



HAL
open science

Etude volcano structurale des îles Maurice et Rodrigue (océan indien occidental) : origine du volcanisme

Bernard Perroud

► **To cite this version:**

Bernard Perroud. Etude volcano structurale des îles Maurice et Rodrigue (océan indien occidental) : origine du volcanisme. Volcanologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1982. Français. NNT: . tel-00759366

HAL Id: tel-00759366

<https://theses.hal.science/tel-00759366>

Submitted on 30 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.

205. 142
1982
104

Triple

SMG

205142

1982

104

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

Thèse de Doctorat de Spécialité

Spécialité Géologie Appliquée

Option : Pétrologie



ETUDE VOLCANO STRUCTURALE DES ILES

MAURICE ET RODRIGUE

(OCEAN INDIEN OCCIDENTAL).

. ORIGINE DU VOLCANISME .

PAR BERNARD PERROUD

soutenue publiquement le 23 juin 1982 devant la commission d'examen

R. MICHEL, Professeur USMG

Président

N. VATIN-PERIGNON, Maître de Recherche CNRS

Rapporteur

R. SCHLICH, Directeur de Recherche CNRS

) Examineurs

P. M. VINCENT, Professeur à l'Université
de Clermont-Ferrand

)

)

)

R É S U M É

L'île Maurice (40 km de diamètre) et l'île Rodrigue (18 x 6 km), situées dans l'océan Indien Occidental, forment avec la Réunion (170 km à l'WSW) l'archipel des Mascareignes.

L'île Maurice repose sur la bordure sud du plateau des Mascareignes (-1 000 m). Sa mise en place est liée à deux éléments structuraux : un rift N 100 à l'Est, limité à l'Ouest par une transformante N 20; la formation de l'île se fait en quatre périodes :

1 - La Série bréchique (10 M a.) débute par un épisode phréatomagmatique qui correspond à l'émersion de l'île et se poursuit par des venues effusives et explosives qui construisent un bouclier de 300 m de haut. En fin d'évolution, un affaissement de 27 km de diamètre, en bascule vers l'Ouest, lié à une subsidence en chaudron de la chambre magmatique, affecte la partie sommitale.

2 - La Série ancienne (6,2 M a. à 5 M a.) se caractérise par un volcanisme effusif (basalte aphyrique et ankaramite) qui édifie un volcan bouclier. Un gonflement souligné par un système en étoile, un effondrement pré-caldeirique (600 m de rejet) puis un dégazage des fissures qui entraîne une reprise de l'affaissement et l'émission de dômes de trachyphonolites aboutissent à la création d'une caldeira polylobée de 20 km de diamètre à fond en marche d'escalier.

La mise en place de ces deux périodes est guidée par un rift N 100 relayée durant la Série ancienne par une chambre magmatique superficielle. Sous l'influence de la distension (4 km de largeur), ce rift s'effondre et les accidents ainsi créés permettent le passage des gaz avant d'être scellés par les trachyphonolites. La transformante N 20 est peu active et se manifeste par quelques accidents jalonnés de cônes adventifs mais durant les deux dernières périodes, son activité augmente.

3 - La Série intermédiaire (3,5 à 1,7 M a.) commence par un volcanisme effusif qui débute le remplissage de la caldeira. Les basaltes à olivine sont émis, soit par de rares cônes, soit par des fissures N 150 liées à la transformante N 20, qui, en fin d'évolution, découpe en horsts et grabens l'ensemble de cette série.

4 - La Série récente (0,7 à 0,0025 M a.) termine le comblement de la caldeira. Les hawaïtes sont émises par des cônes centrés sur une ligne N 20 qui traverse l'île du NW au SE. Les deux éléments structuraux (rift et transformante) se parallélisent à deux accidents de la croûte océanique : le rift N 90 Est Indien limité à l'Ouest par la faille de Chagos N 20 qui forme la ride Médio Indienne il y a 10 M a.

Rodrigue se situe à l'extrémité Est de la ride de Rodrigue sur l'ancien cratère d'un guyot dont quelques laves affleurent à l'Est de l'île.

