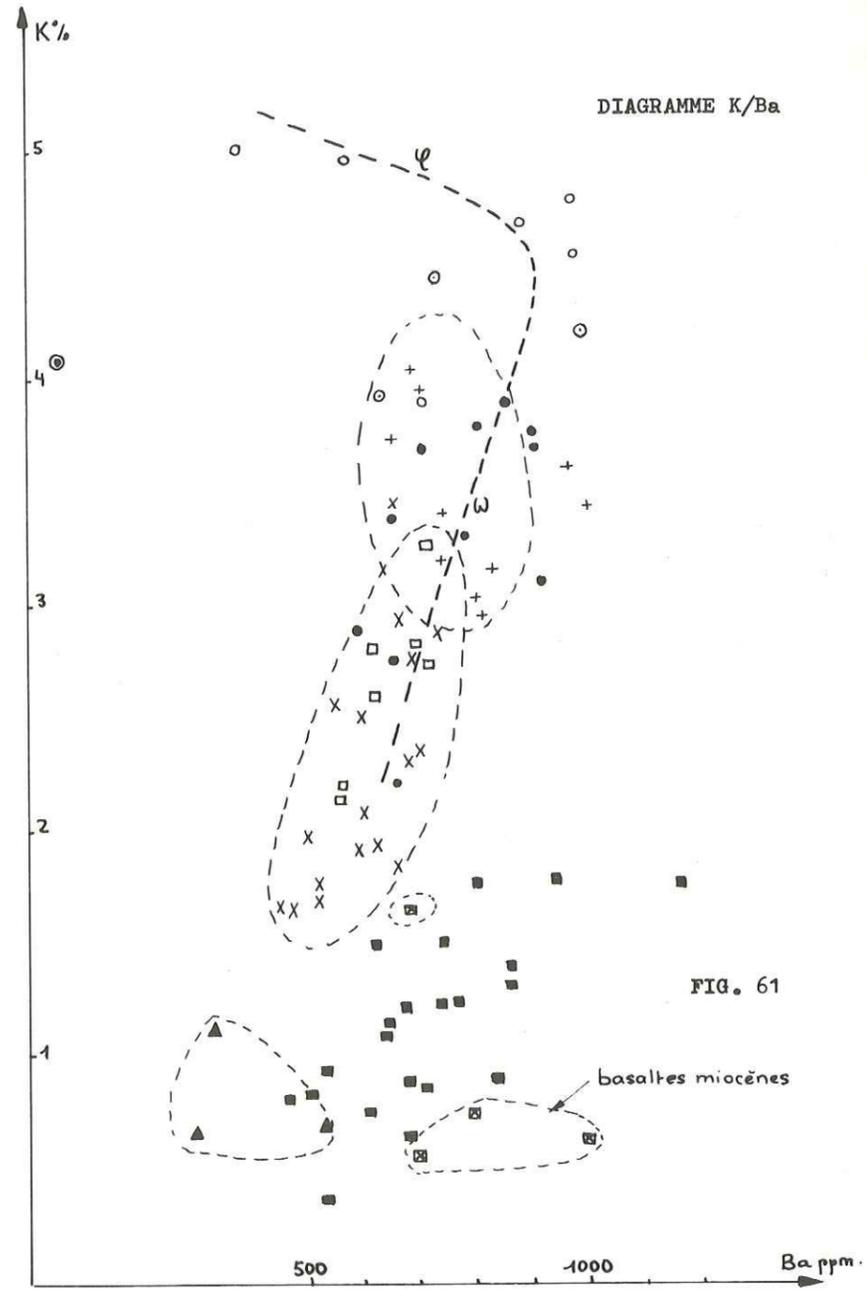
Les basaltes miocènes montrent une forte augmentation en Ba pour une teneur en K sensiblement constante ; il n'est pas exclu que Ba, comme Rb, soit sensible aux phénomènes post-magmatiques.

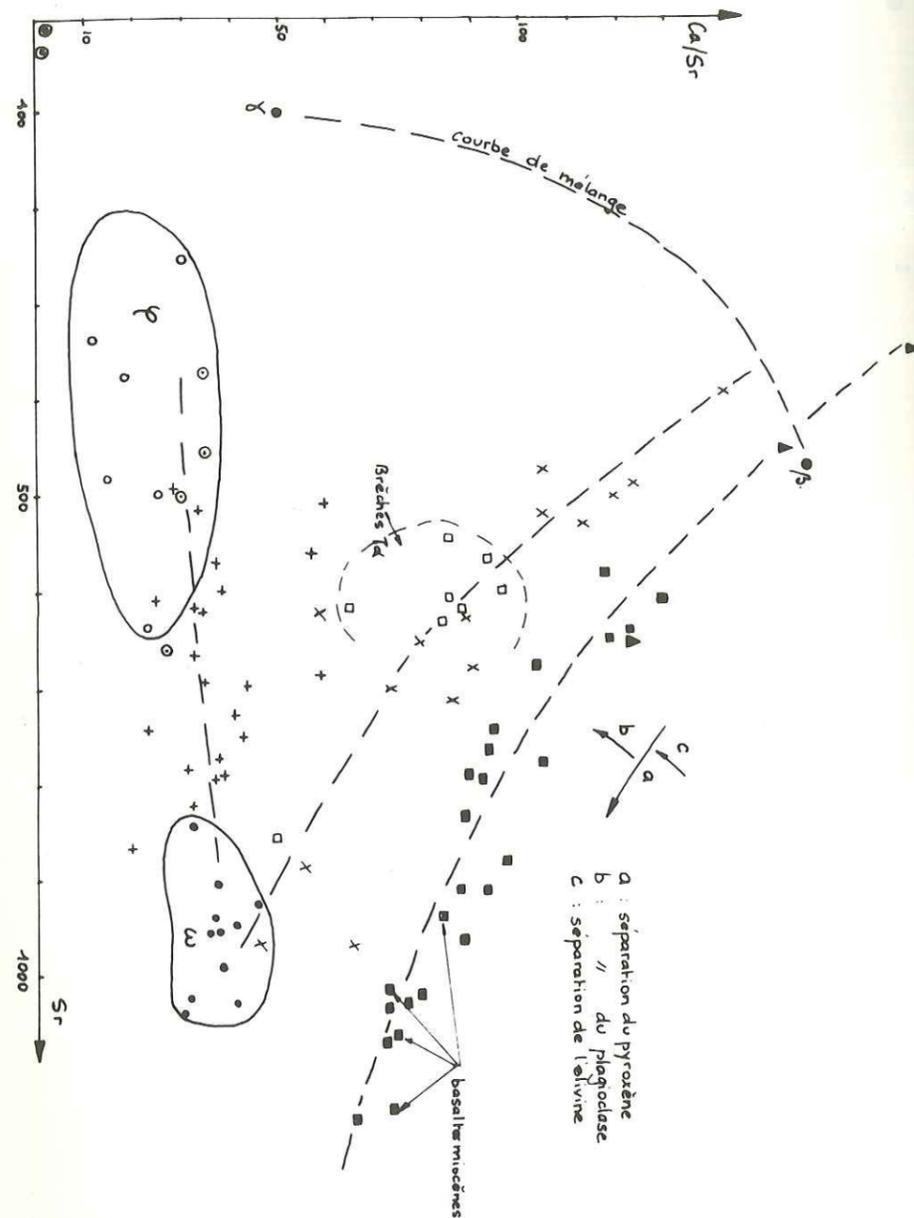
Par contre, les basaltes porphyriques montrent un appauvrissement en Ba ; ils se situent donc dans le prolongement de la lignée des roches intermédiaires.

#### 7) Diagramme Mg/Li (non représenté ici)

La répartition du lithium, aussi bien dans les roches acides (trachytes subalcalins, latites, latites quartzifères) que dans les trachyandésites, montre une très forte dispersion : de 4 à 60 ppm pour les roches acides, avec un mode peu marqué entre 14 et 18 ppm ; de 3 à 72 ppm pour les trachyandésites.







Les variations des teneurs en Li sont directement subordonnées, d'une part à sa concentration dans le verre et à l'abondance de cette phase (Dupuy, 1970), d'autre part à l'existence de circulation de fluides. Il est à noter que les brèches trachyandésitiques, parfois enrichies en lithium, possèdent un pourcentage important de verre.

Pour les trachyandésites s.l., il n'existe aucune corrélation nette entre Mg et Li. Toutefois, aux plus fortes teneurs en Mg correspondent parfois les plus basses teneurs en Li, ce qui est contraire à la corrélation positive Mg/Li généralement définie.

Dans le cas des roches fortement alcalines (ordanchites et phonolites), on observe une corrélation négative entre ces deux éléments.

#### 8) Diagrammes Ca/Sr et Ca/Sr-Sr

- Ils mettent en évidence un hiatus entre les phonolites et les ordanchites et semblent confirmer l'hypothèse que ces roches sont à rapprocher respectivement des latites et des trachyandésites, leur alcalinité et leur sous-saturation s'expliquant par un phénomène greffé sur la cristallisation fractionnée.
- Pour les trachyandésites à deux pyroxènes, le comportement de Sr semble indépendant de Ca. On note en effet une dispersion de leurs points représentatifs.
- Les latites s.l., les trachytes subalcalins et les phonolites montrent une très bonne corrélation positive entre Ca et Sr, due à la cristallisation d'un plagioclase de plus en plus sodique puis à celle du feldspath potassique.
- Le passage des trachyandésites aux latites par cristallisation fractionnée, possible en théorie sur ces diagrammes, ne s'accorde ni avec la succession chronologique, ni avec l'importance des produits émis.
- La courbe passant par les points moyens des latites et des trachyandésites à deux pyroxènes est parallèle à la courbe de mélange granite-basalte (Dupuy, 1970) ; les termes de passage entre ces deux pôles sont rares et présentent de plus des particularités minéralogiques notables (éch. D62b, "dacite" à orthopyroxène et biotite).
- Il est à noter que les basaltes porphyriques se situent près du pôle basaltique de la courbe de mélange granite-basalte. La même constatation a été faite à partir du diagramme K/Ba-Ba (non représenté ici).

#### F) INTERPRÉTATION MAGMATOLOGIQUE

J'ai tenté d'interpréter l'ensemble des données qui précèdent en m'appuyant sur des critères chronologiques, pétrologiques et structuraux.

##### 1) Critères chronologiques

Abstraction faite de tous les microphénomènes se produisant à l'échelle locale, cinq grands ensembles magmatiques se succèdent dans le temps :

- l'ensemble des basaltes "miocènes" ;
- un ensemble latitique ;
- un ensemble trachyandésitique (essentiellement trachyandésites à deux pyroxènes) ;
- un ensemble à alternance de trachyandésites, de latites quartzifères et de roches alcalines différenciées (ordanchites et phonolites) ;
- l'ensemble des basaltes terminaux.

L'étude de terrain permet de penser qu'il existe trois longues périodes d'interruption de l'activité volcanique : la première au sommet des basaltes miocènes, la seconde au toit de l'ensemble latitique et la troisième à la base des basaltes terminaux. Il faut d'autre part souligner la présence d'un épisode basaltique (basaltes porphyriques) qui pourrait se situer au sommet de l'ensemble trachyandésitique. Chaque ensemble de roches intermédiaires est donc précédé soit d'une période d'accalmie, soit d'un épisode basaltique.

### 2) Critères pétrologiques

- La cristallisation fractionnée est le mécanisme dominant à l'intérieur de chaque groupe, mais il ne permet pas d'expliquer le passage d'un groupe à l'autre, notamment celui des basaltes aux trachyandésites et celui des trachyandésites aux latites.
- Les phonolites et les ordanchites pourraient dériver respectivement des latites et des trachyandésites, mais les phénomènes de cristallisation fractionnée ne justifient pas à eux seuls l'enrichissement en sodium.
- Les trachyandésites du deuxième ensemble magmatique (K mugarite de Maury, 1976) se caractérisent par la présence d'orthopyroxène et l'absence d'olivine, ce qui se traduit dans la norme par l'apparition de quartz normatif. Ils peuvent renfermer des enclaves de gneiss à sillimanite.
- Les trachyandésites de l'avant-dernier ensemble magmatique (K hawaites de Maury, 1976) sont beaucoup plus basiques et montrent une évolution par cristallisation fractionnée (diagramme Ca/Sr-Sr).
- Les tufs et brèches latitiques renferment des enclaves de granite ou de gneiss à deux micas.
- Il n'existe dans l'ensemble latitique inférieur aucune intercalation de trachyandésites. Les quelques coulées de latites intercalées dans l'ensemble trachyandésitique possèdent à la fois certains des caractères des latites quartzifères (% élevé de quartz normatif) et des trachyandésites (absence de biotite primaire ; présence dans certains cas de microcristaux d'olivine résorbés : éch. C61). Les niveaux de tufs (tufs lités intercalaires) possèdent par contre tous les caractères des latites quartzifères.