L'édification de l'île débute par un épisode effusif (basalte à olivine) qui édifie un dôme découpé par l'érosion. Elle se poursuit par l'émission excentrée de laves qui s'écoulent vers l'Ouest.

Un épisode phréatomagmatique créant un ring-tuf et un maar remplis par des laves hawaïtiques détruites par hydrothermalisme, puis des hawaïtes qui empruntent les fissures de refroidissement de ce système, termine l'évolution de l'île.

Mots clés : Ile maurice, île Rodrigue, plateau des Mascareignes, rift, transformante, phréatomagmatisme, caldeira, hydrothermalisme, Océan Indien Occidental.

205142
1982
104

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

Thèse de Doctorat de Spécialité

Spécialité Géologie Appliquée

Option : Pétrologie

ETUDE VOLCANO STRUCTURALE DES ILES

MAURICE ET RODRIGUE

(OCEAN INDIEN OCCIDENTAL).

.ORIGINE DU VOLCANISME.



T. 82/181

PAR BERNARD PERROUD

soutenu publiquement le 23 juin 1982 devant la commission d'examen

R. MICHEL, Professeur USMG	Président
N. VATIN-PERIGNON, Maître de Recherche CNRS	Rapporteur
R. SCHLICH, Directeur de Recherche CNRS) Examineurs
P. M. VINCENT, Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand	



"Dieu créa l'île Maurice avant le paradis terrestre."

Mark Twain.

AVANT-PROPOS

SYNOPSIS

SUMMARY

Quoique cette enceinte de rochers paraisse derrière nous presque perpendiculaire, ces plateaux verts qui en divisent la hauteur sont autant d'étages par lesquels on parvient, au moyen de quelques sentiers difficiles, jusqu'au pied de ce cône de rochers incliné et inaccessible, qu'on appelle le Pouce. A la base de ce rocher est une esplanade couverte de grands arbres, mais si élevée et si escarpée qu'elle est comme une grande forêt dans l'air, environnée de précipices effroyables. Les nuages que le sommet du Pouce attire sans cesse autour de lui y entretiennent plusieurs ruisseaux, qui tombent à une si grande profondeur au fond de la vallée, située au revers de cette montagne, que de cette hauteur on n'entend point le bruit de leur chute. De ce lieu on voit une grande partie de l'île avec ces mornes surmontés de leurs pitons, entre autres Piterboth et les Trois-Mamelles avec leurs vallons remplis de forêts; puis la pleine mer et l'île Bourbon, qui est à quarante lieues de là vers l'Occident.

B. 4. CONCLUSION Paul et Virginie.

C. 4. LES NIVEAUX Bernardin de Saint-Pierre

C. 1. MORPHOLOGIE

C. 2. LA LIMITE

C. 3. STRATÉGRAPHE

C. 3. 1. LE PAYS

C. 3. 2. DESCRIPTION

C. 3. 3. LES COLLINES

C. 3. 4. LES PASSES

C. 3. 5. LES ZONES

C. 3. 6. LES CÔTES

C. 3. 7. CONCLUSION

C. 4. ÉVOLUTION

C. 4. 1. MORPHOLOGIE

C. 4. 2. LES ÉVÉNEMENTS

A Geneviève,
A mes Parents.

TABLE DES MATIERES

AVANT PROPOS
RÉSUMÉ
ABSTRACT

P R E S E N T A T I O N

I	SITUATION ET APERCU GEOLOGIQUE	1
II	MORPHOLOGIE	1
III	GEOLOGIE GENERALE	5
IV	BUTS ET ORIENTATION DES TRAVAUX	6
V	NOTATIONS IMPORTANTES	6