### 3) Critères structuraux

Le remplissage de la fosse volcano-tectonique infra-cantaliennne demeure inconnu.

On pourrait imaginer que ce remplissage, à l'image de celui du

Mont-Dore, est de nature rhyolitique. Mais les formations acides inférieures au coeur du massif sont essentiellement latitiques et ne contiennent que des xénolites de socle (granite et micaschistes), jamais de rhyolite. Quant aux dômes rhyolitiques du fond des vallées de la Cère et de la Jordanne, leur volume est extrêmement faible.

Or, on sait maintenant que les sondages géophysiques dans la région de Dienne ont traversé l'Oligocène sur 300 m. Cette épaisseur, bien que considérable, est analogue à celle trouvée dans la vallée de l'Alagnon.

La fosse cantalienne pourrait donc être un fossé de subsidence, comblé de sédiments lacustres recouverts de formations volcaniques essentiellement latitiques.

Le passage du troisième au quatrième ensemble (passage des brèches intermédiaires aux formations terminales) se traduit par des différences notables de dynamisme : l'activité volcanique se décentralise et devient plus effusive. Sur le plan pétrographiques, les produits se diversifient.

### 4) Modèle d'évolution magmatique

Compte-tenu de toutes ces observations, je proposerai un modèle qui fasse intervenir la croûte sialique et dans lequel la différenciation fractionnée, considérée comme le mécanisme prédominant d'évolution des séries cantaliennes, n'apparaîtrait plus comme le seul phénomène. Dans ce modèle, le facteur temps est l'élément primordial.

Deux phénomènes me semblent essentiels dans toute évolution magmatique :

- un basalte est émis à l'air libre dans la mesure où son ascension consécutive à une phase de distension s'est faite rapidement ;
- dès qu'un magma basaltique séjourne longtemps en profondeur, il se différencie. Ce sont donc des produits différenciés qui arriveront à la surface.

#### a) L'ensemble des basaltes "miocènes"

Les premiers mouvements de distension qui affectent le socle du Cantal à la fin de l'Oligocène permettent l'arrivée en surface des premières laves basaltiques, plus ou moins contaminées par la croûte sialique (enrichissement en Ba et Rb). Ces laves proviennent d'un magma basique alcalin issu de la fusion partielle de roches du manteau supérieur (Steller et Allègre, à paraître).

#### b) Les ensembles latitique et trachyandésitique

Le magma basique peut provoquer au contact de la croûte, par suite d'une augmentation de chaleur au-dessus du liquidus granitique, une "anatéxie de contact". Les produits de cette fusion partielle se mettent en place sous forme de dômes rhyolitiques. Il s'agit là de phénomènes ponctuels, n'engendrant qu'une petite quantité des laves émises. Il faut, pour expliquer l'énorme volume des formations latitiques, envisager d'autres mécanismes.

On peut émettre l'hypothèse de la contamination réciproque (hybridation) d'un magma palingénétique et d'un magma basique, modifiant leur composition chimique initiale. Ce modèle, similaire à celui de Glangeaud pour le Mont-Dore a été suggéré par Goër de Herve pour le Cantal (1971). Il suppose, d'une part l'existence d'un magma palingénétique de volume largement supérieur à celui des rares formations rhyolitiques connues, d'autre part que les deux stocks, latitique et trachyandésitique, issus du mélange des deux magmas initiaux soient émis simultanément, ce qui n'est pas le cas.

Je préfère envisager le modèle de la contamination d'un magma basique par la croûte sialique, sans l'intervention d'un magma palingénétique, du moins en tant que facteur dominant. Ainsi, une première montée de magma basique en provenance du manteau aboutirait par contamination à des latites quartzifères, et une seconde montée à des trachyandésites à deux pyroxènes. La présence d'orthopyroxène et d'enclaves à spinelle vert dans les brèches trachyandésitiques seraient des témoins de contamination crustale. La genèse de ces magmas a dû s'effectuer sous forte pression d'eau dans des chambres profondes. C'est la surpression des gaz qui provoque la rupture du toit et conduit à la libération brutale du magma émulsionné. Les processus de cristallisation fractionnée doivent être relativement limités, des courants de convection s'opposant à leur installation. En effet, une cristallisation fractionnée importante devrait se justifier par l'émission de produits diversifiés ; or, les formations acides inférieures sont chimiquement très homogènes.

c) L'ensemble à alternance de trachyandésites, de latites quartzifères et de roches alcalines différenciées (ordanchites et phonolites)

Plusieurs phénomènes interviennent à ce niveau :

- la migration des chambres magmatiques vers les parties plus périphériques du massif. On peut imaginer que les failles de socle qui guident le magma vers la surface s'amortissent dans les formations volcaniques situées au-dessus de la fosse volcano-tectonique, alors qu'elles peuvent rejouer plus à la périphérie, là où les formations sont moins épaisses ;
- l'émission de basaltes mésocrates.

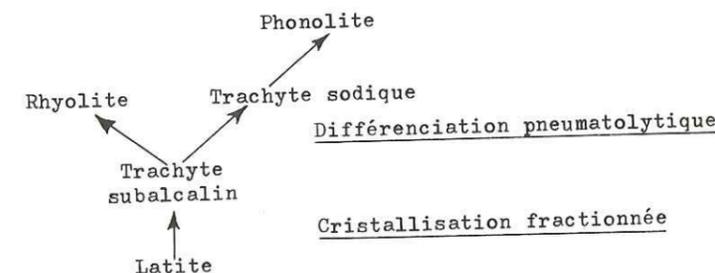
Ces basaltes mésocrates, bien que peu représentés volumétriquement, me paraissent d'un grand intérêt. Ils ne sont émis que très exceptionnellement, soit sous forme de roches grenues (la Font des Vaches) ou de brèches (Brèche de Rolland) au centre du massif, soit sous forme de coulées plus à la périphérie.

Dans la majorité des cas, le magma générateur évolue par cristallisation fractionnée et donne des trachyandésites (termes à olivine, puis à clinopyroxène, puis à clinopyroxène et hornblende) et des latites quartzifères. Ces deux dérivés sont sollicités à monter vers la surface et à évoluer séparément en subissant d'abord des phénomènes de cristallisation fractionnée puis une "différenciation pneumatolytique" (Rittman, 1963) dans les parties hautes de la croûte, là où la viscosité est moins importante.

La solubilité des composés pneumatophiles diminuant avec la pression au fur et à mesure que le magma s'élève, de nombreux éléments, et

notamment le sodium et le rubidium, passent dans la partie supérieure du réservoir magmatique, aboutissant ainsi à une hyperalcalinité et à une "désilicification" relative des produits les plus différenciés. Les ordanchites pourraient donc dériver de certains trachyandésites par différenciation pneumatolytique (Rittman, 1963).

Par cristallisation fractionnée, le magma latitique évoluera vers des trachytes subalcalins (éch. D64 et I43). A l'intérieur de ces derniers, un déplacement du sodium et des autres éléments pneumatophiles (Ti, P, Mn, Li) entraînera une silicification à la base et une alcalinisation au sommet du réservoir.



Le modèle de la différenciation pneumatolytique emprunté à Rittman, précédé d'une différenciation par cristallisation fractionnée, explique à mon sens assez bien la variété des produits émis dans cet avant-dernier ensemble magmatique, le faible volume des formations et surtout la coexistence de trachyandésites, d'ordanchites, de latites, de trachytes et de phonolites dont les émissions à l'échelle géologique sont quasi simultanées.

d) L'ensemble des basaltes terminaux

Cet ensemble se caractérise par l'apparition de deux séries basaltiques : une série de basaltes mésocrates à structure généralement doléritique et une série de basanites. Selon-Maurizot-Blanc (1974), chacune d'elles serait 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. Mais nous avons vu, au Puy de Niermont, la calotte doléritique "claire" passer à la base à un basalte "sombre" banal. Si une telle observation se renouvelait ailleurs, l'hypothèse de Maurizot-Blanc serait à reconsidérer.

CONCLUSION A L'ETUDE MAGMATOLOGIQUE

Après l'émission des premières coulées basaltiques apparaissent deux ensembles magmatiques bien distincts, chimiquement très homogènes, issus de deux stocks de magmas alcalins mantelliques, et dont l'évolution met essentiellement en cause la contamination crustale. Les phénomènes de cristallisation fractionnée y sont sans doute assez limités. Les produits émis sont essentiellement pyroclastiques et l'activité est localisée au centre du massif.

Une troisième montée de basalte, très exceptionnellement exprimée en surface, conduit par cristallisation fractionnée à des trachyandésites basiques et des latites quartzifères dont seraient respectivement issues, par différenciation pneumatolytique, des ordanchites et des phonolites. Les produits émis sont essentiellement effusifs (coulées et dômes) et très diversifiés d'un point de vue pétrographique. L'activité, suite à l'effondrement du coeur du massif (cf. p. 208, conclusion générale), se décentralise.

L'activité volcanique dans le Cantal se termine par des émissions de basaltes clairs à tendance doléritique et de basanites dont l'origine n'est pas encore complètement élucidée.

CONCLUSION

Un certain nombre de données nouvelles se dégagent de cette étude :

Dans le domaine de la stratigraphie, ont été mis en évidence :

- des lahars, contemporains des premières coulées pyroclastiques acides, formés essentiellement aux dépens des formations du substrat oligocène et basaltique, et dont l'une des caractéristiques est la présence d'argiles d'altération d'origine basaltique, rouges.
- des formations latitiques surmontant les basaltes miocènes et apparaissant en fenêtre sous les brèches trachyandésitiques. Elles peuvent être remaniées sous forme de lahars ponceux dont on retrouve encore des témoins à la périphérie du massif (coupe du Puy Courny par exemple) ;
- une période d'érosion affectant le toit de la "Brèche inférieure", unité basale des écoulements pyroclastiques trachyandésitiques. Cette phase érosive est à l'origine de dépôts volcano-détritiques (classés antérieurement sous le vocable de volcano-sédimentaires) ;
- un niveau repère très étendu de cendres et de ponces (tufs lités intercalaires inférieurs), en relation avec une coulée pyroclastique située plus à l'amont. Ces tufs lités seraient l'équivalent stratigraphique de certaines nappes de ponces périphériques de l'Ouest du massif (Cheylade, la Peyre del Cros) ;
- un épisode basaltique (basaltes porphyriques), auquel se rattacheraient les coulées dites "ankaramitiques" de la Gandilhon et de la Buge, les niveaux scoriacés servant de soubassement au Puy Mary (Brèche de Rolland), et peut-être les roches éruptives grenues de la Font-des-Vaches ;
- de nombreux pointements phonolitiques extérieurs à la bande allongée de direction Nord-Nord Ouest - Sud-Sud Est où étaient localisés la plupart des gisements. Leur découverte explique la présence, dans la moyenne vallée de l'Alagnon, d'alluvions à galets de phonolite conservées sous les basaltes des planèzes ;
- de pointements rhyolitiques contemporains de l'épisode phonolitique

L'étude pétrographique et chimique fait apparaître :

- l'individualisation de deux grands ensembles bien distincts et chimiquement homogènes, essentiellement représentés par des formations pyroclastiques : les latites quartzifères et les trachyandésites à deux pyroxènes ;
- une liaison étroite entre, d'une part l'orthopyroxène, d'autre part les brèches trachyandésitiques et coulées associées. L'apparition de l'orthopyroxène est sans doute liée aux conditions de préparation du magma, responsables de son effusion anormalement précoce, de sa bré-

chification systématique et de son degré de contamination par le socle sialique. Les coulées de trachyandésite des formations terminales, plus riches en ferromagnésiens, sont généralement dépourvues d'orthopyroxène ;

- la présence, dans les brèches trachyandésitiques et les coulées associées, d'enclaves homogènes à orthopyroxène, biotite et spinelle vert, représentant un stade intratellurique précoce ;
- une parenté chimique entre les basaltes porphyriques, caractérisés par leur faible teneur en MgO, et les basaltes demi-deuil du Mont-Dore, également liés aux laves intermédiaires (trachyandésites des sommets et ordanchites) ;
- la présence, dans la Brèche de Rolland, d'enclaves énallogènes fondues de gneiss à sillimanite, dans lesquelles coexistent un verre incolore rhyolitique (?) et un verre brun latitique (?) ;
- l'existence d'une série de roches différenciées (ordanchites, phonotéphrites à hauyne, phonolites, trachytes sodiques, rhyolites sodiques).

Dans le domaine de l'interprétation volcanologique, un modèle original concernant la mise en place des brèches trachyandésitiques a été proposé : ces brèches résultent de l'émission d'un magma très riche en gaz qui se vésicule et se bréchifie une fois arrivé à la surface. L'apparition progressive d'une stratification s'effectue grâce à la diffusion des gaz vers les zones de moindre pression, engendrant l'individualisation dynamique de niveaux de granulométrie différente, chacun d'eux ayant sa viscosité propre. Les trois catégories de brèches (brèches non stratifiées, brèches zonées, brèches stratifiées) sont issues les unes des autres selon un mécanisme à grande échelle (plusieurs kms) voisin de celui mis en évidence à Auzolles (Milési, 1976) sur quelques centaines de mètres. Dans la majorité des cas, le passage de la lave à une brèche stratifiée s'effectue sur une longue distance ; à Auzolles, c'est l'hétérogénéité du magma qui favorise la rapidité de l'évolution, phénomène semble-t-il beaucoup plus exceptionnel.

Les problèmes de magmatologie ont été traités en tenant compte de deux facteurs fondamentaux : la chronologie des événements et les volumes respectifs des produits émis. Dans cette optique, la cristallisation fractionnée, considérée comme le mécanisme prédominant de l'évolution des séries cantaliennes, n'apparaît plus comme le seul phénomène.

Sur l'interprétation des diagrammes géochimiques des éléments traces (Ba, Rb, Sr), il m'apparaît qu'un modèle faisant intervenir essentiellement la fusion crustale pour les ensembles latitique et trachyandésitique, qui représentent sans doute 80% des produits émis, et la cristallisation fractionnée pour les formations terminales (trachyandésites basiques, latites supérieures), est plus en accord avec les observations de terrain.

Par ailleurs, des processus de différenciation pneumatolytique se greffant sur la cristallisation fractionnée auraient donné naissance à des roches fortement alcalines ; c'est ainsi que les ordanchites dériveraient de certains trachyandésites, et les phonolites des latites quartzifères.

### Traits marquants de l'histoire volcanique régionale

Aux premières émissions basaltiques ("basaltes miocènes"), essentiellement représentées dans la région de Dienne par des cônes de scories, succède une importante activité latitique par laquelle se met en place des coulées de ponces, des projections riches en blocs de socle (granite et gneiss à deux micas) et des dômes ou coulées visqueuses. Ces formations (formations acides inférieures) devaient constituer un important édifice acide aux pentes faibles, culminant à plus de 1400 m dans une région située approximativement à l'aplomb du cirque de Mandailles. Les témoins les plus périphériques de ce paléo-Cantal existent sous forme de lahars ponceux (Collanges, Puy Courny).

Les premiers écoulements pyroclastiques trachyandésitiques s'adaptent à une topographie diversifiée, constituée de mûles rigides (dômes) et de vallées creusées dans les nappes de ponces. Ils comblent les dépressions et ennoient les points hauts, contribuant ainsi à niveler les reliefs.

La limite supérieure de ces premières formations trachyandésitiques ("Brèche inférieure") est marquée par une phase d'érosion, génératrice à l'aval de Collanges de dépôts volcano-détritiques, et dont l'ampleur est difficile à estimer.

L'activité volcanique reprend par des chutes de cendres et de ponces (tufs lités intercalaires inférieurs) en relation avec une coulée ignimbritique dont on retrouve la trace en rive gauche de la Santoire, sous le Peyre Arse. Ces projections se déposent sur une vaste superficie s'étendant de la vallée de la Santoire à celle de l'Alagnon.

Les écoulements pyroclastiques qui leur succèdent (brèches intermédiaires) naissent sur des fissures affectant la partie la plus centrale de l'ancien édifice acide. Ils s'épanchent de façon centrifuge, évoluant d'amont en aval grâce à des phénomènes de fluidification et de diffusion gazeuse.

Jusqu'à présent, l'activité volcanique est restée localisée au centre du massif et a donné naissance à des formations essentiellement pyroclastiques issues de magmas alcalins mantelliques, contaminés par la croûte sialique. La création d'une vaste dépression, ou caldeira, dont les murailles internes du Plomb et du Chavaroché pourraient représenter des témoins peu retouchés (Goëx de Herve et Mergoïl, 1971), va perturber cet état de chose.

Pour Milési (rapport inédit BRGM, 1976), cette caldeira s'inscrit entre trois bandes volcanisées jalonnant vraisemblablement des directions de fractures majeures du socle : la crête du Plomb (direction du sillon houiller), la crête Puy Mary - Peyre Ourse (direction margeridienne) et la crête Puy Mary - Piquet.

Le Sud du terrain étudié est limitrophe de l'éventuel rebord de la caldeira. Les formations situées de part et d'autre de la ligne de crête reliant le Puy Mary, le Peyre Arse et le Puy Bataillouze ont une pente extrêmement faible vers l'extérieur du massif (environ 150 m pour 3 km). Je n'ai jamais observé d'écoulement pyroclastique entri-

pète dirigé vers l'actuelle dépression de la Jordanne. Par contre, certaines coulées, en rive droite de cette vallée entre les burons de Rombière et la D17, semblent se diriger vers le Sud.

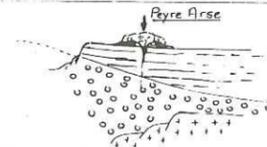
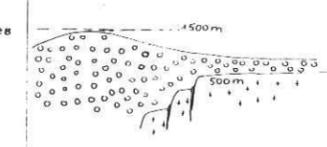
A mon avis, l'existence d'une caldeira récente, dont la formation se placerait entre les brèches intermédiaires et les formations terminales, n'interdit pas pour autant l'existence d'une caldeira beaucoup plus ancienne, contemporaine des formations acides inférieures et affectée par des circulations hydrothermales : propylitisation des fonds de cirque. Mais seule, morphologiquement, la dernière caldeira semble avoir laissé quelques traces.

A la suite de l'effondrement du cœur du massif, les magmas vont emprunter des voies d'accès plus périphériques, donnant naissance à des volcans autonomes, construits sur un substrat bréchiqque très plan, et responsables en partie de la morphologie actuelle du centre du Cantal. C'est ainsi qu'apparaissent les coulées de trachyandésite des sommets, les dômes latitiques et phonolitiques, les coulées d'ordanchite, issus par cristallisation fractionnée et différenciation pneumatolytique d'un magma basique très exceptionnellement exprimé en surface (basaltes porphyriques).

Une phase d'érosion, génératrice d'alluvions à galets de phonolite vient interrompre l'activité volcanique pendant un laps de temps indéterminé, activité qui reprend par des émissions de basaltes (basaltes des plateaux), dernière manifestation du volcanisme cantalien.

TABLEAU RECAPITULATIF DES PRINCIPAUX EVENEMENTS GEOLOGIQUES DANS LA HAUTE VALLEE DE LA SANTOIRE

~ Erosion  
 □ Formations les plus représentées

| STRATIGRAPHIE                                | PETROGRAPHIE                                                                                | DYNAMISME                                                                                                        |                                                                                                                                                                                                                                                                  |
|----------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Basaltes des plateaux                        | Basanites<br>Basaltes méso-crates à tendance doléritique                                    | Coulées<br>Scories Stromboliennes<br>Plug : remplissage de maar<br>Brèches de distrème                           | Activité périphérique en grande partie extérieure aux limites de la fosse infracantalienne                                                                                                                                                                       |
| Alluvions à galets de phonolite              |                                                                                             |                                                                                                                  |                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| Formations terminales                        | Rhyolites<br>Phonolites<br>Latites<br>Ordanchites<br>Trachyandésites à hb., cpx. et olivine | Dômes<br>Coulées et dômes                                                                                        |                                                                                                                                                                               |
| Basaltes porphyriques                        | Basaltes méso-crates                                                                        | Intrusions<br>Ecoulements pyroclastiques<br>Coulées                                                              | - décentralisation de l'activité<br>- pluralité des centres d'émission<br>- diversification des produits émis due à une cristallisation fractionnée du magma générateur des basaltes porphyriques et à une différenciation pneumatolytique des produits dérivés. |
|                                              |                                                                                             | Amont<br>↓<br>Aval                                                                                               | <br>Formation d'une caldeira superficielle au coeur du massif                                                                                                                 |
| Tufs lités intercalaires supérieurs          | Latites à biotite et cpx.                                                                   | Projections                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| Brèches intermédiaires                       | Trachyandésites à 2 pyroxènes                                                               | Ecoulements pyroclastiques                                                                                       |                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| Tufs lités intercalaires inférieurs          | Latites à biotite et hornblende                                                             | Projections liées à une coulée pyroclastique de type ignimbritique                                               |                                                                                                                                                                              |
| Volcano-détritique                           |                                                                                             |                                                                                                                  |                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| "Brèche inférieure" faciès brèche basique    | Trachyandésites à 2 pyroxènes                                                               | Ecoulements pyroclastiques                                                                                       | Activité centrale<br>Magma mantellique contaminé par la croûte sialique                                                                                                                                                                                          |
| "Brèche inférieure" faciès brèche zéolitique | Trachyandésites à cpx. et hb.                                                               |                                                                                                                  |                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| Formations acides inférieures                | Latites                                                                                     | Dômes<br>Coulées pyroclastiques<br>Projections                                                                   | <br>Activité centrale<br>Magma mantellique contaminé par la croûte sialique                                                                                                 |
| Basaltes "miocènes"                          | Basanites                                                                                   | Coulées et projections                                                                                           | <br>Activité connue à l'extérieur de la fosse infracantalienne                                                                                                              |
| Substrat sédimentaire                        | Argiles calcaires                                                                           | Bassins lacustres - Création d'un éventuel fossé de subsidence (dépression infracantalienne) comblé de sédiments |                                                                                                                                                                                                                                                                  |

BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT M., DUPIS A., 1975. - Reconnaissance d'un effondrement volcano-tectonique dans la vallée de la Santoire (Cantal) par prospection électrique et magnéto-tellurique. Note n° 27, Institut et Observatoire de Physique du Globe du Puy-de-Dôme, 20 p.
- AUGUSTITHIS S.S., 1973. - Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Elsevier Scientific Publishing Company ed., Amsterdam-London-New York.
- AUNIORD M., 1952. - Sur la nature du ciment de la Brèche andésitique du Cantal. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 234, p. 452-454.
- BAUBRON J.C., DEMANGE J., 1974. - Confirmation par des mesures radiométriques (méthode K/Ar) de l'épisode explosif du Miocène supérieur dans le centre du massif du Cantal (Cantal, France). C.R. somm. Soc. géol. France, 3 p.
- BAUDRY D., CAMUS G., 1972. - Les projections volcaniques de la Chafne des Puys et leurs utilisations. Bull. B.R.G.M., II, 2, p. 1-53.
- BELLON H., BROUSSE R., LAMBERT A., CORNEN G., LE GARREC M.J., MAURY R., PESME M.F., BLAIS S., LARROQUE P., BAUDEIGNE L. - Longue activité volcanique du massif du Cantal de 21 à 3,8 MA. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 274, p. 2409-2412.
- BERGGREN W.A., 1969. - Cenozoic chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time-scale. Nature, vol. 224, n° 5224, p. 1072-1075.
- BLAIS S., 1972. - Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal. Géologie du Carladez. Thèse 3e cycle, Orsay.
- BOISSE de BLACK Y., 1921. - Sur la constitution du massif volcanique cantalien. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 173, n° 21, p. 1004-1006.
- BOISSE de BLACK Y., 1954. - Observations nouvelles sur le Nord du Cantal. Bull. Serv. Carte géol. France, t. 52, n° 241, p. 171-205.
- BOISSE de BLACK Y., MARTY P., 1921. - Sur la pluralité des appareils éruptifs du Massif cantalien. Bull. Soc. géol. France (4), t. 21, p. 237-246.
- BONATTI E., 1965. - Palagonite, Hyaloclastites and Alteration of Volcanic Glass in the Ocean. Bull. volcanol. Naples, t. XXVIII, p. 257-269.
- BORDET P., 1965. - Nomenclature volcanologique. Bull. volcanol. Naples, t. XXVIII, 7 p.
- BORDET P., 1968. - Précis d'optique cristalline appliqué à l'identification des minéraux. Masson éd., Paris, 220 p.
- BORDET P., MARINELLI G., MITTEMPERGER M., TAZIEFF H., 1963. - Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la Vallée des Dix Mille Fumées. Mém. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol. Bruxelles, n° 7, p. 1-114.