PREMIERE PARTIE : EVOLUTION VOLCANO STRUCTURALE DE L'ILE MAURICE

PLAN D'ETUDE	9
--------------------	---

CHAPITRE I : LES FORMATIONS BRECHIQUES - LES SERIES BRECHIQUES

A - DEFINITION	10
B - LA SERIE DE BASE	10
B.1. QUELQUES REMARQUES	10
B.2. STRATIGRAPHIE	10
B.3. LE TOIT DES TUFFS	14
B.4. CONCLUSION	16
C - LES NIVEAUX SOMMITAUX	16
C.1. MORPHOLOGIE ET VÉGÉTATION	16
C.2. LA LIMITE TUFFS - LAVES	17
C.3. STRATIGRAPHIE	19
C.3.1. LE PRIEST PEAK	19
C.3.2. DESCRIPTION D'AUTRES COUPES	21
a - Les coulées doléritiques	22
b - Les passées altérées	22
c - Les zones tufacées (Le phréatomagmatisme).....	23
d - Les cônes	23
C.3.3. CONCLUSION : L'EVOLUTION DU BOMBEMENT PRIMITIF	25
C.4. ÉVOLUTION DE LA PARTIE ÉMERGÉE DE L'ÎLE.....	26
C.4.1. MORPHOLOGIE ET ALTERATION DES FORMATIONS.....	26
C.4.2. LES ELEMENTS STRUCTURAUX	26

a - Le rift N 100	26
b - Les fractures N 70 en échelons et les accidents N 20	27
c - Chronologie du rift et des accidents N 70 et N 20	28
d - L'effondrement	29
e - Morphologie de l'île Maurice à la fin de la Série bréchique	35
D - CONCLUSION A L'ETUDE DES SERIES BRECHQUES INFERIEURES.	36
E - MINERALOGIE DES SERIES BRECHQUES	38
E.1. LES SCORIES	39
E.2. LES LAVES	39
a - Les basaltes à olivine	39
b - Les basaltes aphyriques	39
c - Les basaltes à gros feldspaths	39
d - Les océanites vraies	40
e - Les basaltes doléritiques	40
<u>CHAPITRE II : LA SERIE ANCIENNE - LE BOUCLIER PRIMITIF.</u>	41
A - INTRODUCTION	41
B - LES BASALTES APHYRIQUES	41
B.1. STRATIGRAPHIE	41
B.2. LE CONTACT LAVE APHYRIQUE - SERIE BRECHIQUE	43
B.3. RÉPARTITION DES COULÉES APHYRIQUES	44
C - LES ANKARAMITES	44
C.1. LE CONTACT ANKARAMITE - BASALTE APHYRIQUE.....	44
C.2. STRATIGRAPHIE	46
D - EVOLUTION STRUCTURALE DES SERIES ANCIENNES	49
D.1. LES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX	49
D.1.1. LE RIFT N 100	49
D.1.2. LES ACCIDENTS N 70 et N 20	49
D.1.3. LA CALDEIRA	49
D.1.3.1. Le Gonflement	49
a - Le système radial	51
b - Le volcan central	52
D.1.3.2. L'affaissement	53
a - Les observations de terrain	54
b - Les sondages	58
D.1.3.3. Aspect topographique de la caldeira.....	66
D.1.3.4. Chronologie des événements.....	70
E - CONCLUSION	70
F - PETROGRAPHIE DES SERIES ANCIENNES	72
F.1. LES LAVES	72
a - Aspect macroscopique	72
b - Microscopie	72
F.2. PÉTROGRAPHIE DU SYSTÈME RADIAL	74
G - GEOCHIMIE DES SERIES BRECHQUES ET LAVIQUES ANCIENNES CORRESPONDANT A LA 1ère PHASE D'ACTIVITE	74