- BOUCARUT M., 1971. - Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). Tome I. Thèse Doct. Etat, Nice, 289 p.
- BOULE M., 1896. - Le Cantal miocène. Bull. Serv. Carte géol. France, t. VIII, n° 54, p. 213-248.
- BOULE M., 1900. - Géologie des environs d'Aurillac et observations nouvelles sur le Cantal. Bull. Serv. Carte géol. France, t. XI, n° 76, p. 279-358.
- BOULE M., BOISSE de BLACK Y., GLANGEAUD P., 1932. - Carte géologique de France 1/80000. Feuille Saint-Flour (185), 2e éd.
- BOUT P., GOER de HERVE A. (de), 1976. - Le volcanisme quaternaire pleistocène et holocène dans le Massif Central français. La pré-histoire française. Tome I : les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France. IXe Congrès U.I.S.P.P., Nice.
- BROUSSE R., 1961. - Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de France. Bull. Carte géol. France, t. 58, n° 263, p. 1-140.
- BROUSSE R., 1961. - Minéralogie et pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne). Bull. Soc. franç. Minéral. Cristall., vol. LXXXIV, p. 131-186.
- BROUSSE R., 1963. - La phonolite de Compains et les phonolithes néogènes de France. C.R. Congr. Soc. sav., 89.
- BROUSSE R., 1968. - Pétrologie. In Aubouin J., Brousse R. et Lehman J.P., Précis de Géologie, t. I. Dunod éd., Paris, 712 p.
- BROUSSE R., 1971. - Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central. Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français, Clermont-Ferrand. Plein-Air Service éd., Clermont-Ferrand, p. 345-376.
- BROUSSE R., 1974. - Le volcanisme en France. Rev. Haute Auvergne, t. 44, p. 221-242.
- BROUSSE R., HEINTZ E., PARK F., BELLON H., 1975. - Gisement, faune et géochronologie du Puy Courny (Cantal, France). Géol. méditerran., t. II, n° 3, p. 135-142.
- BROUSSE R., LEFEVRE Ch., 1966. - Nappes de ponces du Cantal et du Mont Dore. Leurs aspects volcanologique, pétrographique et minéralogique. Bull. Soc. géol. France (7), t. VIII, p. 223-245.
- BROUSSE R., VARET J., 1966. - Les trachytes du Mont-Dore et du Cantal septentrional et leurs enclaves. Bull. Soc. géol. France (7), t. VIII, p. 246-262.
- CAMUS G., 1975. - La Chafne des Puys (Massif Central français). Etude structurale et volcanologique. Thèse Doct. Etat, Clermont-Ferrand, 320 p.
- CAMUS G., VINCENT P.M., 1974. - Le Chuquet Genestroux et les projections palagonitiques d'Enval. Bull. Soc. Hist. nat. Auvergne.
- CANTAGREL J.M., VATIN-PERIGNON N., MILESI J.P., WATELET P., 1977. Dations K/Ar des épisodes éruptifs du Cantal oriental. Courte période d'édification du massif trachyandésitique. 5e Réunion ann. Sc. Terre, Rennes 19-22 avril, 1 p.

- CARRON J.P., BONIN B., VELLUTINI P., LAGACHE M., 1973. - Evolution du rapport K/Rb dans les roches éruptives de la Corse occidentale. Bull. Soc. géol. France (7), t. XV, n° 3-4, p. 274-282.
- CARTE GEOLOGIQUE de FRANCE 1/80000. - Feuille Aurillac (184) : 1e éd. 1884 par F. Fouqué ; 2e éd. 1969 par Y. Boisse de Black du Chouchet, P. Lapadu-Hargues et P. Marty. - Feuille Saint-Flour (185) : 1e éd. 1882 par F. Fouqué ; 2e éd. 1932 par M. Boule, Y. Boisse de Black du Chouchet et P. Glangeaud ; 3e éd. 1964 par P. Lapadu-Hargues.
- CARTE GEOLOGIQUE de FRANCE 1/50000. - Feuille Riom-ès-Montagnes (764) 1e éd. 1972 par R. Brousse. - Feuille Vic-sur-Cère (812) : 1e éd. 1975 par R. Brousse et al.
- CARTE VOLCANOLOGIQUE de la CHAÎNE des PUYs 1/25000, 1975. - Par G. Camus, A. de Goër de Herve, G. Kieffer, J. Mergoil, P.M. Vincent (équipe Volcanol., départ. Géol. Minéral., univ. Clermont-Ferrand) Imprimerie Moderne, Aurillac, 1 carte, 1 notice 112 p.
- COULON Ch., 1971. - La genèse du massif rhyolitique du Mont Traessu (Sardaigne septentrionale) : évolution de son dynamisme volcanique. Boll. Soc. geol. itale., vol. 90, p. 73-90.
- CRANDELL D., 1971. - Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington. Geol. Survey profess. Paper 677, 73 p., 1 carte.
- DANTIER M., 1969. - La vallée de la moyenne Santoire et les plateaux voisins. Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 266 p.
- DARVICH-ZAD A., 1971. - Les amphiboles et les minéraux associés dans les laves basaltiques du Massif Central français. Thèse 3e cycle, Pétrographie, Clermont-Ferrand, 160 p.
- DELMONT H., 1948. - Guide du Cantal. USHA éd., Aurillac, 497 p.
- DEMANGE J., 1974. - Contribution à l'étude du volcanisme de la haute vallée de la Cère (Cantal). Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 231 p.
- DEMANT A., 1972. - Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de la Sardaigne nord-occidentale. Le cycle "Andésitique-Terminal". (Région Mara-Romana). Thèse 3e cycle, Pétrologie, Marseille, 113p.
- DENAEYER M.E., 1963. - Les hyaloclastites de la rive nord du lac Kivu (Congo). Bull. volcanol. Naples, t. XXV, p. 201-215.
- DIDON J., GEMAIN Y.M., 1976. - Le Sabalan, volcan plio-quatenaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran) : étude géologique et pétrographique de l'édifice et de son environnement régional. Thèse 3e cycle, Grenoble, 304 p.
- DUPUY Cl., 1970. - Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. Exemple : les roches intrusives et effusives de Toscane et du Latium septentrional (Italie). Thèse Doct. Etat, Montpellier, 339 p.
- DURAND A., 1946. - La vie rurale dans les massifs volcaniques des Dores, du Cézallier, du Cantal et de l'Aubrac. Imprimerie Moderne, Aurillac, 530 p.
- DURAND S., REY R., 1963. - Les formations à végétaux de Joursac (Cantal) peuvent être datées du Villafranchien par l'analyse pollinique. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 257, p. 2692-2693.

- FISHER R.V., 1960. - Classification of volcanic breccias. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 71, p. 973-982.
- FISHER R.V., 1960. - Criteria for recognition of laharc breccias, southern Cascade Mountains, Washington. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 71, p. 127-132.
- FISHER R.V., 1966. - Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Sci. Rev. Amsterdam, vol. 1, p. 287-298.
- FOUQUE F., 1882. - Carte géologique de France 1/80000. Feuille Saint-Flour (185), 1e éd.
- FOUQUE F., 1884. - Carte géologique de France 1/80000. Feuille Aurillac (184), 1e éd.
- GLANGEAUD L., 1943. - Evolution des magmas du massif volcanique du Mont-Dore. Essai d'interprétation géophysique. Bull. Soc. géol. France (5), t. XIII, p. 419-440.
- GLANGEAUD L., LETOLLE ., 1962. - Evolution géochimique et géodynamique des magmas du massif volcanique du Mont-Dore et de l'Auvergne. Méthodes et conséquences générales. Bull. Soc. franç. Minéral. Cristall., vol. LXXXV, p. 296-308.
- GLANGEAUD P., 1921a. - Sur la complexité du massif volcanique du Cantal et sur la véritable nature du Puy Mary. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 173, n° 18, p. 780-783.
- GLANGEAUD P., 1921b. - Sur le Plomb du Cantal, grand volcan autonome couvrant près du tiers du massif cantalien. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 173, n° 20, p. 918-921.
- GLANGEAUD P., 1921c. - L'architecture et les trois centres volcaniques principaux du massif du Cantal. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 173, n° 22, p. 1092-1095.
- GLANGEAUD P., 1923. - Note sur l'architecture du massif volcanique du Cantal. C.R. Soc. géol. France, n° 6, p. 59-60.
- GOER de HERVE A. (de), 1968. - Réflexions sur les pegmatitoïdes bulbeux des carrières de dolérites de Bouzentès (planèze de Saint-Flour, Cantal). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 267, p. 2260-2263.
- 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 Doct. Etat, Clermont-Ferrand, 246 et 203 p.
- GOER de HERVE A. (de), MERGOIL J., 1971. - Structure et dynamique des édifices volcaniques tertiaires et quaternaires. Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français, Clermont-Ferrand. Plein-Air Service éd., Clermont-Ferrand, p. 345-376.
- GOER de HERVE A. (de), MILESI J.P., 1976 - Etude préliminaire de la falaise d'Auzolles, modèle dynamique d'une origine directement éruptive des "conglomérats andésitiques" du Cantal (Massif Central français). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 282, sér. D, p. 977-998.
- GOER de HERVE A. (de), VATIN-PERIGNON N., 1966. - Les ordanchites et roches affines du massif du Cantal. Bull. Soc. géol. France (7), t. VIII, p. 298-307.

- GUEST, JONES, 1970. - Origin of ash deposits in the Santiago area central Chili. Geol. Mag.
- HOLMES, 1931. - The problem of the association of acid and basic rocks in central complexes. Geol. Mag. 68.
- KOSU S., YOSHIKI B., 1927. - Note on the study of the transformation of common hornblende into basaltic hornblende at 750° C. Sci. Report, Tôhoku imp. Univ., vol. 3(2), p. 143-154.
- KUNO H., 1960. - High-alumina basalts. J. Pétrol., t. 1, p. 121-145.
- KUNO J., 1950. - Petrology of Hakone volcano and the adjacent area. Japan Bull. geol. Soc. Amer., vol. 61, p. 957-1014.
- LACROIX A., 1890. - Andésites à hypersthène du Cantal. Bull. Soc. géol. France (3), t. XVIII, p. 88.
- LACROIX A., 1893. - Les enclaves des roches volcaniques. Protat éd., Macon, 710 p.
- LACROIX A., 1904. - La Montagne Pelée et ses éruptions. Masson & Cie éd., Paris, 662 p.
- LACROIX A., 1906. - Contribution à l'étude des brèches et des conglomérats volcaniques (Antilles : 1902-1903 ; Vésuve : 1906). Bull. Soc. géol. France (4), t. VI, p. 635-685.
- LACROIX A., 1917a. - Les laves à haüyne d'Auvergne et leurs enclaves homogènes : importance théorique de ces dernières. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 164, p. 582.
- LACROIX A., 1917b. - Les roches phonolitiques d'Auvergne. Un cas délicat de la composition chimique des roches à feldspathoïdes. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 164, p. 369.
- LACROIX A., 1928. - Les pegmatitoïdes des roches volcaniques à faciès basaltique. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 187, p. 321-326.
- LACROIX A., 1940. - Remarque sur les matériaux de projections des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. Soc. géol. France, Livre Jubilaire Centenaire, 1830-1930, vol. 2, p. 431-472.
- LAMBERT A., 1969. - Géologie de la moyenne vallée du Mars et des plateaux adjacents (massif du Cantal). Thèse 3e cycle, Pétrographie, Paris, 247 p.
- LAPADU-HARGUES P., 1964. - Carte géologique de France 1/80000. Feuille Saint-Flour (185), 3e éd.
- LARROQUE P., 1975. - Contribution à la géologie du Cantal. Le versant droit de la moyenne vallée de l'Authre et la région d'Ayrens. Thèse 3e cycle, Orsay, 234 p.
- LEFEVRE Ch., 1968. - Géologie du massif du Cantal au niveau des vallées de la Maronne, de la Bertrande et de la Doire. Thèse 3e cycle, Pétrographie, 2 vol., 285 p + illustrations.
- LESCUYER J.L., RIOU R., 1976. - Géologie de la région de Mianeh (Azerbaïdjan). Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire en Iran. Thèse 3e cycle, Grenoble, 233 p.
- LEYRELOUP A., 1973. - Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes ; son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et séries charnokitiques (Massif Central français). Trav. Lab. Pétrol. Minéral. Nantes, 356 p.

- LORENZ V., 1974. - On the formation of maars. Bull. volcanol. Naples, t. XXXVII, n° 2, p. 183-204.
- LORENZ V., 1974. - Vesiculated tuffs and associated features. Sedimentology, vol. 21, p. 273-291.
- MACDONALD G.A., 1972. Volcanoes. Ed. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., U.S.A., 510 p.
- MANCEAU M., 1967. - Contribution à la géologie du Cantal : la vallée de la Petite Rhue de Cheylade et ses environs. D.E.S., Pétrographie, Orsay, 96 p.
- MAURIZOT-BLANC Ch., 1974. - 1e Partie : Etude des formations volcaniques de la cuvette de Murat et de la vallée de la Chevade. 2e Partie : Etude pétrographique et pétrochimique des basaltes miocènes et pliocènes de la planèze de Saint-Flour (Cantal). Thèse 3e cycle, Grenoble, 211 p.
- MAURY, 1906. - Les alluvions pliocènes et miocènes de la haute vallée de la Véronne. Rev. Haute Auvergne, Aurillac
- MAURY R.C., 1968. - Contribution à la géologie du Cantal. Les hautes vallées de la Petite Rhue et de la Véronne. D.E.A. Sciences, Pétrographie, Orsay, 126 p.
- MAURY R.C., 1976. - Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines continentales (Massif Central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. Thèse Doct. Etat, Orsay, 455 p.
- MAZET A.G., 1975. - Une série basalte alcalin-trachyandésite à hypersthène-comendite, moyenne vallée de la Cère, Cantal, France. Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 99 p.
- MERVOYER B., MAURY R.C., VARET J., 1973. - Un mécanisme possible d'évolution des trachyandésites du Massif Central par cristallisation fractionnée sous pression d'eau. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 277, p. 9.
- MEYER J.D., 1972. - Glass crust on intratelluric phenocrysts in volcanic ash as a measure of eruptive violence. Bull. volcanol. Naples t. XXXV, fasc. 2, p. 358-367.
- MILESI J.P., 1976. - Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon (Massif Central français). Thèse 3e cycle, Grenoble, 197 p.
- MULLINEAUX D., CRANDELL D., 1962. - Recent lahars from Mount St Helens Washington. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 73, p. 855-870.
- PALACHE Ch., 1962. - Dana's system of Mineralogy, vol. 3, Wiley ed., New-York.
- PALM-LAZARD C., 1959. - Contribution à l'étude pétrographique des andésites du Cantal. Bull. Soc. franç. Minéral. Cristall., vol. LXXXII, p. 43-49.
- PARK F.Y.C., 1973. - Contribution à l'étude du Cantal. Dolomies et trachyandésites dans la région d'Aurillac. Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 204 p.

- PARSONS W.H., 1965. - Manner of Emplacement of Pyroclastic Andesitic Breccias. IAV International Symposium on Volcanology, New-Zealand, p. 177-187.
- PERRIER G., RUEGG J.C., 1973. - Structure profonde du Massif Central français. Ann. Géophys., t. 29, fasc. 4, p. 435-502.
- PESME M.F., 1974. - Contribution à l'étude géologique du Cantal méridional et du Nord de l'Aubrac. Thèse 3e cycle, Orsay, 204 p.
- PETITJOHN F.J., 1949. - Sedimentary rocks. New-York, Harper & brothers ed., XV, 526 p.
- PLANCHAIS N., GOER de HERVE A (de), à paraître. - Etude de la flore pollinique de Joursac.
- PRIVE C., BROUSSE R., 1969. - Bois fossiles de la nappe de ponces villafranchienne à la Bastide-du-Fau (Cantal). Etudes sur le quaternaire dans le monde, VIIIe Congrès INQUA, Paris, p. 233-263.
- RAMDOHR, 1969. - The ore minerals and their intergrowths. English transl. of the 3rd ed. Oxford, London, Edinburgh... Pergamon 24, XVIII, 1174 p.
- RAMES J.B., 1873. - Géogénie du Cantal. Bouygues frères éd. Aurillac, 103 p.
- RAMES J.B., 1879. - Topographie raisonnée du Cantal. Bouygues frères éd., Aurillac, 59 p.
- RAMES J.B., 1886. Note sur l'âge des argiles du Cantal et sur les débris fossiles qu'elles ont fourni. Bull. Soc. géol. France (3), t. XIV, p. 357.
- RANSOME, 1898. - Some lava flows of the western slope of the Sierra Nevada, California. Amer. J. Sci., vol. V, p. 355-369.
- REYNOLDS, D.L., 1954. - Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granite. Amer. J. Sci., t. 252, p. 577-613.
- RITTMAN A., 1963. - Les volcans et leur activité. Masson & Cie éd., Paris, 461 p.
- ROSE W.I. (Jr), 1973. - Pattern and mechanism of volcanic activity at the Santiaguito Volcanic Dome, Guatemala. Bull. volcanol. Naples, t. XXXVII, n° 1, p. 73-94.
- ROSS C.S., SMITH R.L., 1961. - Ash flow tuffs : their origin geologic relations and identification. Geol. Survey profess. Paper 366, Washington, 81 p.
- ROUX J., 1944. - Essai sur les lacs posthumes de la vallée de la Véronne, environs de Riom-ès-Montagnes (Cantal). C.R. Soc. géol. France, p. 48-50.
- ROUX J., 1953. - Observations sur le volcanisme et le glaciaire de la région des Rhues (Haute-Auvergne). Bull. Soc. géol. France (6), t. III, p. 627-635.
- ROUX J., 1963. - Quelques particularités du volcan cantalien. 88e Congr. Soc. sav., Clermont-Ferrand (II), p. 163-164.
- SAGGERSON E.P., WILLIAMS L.A.J., 1964. - Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the Northern Tanganyika alkaline district. J. Petrol., t. 5, p. 40-81.

- SHAW D.M., 1970. - Trace element fractionation during anatexis. Geoch. Cosmochim. Acta, t. 34, p. 237-243.
- SMITH D., 1970. - Stability of iron-rich orthopyroxene. Carnegie Institution Year Book 68, 1968-1969, p. 229-231 (G.L. Paper 1560).
- STELLER., ALLEGRE C.J., à paraître. - Isotopic constraints on the genesis and evolution of the volcanic system Cantal, France.
- THONON P., 1967. - Contribution à la géologie du Cantal : la haute vallée du Marilhou ; environs de Trizac et d'Auzers. D.E.S. Pétrographie, Orsay, 116 p.
- VAN BEMMELEN R.W., 1949. - The Geology of Indonesia. Government Printing Office, The Hague, 3 vol.
- VARET J., 1967. - Les trachytes et les phonolites du Cantal septentrional. Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 2 vol. (195 et 158 p.)
- VARET J., 1969. - Les phonolites agpaïtiques et miaskitiques du Cantal septentrional. Bull. volcanol. Naples, t. XXXIII-2, p. 621-656
- VARET J., 1970. - Les dômes phonolitiques, marqueurs du mouvement du glacier cantalien. Ann. Géograph., n° 433 (LXXIXe année), p. 277-291.
- VARET J., 1973. - Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. Thèse Doct. Etat, Orsay, 491 p.
- VATIN-PERIGNON N., 1961. - Caractères pétrographiques et pétrochimiques des roches éruptives grenues de la Font-des-Vaches (massif volcanique du Cantal). Bull. Soc. géol. France (7), t. III, p. 355-361.
- VATIN-PERIGNON N., 1964. - Caractères minéralogiques et chimiques des ordanchites de la vallée de la Santoire (massif du Cantal). Bull. Soc. géol. France (7), t. VI, p. 188-191.
- VATIN-PERIGNON N., 1966. - Pétrographie et minéralogie des roches volcaniques et description géologique de la partie centrale du massif du Cantal. Thèse Doct. Etat, Grenoble, 359 p.
- VATIN-PERIGNON N., GOER de HERVE A. (de), 1965. - Nouveau gisement de pegmatitoïdes à la Sagnette (Cantal). Bull. Soc. géol. France (7), t. VII, p. 829-832.
- VATIN-PERIGNON N., MICHEL R., 1965. - Présence d'un fossé d'effondrement volcanotectonique dans la partie centrale du massif du Cantal. Bull. Soc. géol. France (7), t. VIII, p. 308-310.
- VATIN-PERIGNON N., MILESI J.P., VINCENT P.M., GOER de HERVE A. (de), 1975. - Les liens génétiques entre quelques coulées, brèches, conglomérats et tufs trachyandésitiques du massif du Cantal (Massif Central français). Abstracts XVIIe General Assembly IUGG, Grenoble 25 août-6 sept. 1976.
- VATIN-PERIGNON N., MILESI J.P., VIVIER G., 1976. - Le deuxième stade éruptif cantalien : ses successions cycliques dynamiques et géochimiques comparées aux venues ultérieures et antérieures moins différenciées. Géochimie des éléments incompatibles. 4e Réunion ann. Sc. Terre, Paris, p. 386.
- VATIN-PERIGNON N., MILESI J.P., WATELET P., FONTAINE-VIVE M., GOER de HERVE A. (de), VINCENT P.M., 1977. - Volcanisme et structure du centre du massif du Cantal. 5e Réunion ann. Sc. Terre, Rennes 19-22 avril, 1 p.

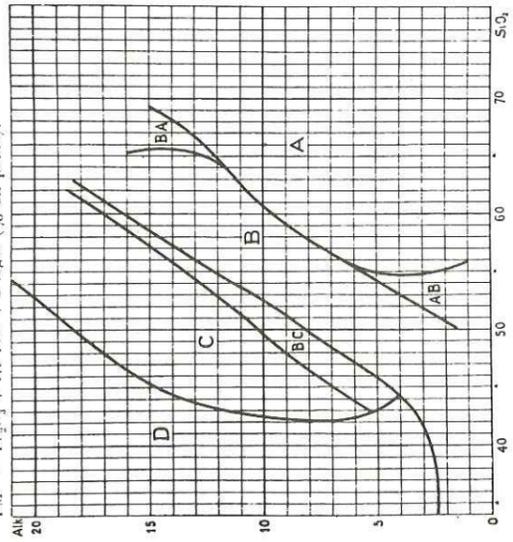
- VATIN-PERIGNON N., MILESI J.P., WATELET P., MAURIZOT-BLANC Ch., VINCENT P.M., GOER de HERVE A. (de), 1975. - Les relations coulées-brèches-conglomérats dans la partie orientale du massif du Cantal. Conséquences stratigraphiques. 3e Réunion ann. Sc. Terre, Montpellier, p. 372.
- VAZIRI H., 1973. - Contributions à l'étude géologique du massif du Cantal : géologie du Mur-de-Barrez. Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 91 p.
- VINCENT P.M., 1960. - Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). Thèse Doct. Etat, Paris, 307 p.
- VUITTENEZ H., 1964. - Géologie cantalienne. Imprimerie Moderne, Aurillac, 195 p.
- WENTWORTH C.K., WILLIAMS H., 1932. - The classification and terminology of the pyroclastic rocks. Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council, 89, p. 19-53.
- WITTELS, 1957. - The structural desintegration of some amphiboles. Amer. Mineralogist, vol. 30, p. 27-50.
- WRIGHT A.E., BOWES D.R., 1963. - Classification of volcanic breccias : a discussion. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 74, p. 79-86.
- YODER H.S., TILLEY C.E., 1962. - Origin of Basalt Magma : an Experimental Study of Natural and Synthetic Rocks Systems. J. Petrol., vol. 3, part 3, p. 342-532. (Traduit par J. Peterlongo : n° 18 Trav. Départ. Géol. Minéral. Clermont-Ferrand, 1969).

ANNEXES

**- Diagrammes de Rittmann**

**Détermination des roches volcaniques dont on possède les analyses chimiques**

- SiO<sub>2</sub> = demeure inchangé (% en poids)
- Al = 0,9 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% en poids)
- Alk = K<sub>2</sub>O + 1,5 Na<sub>2</sub>O (% en poids)
- CaO = demeure inchangé (% en poids)
- FM = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + 1,1 FeO + 2 MgO (% en poids).



Schema 4. — Diagramme pour établir comment entrer dans la clef III

On opère alors les calculs ci-après (2 décimales suffisent) :

$$k = \frac{K_2O}{Alk} = \frac{CaO - 0,6(Al - Alk)}{1,2 Alk + CaO}$$

si  $CaO - 0,6(Al - Alk)$  est positif

$$an = \frac{Al - Alk}{Alk}$$

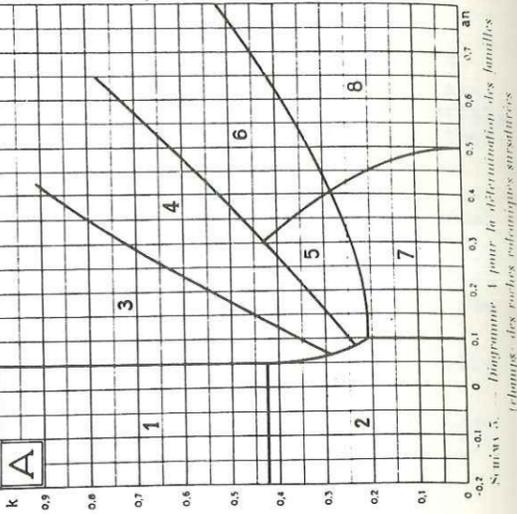
si  $CaO - 0,6(Al - Alk)$  est négatif (1).

L'on applique à présent les valeurs SiO<sub>2</sub> et Alk au schéma 4 et l'on regarde dans quel champ (A, AB, BA, B, BC, C ou D), tombe le point à coordonnées SiO<sub>2</sub> et Alk (par exemple la projection de la composition moyenne des basaltes ci-dessus tombe dans le champ B).