G.1. INTRODUCTION	74
G.2. CARACTÉRISATION DES TYPES DE ROCHES DANS LE DIAGRAMME, R 1 ET R 2 DE H DE LA ROCHE (1980)	75
G.3. CARACTÉRISATION DES BASALTES (DIAGRAMME DE PEARCE 1976)	75
G.4. VARIATION DES ÉLÉMENTS MAJEURS EN FONCTION DU D.I., (THORNTON ET TUTTLE 1960)	77
G.5. DIAGRAMME DE KUNO ET AL (1957) $FeO^* S.I., SiO_2 - S.I.,$ ET $TiO_2 - S.I.$	81
G.6. DIAGRAMME DE MYASHIRO (1974)	81
COMPORTEMENT DES ALCALINS (KUNO 1959) DIAGRAMME $Na_2O + K_2O/S.I.,$	81
G.8. DANS LE DIAGRAMME Na_2O / K_2O	81
G.9. DANS LE DIAGRAMME $An - Ab' - Or$	85
G.10. DIAGRAMME $MgO - K_2O - Na_2O$ (De La Roche 1975).....	85
G.11. CONCLUSION	85
<u>CHAPITRE III :</u>	
Le rift N 100. Structure et pétrographie. Son rôle dans la mise en place des phonolites.....	89
A - INTRODUCTION	89
B - DESCRIPTION ET MISE EN PLACE DES DYKES	89
B.1. DESCRIPTION.....	89
B.1.1. LES DYKES ONDULEUX DE BASALTE DOLERITIQUE.....	89
B.1.2. LES DYKES DE BASALTE APHYRIQUE.....	91
B.1.3. LES DYKES DE TYPE III	91
B.1.4. LES DYKES DE TYPE IV	91
B.1.5. LES DYKES DE TYPE V	93
B.1.6. LES DYKES DE TYPE VI	93
B.2. OUVERTURE ET FONCTIONNEMENT DU RIFT.....	94
B.2.1. LE RIFT PENDANT LA MISE EN PLACE DE LA SERIE BRECHIQUE	94
B.2.2. LE FONCTIONNEMENT DU RIFT DURANT LA PERIODE DE LA SERIE ANCIENNE.	94
B.2.3. LES DERNIERES EMISSIONS DU RIFT.....	98
C - LES DOMES DE PHONOLITES ET LEUR MISE EN PLACE.....	98
C.1. DESCRIPTION	98
C.2. MISE EN PLACE ET ORIGINE	104
C.2.1. ORIGINE	104
C.2.2. QUELQUES SUPPOSITIONS SUR L'EMPLACEMENT GEOGRAPHIQUE DE CES DOMES	107
D - COMPARAISON GEOCHIMIQUE DES DYKES - COULEES	109
E - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FORMATIONS DU RIFT	109
E.1. LES DYKES DE TYPE I	109
E.2. LES DYKES DE TYPE II	113
E.3. LES DYKES DE TYPE III	113

E.4. LES DYKES DE TYPE V 115
 E.5. LES DYKES DE TYPE VI 115
 F - CARACTERISTIQUE DE L'HYDROTHERMALISME 116
 F.1. PARAGENÈSE 116
 F.2. REMARQUE SUR LA LOCALISATION DES MINÉRAUX SECONDAIRES, 118
 F.2.1. LE QUARTZ 118
 F.2.2. LES AUTRES MINÉRAUX 118
 G - CONCLUSION 121

CHAPITRE IV LES SÉRIES INTERMÉDIAIRES

A - INTRODUCTION 123
 B - STRATIGRAPHIE 123
 B.1. DESCRIPTION DE LA SÉRIE 123
 B.2. LE SOUBASSEMENT DES SÉRIES INTERMÉDIAIRES, 126
 C - MISE EN PLACE DES SÉRIES INTERMÉDIAIRES 126
 D - ORIGINE DES SÉRIES INTERMÉDIAIRES 130
 D.1. LE SECTEUR OUEST 130
 D.2. LES POINTS DE SORTIE DE L'EST 131
 D.2.1. LE CHEVAL DE PIERRE 131
 D.2.2. LE MONT LION 131
 E - LES ACCIDENTS 134
 F - CONCLUSION 140

CHAPITRE V

LES DERNIÈRES ÉMISSIONS VOLCANIQUES : LES HAWAIIITES RÉCENTES

A - STRATIGRAPHIE 143
 B - MISE EN PLACE DE CES SÉRIES 143
 C - ORIGINE 144
 D - CONCLUSION 147

CONCLUSION SUR L'ÉVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE DE L'ÎLE MAURICE..... 149