Si le point tombe dans l'un des champs A, B ou C, l'on se reporte à la lettre correspondante dans les schémas 5, 6 ou 7, ainsi qu'on l'indique ci-après. S'il tombe en D, aller directement au tableau III, partie D. S'il tombe dans l'un des champs de transition AB, BA et BC, il convient de procéder comme suit :

- Champ AB, au s. 0,61, aller au diagramme A.
- an > 0,61, aller au diagramme B.
- Champ BA, au s. 0,10, aller au diagramme A.
- an > 0,10, aller au diagramme B.
- Champ BC, k < 0,2, aller au diagramme B.
- k > 0,2, aller au diagramme C.

Après avoir établi s'il faut employer le diagramme A, B ou C, de champ D fait exception et adresse directement au tableau III), on pénètre dans le diagramme choisi avec les valeurs de k et an et l'on regarde dans quel champ tombe la projection du point

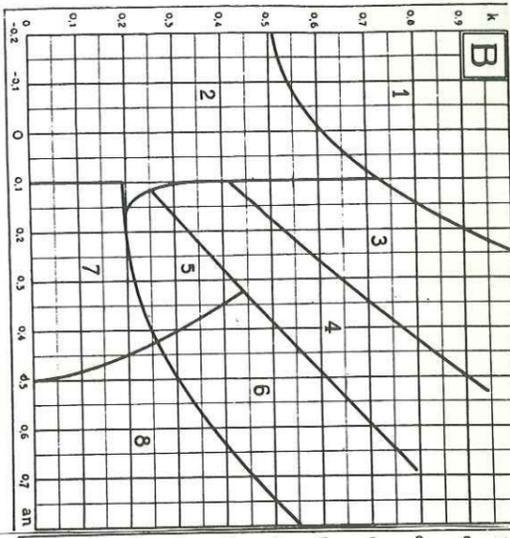


Schema 5. — Diagramme A pour la détermination des familles (champs) des roches volcaniques sous-saturées

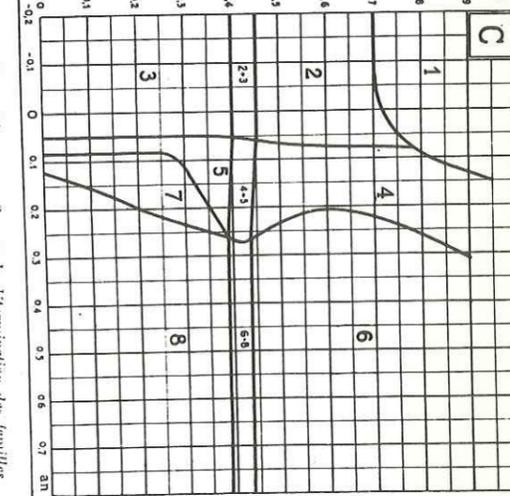
- |    |             |                              |
|----|-------------|------------------------------|
| A1 | FM < 6      | thyoïte alcaline             |
|    | FM > 6      | thyoïte alcaline sombre      |
| A2 | FM < 6      | thyoïte sodique              |
|    | FM > 6      | thyoïte sodique sombre       |
| A3 | FM < 9      | thyoïte                      |
|    | FM > 9      | thyoïte foncée               |
| A4 | FM < 11     | latite quartzifère           |
|    | FM > 11     | latite quartzifère sombre    |
| A5 | FM < 13     | rhodocrite                   |
|    | FM > 13     | rhodocrite foncée            |
| A6 | FM < 14     | rhodocrite à labrador        |
|    | FM > 14     | rhodocrite à labrador sombre |
| A7 | FM < 8      | dacite claire                |
|    | FM > 8 à 19 | dacite                       |
|    | FM > 19     | dacite sombre                |

- |    |                             |                               |
|----|-----------------------------|-------------------------------|
| A8 | FM < 11                     | dacite claire à labrador      |
|    | FM = 11 à 21                | dacite à labrador (bauridite) |
|    | FM > 21                     | basalte quartzifère           |
| B1 |                             | trachyte lamproliques         |
| B2 | FM < 10                     | trachyte alcalin              |
|    | SI k < 0,38                 | trachyte sodique              |
|    | FM > 10                     | trachyte alcalin sombre       |
| B3 | FM < 4                      | trachyte clair                |
|    | FM = 4 à 15                 | trachyte                      |
|    | FM = 15 à 30; FM < 4,5 ca'' | trachyte sombre               |
|    | FM = 15 à 30; FM > 4,5 ca'' | trachyte à olivine            |
|    | FM > 30                     | trachyte à olivine sombre     |

Schema 6. — Diagramme B pour la détermination des familles (champs) des roches volcaniques saturées.



Schema 7. — Diagramme C pour la détermination des familles (champs) des roches volcaniques sous-saturées.



|    |                                                                    |                                                                                |                                                    |                                                                         |                                                                                      |                                                                   |                                                                            |                                                                          |
|----|--------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|
| B7 | FM < 10 . . . . . andésite claire                                  | FM < 10 à 20 . . . . . andésite                                                | FM > 20 . . . . . basaltite à andésine             | FM < 12 . . . . . andésite claire à pigeonite                           | FM = 12 à 25; SiO <sub>2</sub> > 50 . . . . . andésite à pigeonite                   | FM = 12 à 25; SiO <sub>2</sub> < 50 . . . . . andésite à olivine  | FM > 25; SiO <sub>2</sub> > 53 . . . . . basaltite à andésite et pigeonite | FM > 25; SiO <sub>2</sub> < 53 . . . . . basaltite à andésine et olivine |
| B8 | FM < 6 ca# . . . . . andésite à labrador                           | FM = 22 à 35 . . . . . basaltite                                               | FM > 35 . . . . . basaltite féminine               | FM = 15 à 28 . . . . . andésite à labrador et pigeonite                 | FM = 28 à 52; SiO <sub>2</sub> > 49 . . . . . basaltite à pigeonite                  | FM = 28 à 52; SiO <sub>2</sub> < 49 . . . . . basaltite à olivine | FM = 52 à 65 . . . . . basaltite à olivine féminine                        | FM > 65 . . . . . basaltite picritique                                   |
| B1 | FM = 6 . . . . . latite claire                                     | FM < 6 à 18 . . . . . latite                                                   | FM > 18; FM < 5 ca# . . . . . latite sombre        | FM > 18; FM > 5 ca# . . . . . latite à olivine                          | FM < 8 . . . . . trachyandésite claire                                               | FM = 8 à 20; SiO <sub>2</sub> > 54 . . . . . trachyandésite       | FM = 8 à 20; SiO <sub>2</sub> < 54 . . . . . trachyandésite à olivine      | FM > 20; SiO <sub>2</sub> < 53 . . . . . trachybasaltite à andésine      |
| B5 | FM > 20; SiO <sub>2</sub> < 53 . . . . . trachybasaltite à olivine | FM > 20; SiO <sub>2</sub> > 53 . . . . . trachybasaltite à andésine et olivine | FM > 10 . . . . . trachyandésite claire à labrador | FM = 10 à 20; SiO <sub>2</sub> > 53 . . . . . trachyandésite à labrador | FM = 10 à 20; SiO <sub>2</sub> < 53 . . . . . trachyandésite à labrador et à olivine | FM = 22 à 36; SiO <sub>2</sub> < 51 . . . . . trachybasaltite     | FM = 22 à 36; SiO <sub>2</sub> > 51 . . . . . trachybasaltite à olivine    | FM > 36; SiO <sub>2</sub> < 48 . . . . . trachybasaltite féminine        |
| B6 | FM > 36; SiO <sub>2</sub> < 48 . . . . . trachybasaltite féminine  | FM > 36; SiO <sub>2</sub> > 48 . . . . . trachybasaltite féminine à olivine    | Alk < 11 . . . . . phonolite lamprophylique        | Alk > 10 . . . . . leucite lamprophylique                               | FM < 8 . . . . . phonolite à leucite                                                 | FM < 8 . . . . . phonolite à leucite sombre                       |                                                                            |                                                                          |
| C1 |                                                                    |                                                                                |                                                    |                                                                         |                                                                                      |                                                                   |                                                                            |                                                                          |
| C2 |                                                                    |                                                                                |                                                    |                                                                         |                                                                                      |                                                                   |                                                                            |                                                                          |

|      |                                                   |                                                                                 |                                                                          |                                                            |                                                                          |                                                                                 |                                                                                 |                                                                  |                                                              |
|------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|
| C3+3 | FM < 8 . . . . . phonolite à leucite et néphéline | FM > 8; SiO <sub>2</sub> > 50 . . . . . phonolite à leucite et néphéline sombre | FM > 8; SiO <sub>2</sub> < 49 . . . . . leucite à néphéline phonolitique | FM < 10 . . . . . phonolite à néphéline                    | FM > 10 . . . . . phonolite à néphéline sombre                           | SiO <sub>2</sub> > 50; FM < 18 . . . . . phonolite lépéritique à leucite        | SiO <sub>2</sub> < 50; FM < 18 . . . . . phonolite lépéritique à leucite sombre | SiO <sub>2</sub> < 50; an > 0.15 . . . . . leucite lépéritique   | SiO <sub>2</sub> < 50; an < 0.15 . . . . . leucite           |
| C3   |                                                   |                                                                                 |                                                                          |                                                            |                                                                          |                                                                                 |                                                                                 |                                                                  |                                                              |
| C4   |                                                   |                                                                                 |                                                                          |                                                            |                                                                          |                                                                                 |                                                                                 |                                                                  |                                                              |
| C4+5 | FM < 15 . . . . . leucite à néphéline             | FM > 15 . . . . . leucite à néphéline sombre                                    | FM < 12 . . . . . phonolite à néphéline lépéritique                      | FM > 12 . . . . . phonolite à néphéline lépéritique sombre | SiO <sub>2</sub> > 50; FM < 16 . . . . . lépélite à leucite phonolitique | SiO <sub>2</sub> > 50; FM > 16 . . . . . lépélite à leucite phonolitique sombre | SiO <sub>2</sub> = 48 à 50; FM < 18 . . . . . lépélite à leucite claire         | SiO <sub>2</sub> = 48 à 50; FM > 18 . . . . . lépélite à leucite | SiO <sub>2</sub> < 48; FM < 30 . . . . . basaltite à leucite |
| C5   |                                                   |                                                                                 |                                                                          |                                                            |                                                                          |                                                                                 |                                                                                 |                                                                  |                                                              |
| C6   |                                                   |                                                                                 |                                                                          |                                                            |                                                                          |                                                                                 |                                                                                 |                                                                  |                                                              |
| C7   |                                                   |                                                                                 |                                                                          |                                                            |                                                                          |                                                                                 |                                                                                 |                                                                  |                                                              |
| C8   |                                                   |                                                                                 |                                                                          |                                                            |                                                                          |                                                                                 |                                                                                 |                                                                  |                                                              |

Mg en % - Li en ppm. Dosage par absorption atomique.

| N°   | Mg   | Li  | N°  | Mg   | Li  | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| D41  | 3.8  | 11  | H31  | 1.90 | 3.6 | E74  | 0.40 | 4.3 | G51  | 0.55 | 1.0 | 662 | 0.56 | 4.3 |
| G92  | 7.30 | 4   | G61  | 2.30 | 3   | D54c | 1    | 7.2 | E83  | 0.6  | 1.4 | Z3a | 0.32 | 3.3 |
| F44a | 5.5  | 6   | F35  | 1.90 | 1.2 | E410 | 0.50 | 3.5 | F71  | 0.90 | 2.9 | D54 | 0.30 | 3   |
| E31  | 6    | 8   | E31  | 1.30 | 1.0 | F44  | 1.10 | 3   | I61b | 0.70 | 1.5 | D32 | 0.56 | 1.7 |
| E25  | 5.6  | 6   | D34  | 1    | 7.2 | E46  | 0.78 | 2.8 | C62  | 0.8  | 1.3 | D34 | 3.8  | H63 |
| H49  | 1.20 | 9   | E71  | 1.20 | 1.0 | D81  | 0.60 | 1.7 | C83  | 0.8  | 5   | D24 | 0.34 | 20  |
| D12  | 1.84 | 5   | E42  | 1.10 | 2.8 | D541 | 0.52 | 4.1 | D62b | 0.7  | 1.0 | C73 |      | 20  |
| E45  | 1.70 | 1.0 | Z12a | 0.22 | 1.0 | E51  | 0.48 | 1.4 | Z3b  | 0.33 | 1.7 | H64 |      | 30  |
| E76  | 1.30 | 5.4 | H61  | 3    | 6.7 | C94  | 1.02 | 6.0 | Z3c  | 0.43 | 5.3 | D13 | 0.72 | 6   |
| D62  | 0.6  | 1.1 | D61  | 2.85 | 5.5 | H45  | 0.58 | 1.5 | D64  | 0.34 | 1.0 | D23 | 0.79 | 1.5 |

## ELEMENTS DOSES PAR FLUORESCENCE X

| Log                   | Nature de la roche    | N°      | Fe   | Ti    | Ca   | K    | Ba   | Sr   | Rb    | Rb/Sr | K/Rb | Ca/Sr | K/Ba |
|-----------------------|-----------------------|---------|------|-------|------|------|------|------|-------|-------|------|-------|------|
| formations terminales | Trachyandesite        | F35     | 6,15 | 1,34  | 6,13 | 1,69 | 523  | 744  | 126   | 0,117 | 134  | 86    | 32   |
|                       | "                     | H61     | 6,31 | 1,22  | 6,00 | 1,64 | 473  | 484  | 49    | 0,101 | 334  | 123   | 35   |
|                       | Latite                | I61 b   | 4,74 | 0,89  | 2,98 | 2,70 | 593  | 725  | 84    | 0,11  | 321  | 41    | 45   |
|                       | "                     | C94     | 4,11 | 0,74  | 3,00 | 3,26 | 679  | 695  | 108   | 0,15  | 301  | 43    | 48   |
|                       | "                     | F71     | 4,06 | 0,63  | 3,20 | 3,13 | 632  | 747  | 105   | 0,14  | 298  | 42    | 49   |
|                       | "                     | NVP36   | 2,90 | 0,46  | 1,74 | 3,48 | 712  | 342  | 143   | 0,42  | 243  | 51    | 49   |
|                       | Latite quartzifère    | NYPa    | 4,24 | 0,61  | 2,33 | 3,11 | 686  | 475  | 106   | 0,22  | 293  | 49    | 45   |
|                       | "                     | NVP38   | 4,32 | 0,67  | 2,48 | 3,05 | 742  | 749  | 125   | 0,17  | 244  | 33    | 41   |
|                       | "                     | E46     | 3,20 | 0,55  | 2,21 | 3,62 | 606  | 597  | 125   | 0,20  | 289  | 37    | 53   |
|                       | "                     | D32     | 5,06 | 0,95  | 1,70 | 3,77 | 656  | 511  | 113   | 0,22  | 333  | 33    | 57   |
|                       | ordanchite            | E44     | 3,27 | 0,74  | 2,73 | 3,70 | 702  | 846  | 123   | 0,145 | 300  | 32    | 52   |
|                       | "                     | H51     | 4,98 | 0,85  | 3,42 | 3,79 | 800  | 960  | 119   | 0,12  | 318  | 35    | 47   |
|                       | "                     | I44     | 4,06 | 0,85  | 3,44 | 3,68 | 905  | 940  | 114   | 0,12  | 322  | 36    | 40   |
|                       | "                     | H62     | 4,31 | 0,91  | 3,78 | 3,30 | 782  | 993  | 208   | 0,209 | 158  | 38    | 42   |
|                       | "                     | I52     | 5,72 | 0,98  | 4,23 | 2,90 | 577  | 924  | 109   | 0,117 | 266  | 45    | 50   |
|                       | "                     | J65     | 4,40 | 1,037 | 4,44 | 2,45 | 1229 | 1500 | 209   | 0,139 | 117  | 30    | 20   |
|                       | "                     | H63     | 5,67 | 0,96  | 4,25 | 2,20 | 663  | 1029 | 251   | 0,243 | 87   | 41    | 33   |
|                       | "                     | J61     | 4,43 | 0,92  | 3,59 | 3,11 | 915  | 955  | 86    | 0,09  | 361  | 37    | 33   |
|                       | phono-téphrite        | D13     | 3,34 | 0,60  | 3,33 | 3,89 | 849  | 1032 | 143   | 0,130 | 272  | 30    | 46   |
|                       | "                     | D23     | 3,12 | 0,56  | 3,22 | 3,78 | 911  | 1025 | 128   | 0,12  | 295  | 31    | 44   |
|                       | phonolite             | D26     | 1,67 | 0,28  | 0,39 | 4,98 | 563  | 338  | 183   | 0,54  | 272  | 11    | 88   |
|                       | "                     | C73     | 2,26 | 0,54  | 1,28 | 4,69 | 877  | 503  | 163   | 0,32  | 287  | 25    | 53   |
|                       | "                     | S24 NVP | 1,10 | 0,22  | 0,77 | 5,02 | 372  | 256  | 208   | 0,81  | 241  | 30    | 134  |
|                       | "                     | PA6 NVP | 1,52 | 0,44  | 0,71 | 4,79 | 973  | 485  | 172   | 0,35  | 278  | 14    | 49   |
|                       | "                     | H64     | 3,28 | 0,64  | 1,53 | 3,91 | 702  | 640  | 136   | 0,21  | 287  | 23    | 55   |
|                       | Trachyphonolite       | D24     | 1,40 | 0,32  | 0,71 | 4,55 | 971  | 375  | 167   | 0,44  | 272  | 18    | 46   |
|                       | rhyolite              | I22     | 0    | 0,148 | 0    | 4,09 | 62   | 38   | 342   | 9,24  | 119  | 0     | 659  |
|                       | "                     | D34     | -    | -     | -    | -    | -    | 0    | 280   | -     | -    | -     | -    |
|                       | Basaltes des plateaux | J64     | 8,06 | 1,47  | 6,82 | 0,89 | 703  | 580  | 11    | 0,019 | 809  | 117   | 13   |
|                       |                       | J63     | 7,05 | 1,38  | 5,54 | 1,55 | 744  | 730  | 58    | 0,079 | 267  | 75    | 21   |
| G71w                  |                       | 8,07    | 1,61 | 7,07  | 1,52 | 620  | 788  | 47   | 0,060 | 323   | 89   | 24    |      |
| D11                   |                       | 7,28    | 1,59 | 7,60  | 0,89 | 831  | 1146 | 130  | 0,113 | 68    | 66   | 11    |      |
| D48                   |                       | 7,09    | 1,25 | 7,30  | 1,15 | 645  | 791  | 29   | 0,037 | 396   | 92   | 18    |      |
| E25                   |                       | 7,72    | 1,58 | 7,39  | 1,77 | 802  | 836  | 97   | 0,116 | 182   | 88   | 22    |      |
| H25                   |                       | 8,43    | 1,79 | 8,60  | 1,42 | 860  | 880  | 43   | 0,049 | 330   | 97   | 16    |      |
| G36                   |                       | 7,60    | 1,37 | 7,70  | 0,97 | 537  | 651  | 29   | 0,044 | 334   | 118  | 18    |      |
| E11                   |                       | 7,53    | 1,24 | 7,02  | 0,87 | 694  | 677  | 33   | 0,049 | 263   | 103  | 12    |      |
| H23                   |                       | 8,34    | 1,63 | 8,08  | 1,24 | 744  | 1018 | 46   | 0,045 | 269   | 79   | 17    |      |
| I12                   |                       | 7,74    | 1,38 | 7,10  | 1,10 | 653  | 763  | 42   | 0,055 | 261   | 93   | 17    |      |
| E31                   |                       | 8,01    | 1,70 | 8,39  | 1,25 | 761  | 958  | 57   | 0,059 | 219   | 88   | 16    |      |
| H26                   |                       | 7,89    | 1,27 | 7,84  | 0,81 | 459  | 605  | 26   | 0,043 | 311   | 129  | 18    |      |
| F21                   |                       | 8,15    | 1,71 | 8,48  | 0,36 | 525  | 911  | 79   | 0,087 | 45    | 93   | 7     |      |
| I22                   |                       | 7,43    | 1,86 | 7,86  | 1,83 | 943  | 1028 | 58   | 0,056 | 315   | 76   | 19    |      |
| G35                   |                       | 7,69    | 1,46 | 7,58  | 1,33 | 860  | 934  | 40   | 0,043 | 332   | 81   | 15    |      |
| D42                   |                       | 7,48    | 1,35 | 6,95  | 1,23 | 670  | 738  | 34   | 0,046 | 361   | 94   | 18    |      |
| H24                   |                       | 7,20    | 1,50 | 7,57  | 1,78 | 1158 | 1144 | 82   | 0,072 | 217   | 66   | 15    |      |
| G24                   |                       | 7,79    | 1,36 | 7,79  | 0,83 | 500  | 638  | 28   | 0,044 | 296   | 122  | 16    |      |
| G22                   |                       | 8,68    | 1,62 | 7,73  | 0,75 | 612  | 776  | 56   | 0,072 | 133   | 99   | 12    |      |
| F11a                  |                       | 8,37    | 1,63 | 7,93  | 0,64 | 678  | 907  | 98   | 0,108 | 65    | 87   | 9     |      |

## ELEMENTS DOSES PAR FLUORESCENCE X

| Log                           | Nature de la roche    | N°     | Fe   | Ti    | Ca   | K    | Ba   | Sr   | Rb    | Rb/Sr | K/Rb | Ca/Sr | K/Ba |
|-------------------------------|-----------------------|--------|------|-------|------|------|------|------|-------|-------|------|-------|------|
| Basaltes miocènes             | Basalte               | B32    | 8,15 | 1,86  | 7,75 | 1,67 | 682  | 1064 | 53    | 0,05  | 315  | 72    | 24   |
|                               | "                     | J22    | 7,90 | 1,85  | 8,38 | 0,58 | 695  | 1134 | 153   | 0,135 | 38   | 73    | 8    |
|                               | "                     | G44    | 8,09 | 1,49  | 7,49 | 0,64 | 1005 | 1028 | 75    | 0,073 | 85   | 72    | 6    |
|                               | "                     | H39    | 7,83 | 1,51  | 7,80 | 0,75 | 793  | 934  | 168   | 0,18  | 44   | 83    | 9    |
| formations acides inférieures | Latite                | K21    | 2,98 | 0,54  | 2,39 | 4,05 | 683  | 694  | 150   | 0,21  | 270  | 34    | 59   |
|                               | Trachyte subcalcin    | B62    | 2,48 | 0,52  | 1,74 | 3,61 | 964  | 661  | 238   | 0,36  | 151  | 26    | 37   |
|                               | "                     | Z23a   | 1,02 | 0,96  | 1,70 | 3,27 | 108  | 871  | 111   | 0,12  | 294  | 19    | 302  |
|                               | Latite quartzifère    | D54    | 0,45 | 0,58  | 1,49 | 2,57 | 503  | 606  | 107   | 0,17  | 240  | 24    | 51   |
|                               | "                     | D87    | 4,08 | 0,60  | 2,00 | 3,41 | 738  | 619  | 130   | 0,21  | 262  | 32    | 46   |
|                               | "                     | E51    | 3,78 | 0,66  | 2,19 | 3,22 | 739  | 665  | 129   | 0,19  | 249  | 32    | 43   |
|                               | "                     | H35    | 4,09 | 1,00  | 1,42 | 2,61 | 397  | 493  | 114   | 0,23  | 228  | 28    | 66   |
|                               | "                     | Z23b   | 5,01 | 0,98  | 2,99 | 2,94 | 527  | 506  | 111   | 0,21  | 264  | 59    | 55   |
|                               | Trachyte subcalcin    | Z23c   | 3,86 | 0,70  | 2,09 | 3,11 | 629  | 643  | 118   | 0,18  | 263  | 32    | 49   |
|                               | Latite quartzifère    | C62    | 4,48 | 0,69  | 2,11 | 2,36 | 801  | 621  | 143   | 0,23  | 165  | 33    | 29   |
| Brisches inférieure           | Trachyte subcalcin    | J32    | 1,90 | 0,274 | 1,27 | 4,47 | 719  | 368  | 114   | 0,30  | 392  | 34    | 62   |
|                               | Trachyandesite        | G42    | 4,67 | 0,87  | 4,00 | 3,45 | 656  | 686  | 108   | 0,15  | 319  | 58    | 52   |
|                               | "                     | G45a   | 5,85 | 1,24  | 3,96 | 2,82 | 689  | 612  | 77    | 0,12  | 366  | 64    | 41   |
|                               | "                     | E410   | 4,79 | 0,95  | 4,21 | 3,28 | 679  | 854  | 97    | 0,11  | 338  | 49    | 48   |
|                               | "                     | D54c   | 6,50 | 1,16  | 4,62 | 2,17 | 550  | 541  | 72    | 0,13  | 301  | 85    | 39   |
|                               | "                     | G45b   | 5,90 | 1,23  | 5,13 | 2,20 | 556  | 603  | 65    | 0,11  | 338  | 85    | 39   |
|                               | "                     | G39    | 6,09 | 1,35  | 4,73 | 2,82 | 616  | 621  | 77    | 0,12  | 366  | 76    | 46   |
|                               | "                     | F44    | 5,87 | 1,03  | 5,30 | 2,59 | 626  | 565  | 73    | 0,13  | 354  | 93    | 41   |
|                               | "                     | Z72a   | 6,31 | 1,06  | 3,31 | 1,68 | 511  | 711  | 75    | 0,10  | 224  | 46    | 33   |
|                               | "                     | Z72b   | 5,86 | 1,50  | 5,31 | 1,93 | 589  | 628  | 58    | 0,09  | 332  | 84    | 33   |
| Brisches intermédiaires       | "                     | H49    | 5,95 | 1,28  | 5,75 | 2,57 | 556  | 597  | 61    | 0,10  | 421  | 96    | 46   |
|                               | Latite quartzifère    | E410   | 4,47 | 0,74  | 2,43 | 2,50 | 663  | 784  | 115   | 0,11  | 338  | 49    | 48   |
|                               | "                     | C83    | 4,38 | 0,55  | 2,16 | 2,05 | 679  | 571  | 296   | 0,51  | 69   | 37    | 30   |
|                               | Latite                | D511   | 2,91 | 0,89  | 2,65 | 3,45 | 998  | 821  | 115   | 0,14  | 300  | 32    | 37   |
|                               | "                     | H45    | 4,60 | 0,77  | 2,93 | 3,17 | 828  | 793  | 104   | 0,13  | 304  | 36    | 38   |
|                               | "                     | C61    | 4,70 | 0,95  | 2,91 | 8,97 | 812  | 773  | 95    | 0,12  | 312  | 37    | 36   |
|                               | "                     | G54    | 4,80 | 0,79  | 3,00 | 3,24 | 719  | 790  | 99    | 0,12  | 327  | 37    | 45   |
|                               | "                     | E74    | 4,90 | 0,74  | 3,67 | 2,76 | 682  | 624  | 85    | 0,13  | 324  | 58    | 40   |
|                               | "                     | E71    | 5,68 | 1,07  | 4,94 | 2,73 | 366  | 472  | 73    | 0,15  | 373  | 104   | 74   |
|                               | Trachyandesite        | H31    | 7,12 | 1,36  | 6,15 | 1,96 | 626  | 679  | 64    | 0,094 | 306  | 90    | 31   |
| Brisches terminales           | "                     | G31    | 4,81 | 1,26  | 6,36 | 2,36 | 688  | 966  | 79    | 0,08  | 298  | 65    | 34   |
|                               | "                     | D62    | 6,49 | 1,18  | 5,15 | 1,85 | 659  | 651  | 56    | 0,086 | 330  | 79    | 28   |
|                               | Latite à opx (Dacite) | D62 b  | 4,33 | 0,71  | 3,15 | 3,36 | 707  | 545  | 122   | 0,22  | 324  | 57    | 56   |
|                               | Trachyandesite        | D74    | 5,29 | 1,00  | 4,77 | 2,84 | 570  | 594  | 82    | 0,14  | 346  | 80    | 50   |
|                               | "                     | Z71    | 5,18 | 1,13  | 4,45 | 2,88 | 732  | 966  | 74    | 0,076 | 389  | 46    | 39   |
|                               | "                     | D61    | 7,04 | 1,26  | 6,02 | 1,68 | 453  | 503  | 48    | 0,085 | 350  | 119   | 37   |
|                               | Trachyte subcalcin    | D64    | 2,09 | 0,4   | 1,14 | 3,93 | 629  | 394  | 121   | 0,31  | 324  | 28    | 62   |
|                               | "                     | I43    | 2,34 | 0,42  | 1,61 | 4,19 | 986  | 453  | 119   | 0,26  | 352  | 35    | 42   |
|                               | Basalte               | C52    | 7,92 | 1,61  | 7,69 | 1,12 | 337  | 498  | 38    | 0,076 | 294  | 154   | 33   |
|                               | "                     | 96 NVP | 8,00 | 1,59  | 8,03 | 0,69 | 536  | 652  | 34    | 0,092 | 202  | 123   | 13   |
| formations terminales         | "                     | A91    | 7,71 | 1,10  | 6,35 | 0,66 | 304  | 347  | 24    | 0,069 | 275  | 183   | 22   |
|                               | Latite                | E83    | 4,51 | 0,90  | 2,96 | 3,04 | 809  | 729  | 70    | 0,096 | 434  | 40    | 37   |
|                               | Trachyandesite        | E84    | 4,87 | 0,90  | 4,64 | 2,21 | 719  | 695  | 62    | 0,089 | 356  | 66    | 31   |
|                               | "                     | E42    | 4,87 | 1,07  | 4,93 | 2,96 | 663  | 882  | 86    | 0,087 | 344  | 55    | 44   |
|                               | "                     | E45    | 6,22 | 1,38  | 5,51 | 2,15 | 566  | 387  | 51    | 0,13  | 421  | 142   | 38   |
|                               | "                     | E33    | 6,46 | 1,18  | 5,40 | 2,09 | 590  | 517  | 56    | 0,11  | 373  | 104   | 35   |
| "                             | G61                   | 7,55   | 1,45 | 6,00  | 1,77 | 517  | 528  | 42   | 0,079 | 421   | 113  | 34    |      |

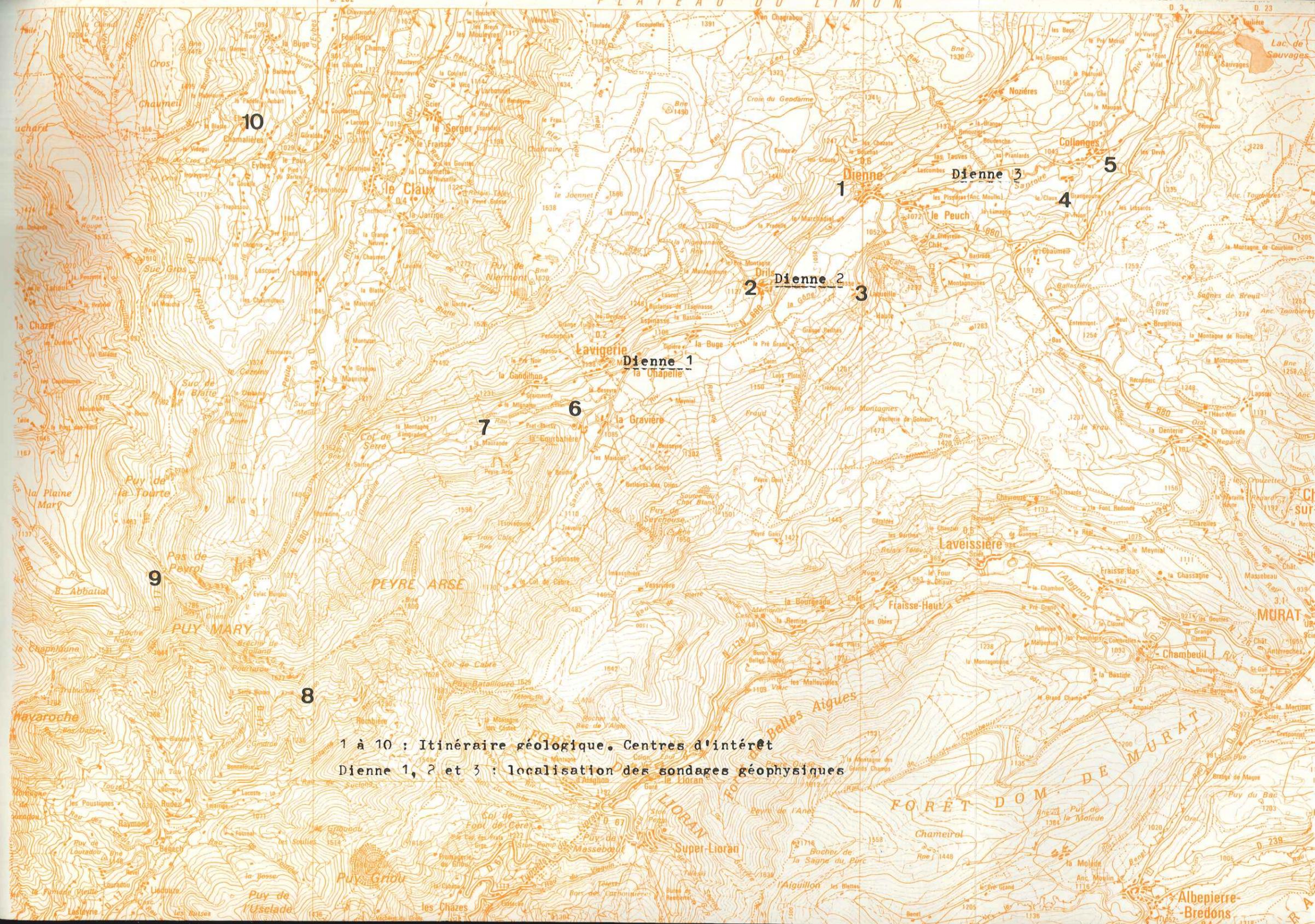
## ITINERAIRE GEOLOGIQUE

Les dix stations indiquées sur la carte peuvent être visitées en deux jours au départ de Dienne.

- Station 1 : au-dessus de Dienne (cf. p. 10, 17 et 77).  
Chemin allant de l'église au buron de Lou Crouze. Il recoupe successivement des scories basaltiques, des tufs lités et une brèche polygénique à blocs de latite pyriteux.
- Station 2 : au-dessus des dernières maisons du village de Drils.  
Dans le ruisseau du Limon, très bonne coupe des tufs lités intercalaires inférieurs (alternance régulière de niveaux cendreux et de niveaux ponceux). Ces tufs reposent sur une brèche monogénique trachyandésitique ("Brèche inférieure").
- Station 3 : entre Laqueille Basse et Laqueille Haute, dans l'entaille du talus de la route (cf. p. 32).  
Coupe à voir par temps sec. On y observe notamment des brèches plus ou moins stratifiées à passées fines, riches en blocs de granite, surmontant les argiles vertes oligocènes.
- Station 4 : thalweg situé entre les ruisseaux de Carmantron et de Chaumeil, derrière la bâtisse dite "Le Claux".  
On y voit, surmontant la coulée de basalte miocène de Collanges, un lahar ponceux et des cinérites.
- Station 5 : ruisseau de Carmantron (cf. p. 37).  
Remonter le ruisseau depuis la D23 à la sortie nord de Collanges. Il traverse successivement une "Brèche rouge" d'origine laharique, une coulée de ponces, des cendres brunes ravinées par un niveau bréchique lenticulaire ("Brèche inférieure"). La coupe se termine par des tufs lités (niveau identique à celui des stations 1 et 2) et des brèches stratifiées renfermant des niveaux de tufs vésiculés (très beaux échantillons).
- Station 6 : vallée de l'Impradine (cf. p. 24).  
Laisser la voiture près du pont (point coté 1070) et suivre les berges de l'Impradine. A l'entrée de la partie encaissée, on peut voir la "Brèche inférieure" (définie station 2) surmonter une brèche latitique (coulée de blocs résultant de l'autobréchification d'un dôme très aplati). Un peu plus loin, la "Brèche inférieure" repose sur des dépôts volcano-sédimentaires riches en lits de feuilles et de matières organiques (profond abri sous roche).
- Station 7 : vallée de l'Impradine (cf. p. 28).  
A la sortie ouest du hameau de la Gandilhon, prendre à gauche le

chemin qui descend vers le Mignalou jusqu'à l'Impradine. On découvre sur la gauche une falaise blanche d'une dizaine de mètres de haut que l'on peut suivre sur près de 200 m : il s'agit d'une coulée de ponces appartenant aux formations acides inférieures.

- Station 8 : extrémité amont de la Brèche de Rolland (cf. p. 146).  
Laisser la voiture au buron d'Eylac, avant d'arriver au Pas de Peyrol. Longer les hautes falaises qui forment le fond du cirque de l'Impradine. On rejoint ainsi la ligne de crête où passe le G.R. 4 (1 h à pied). Du côté Jordane, 50 mètres environ au-dessus du point coté 1555 m, on peut observer un empilement d'horizons laviques horizontaux, vésiculés et de couleur noire. On se trouve sans doute près du point d'émission des coulées scoriacées qui constituent la Brèche de Rolland.
- Station 9 : Pas de Peyrol (cf. p. 154).  
Brèches de nuées du Puy Mary passant sous les coulées du Puy de la Tourte (ou s'adossant contre elles).
- Station 10 : coulée de ponces du domaine d'Aubart (cf. p. 52).  
On peut voir à sa base des sections de branches carbonisées.



1 à 10 : Itinéraire géologique. Centres d'intérêt  
Dienne 1, 2 et 3 : localisation des sondages géophysiques

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse

A handwritten signature in dark ink, appearing to be 'R. M. ...', written over a horizontal line.

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université  
Scientifique et Médicale