DEUXIÈME PARTIE

ESSAI D'INTERPRÉTATION DES STRUCTURES DE L'ÎLE MAURICE

CHAPITRE I

LES MOUVEMENTS VERTICAUX, GONFLEMENTS ET SUBSIDENCES, COMPARAISON AVEC LES MOUVEMENTS OBSERVÉS À LA RÉUNION

A - INTRODUCTION: PRUDENCE ET RÉSERVES SUR CES COMPARAISONS... 153
 B - SIMILITUDE ENTRE LES ÎLES MAURICE ET RÉUNION..... 153
 C - LES EFFONDREMENTS 155
 C.1. L'EFFONDREMENT AFFECTANT LA SÉRIE BRÈCHIQUE..... 155
 C.2. LA CALDEIRA 159
 C.2.1. LE PREMIER EFFONDREMENT 159
 C.2.2. POSITION DE CHAMBRE MAGMATIQUE 161
 C.2.3. LES EFFONDREMENTS SECONDAIRES 161
 C.3. CONCLUSION 162
 D - ÉVOLUTION DE LA CROÛTE OcéANIQUE AU DROIT DE L'ÎLE MAURICE 162

CHAPITRE II

LE RIFT N 100 ET LA TRANSFORMANTE N 20: RELATIONS AVEC LES STRUCTURES DU BASSIN DES MASCAREIGNES

A - ÉVOLUTION DE L'OcéAN INDIEN OCCIDENTAL..... 167
 B - LA RIDE MÉDIO INDIENNE..... 169
 C - POSITION DE L'ÎLE MAURICE DANS LE BASSIN DES MASCAREIGNES 171
 D - RELATIONS ENTRE LES ÎLES MAURICE ET RÉUNION 173
 E - CONCLUSION 173

TROISIEME PARTIE

L'ILE RODRIGUE

CHAPITRE I

Présentation..... 177

A - SITUATION GEOGRAPHIQUE..... 177

B - MORPHOLOGIE..... 177

CHAPITRE II

Etude des différentes séries. Essai d'interprétation
de l'histoire de l'île..... 179

A - INTRODUCTION..... 179

B - STRATIGRAPHIE DES DIFFERENTES SERIES..... 179

B.1. LES COULEES DE BASE..... 179

B.2. LES COULEES DU BOUCLIER, LE SOUBASSEMENT DE
L'ILE ACTUELLE..... 182

B.2.1. MORPHOLOGIE..... 184

B.2.2. PETROGRAPHIE..... 184

B.2.3. CONCLUSION..... 185

B.3. LES COULEES PRISMEES. LA FIN DU BOUCLIER..... 186

B.3.1. STRATIGRAPHIE..... 186

B.3.2. LES COULEES DU MONT TONNERRE..... 186

B.3.3. MISE EN PLACE DES COULEES PRISMEES..... 189

B.3.4. PETROGRAPHIE..... 190

a) Les laves..... 190

b) Les inclusions..... 192

c) Origine des nodules..... 192

B.3.5 Conclusion..... 193

B.4. LES AMAS DE TUFFS..... 193

B.4.1. COUPE DE PETIT BRULE..... 194

B.4.2. LES AUTRES COUPES..... 194

B.4.3. ORIGINE ET DEPOTS DES TUFFS..... 194

B.4.4. LES AFFLEUREMENTS DE RIVIERE BANANE..... 197

B.4.5. CONCLUSION..... 197

B.5. LES HAWAITES ALTEREES..... 198

B.5.1. ESSAI D'INTERPRETATION..... 200

B.5.2. CONCLUSION..... 200

B.6. LES HAWAITES SAINES ; DERNIER EPISODE ERUPTIF..... 201

B.6.1. STRATIGRAPHIE..... 201

B.6.2. ORIGINE..... 201

B.6.3. PETROGRAPHIE..... 203

B.6.4. CONCLUSION..... 204

B.7. LES CALCARENITES..... 204

C - RELATIONS AVEC L'OCEAN INDIEN OCCIDENTAL..... 204

C.1. INTRODUCTION..... 204

C.2. DESCRIPTION DE LA RIDE..... 204

C.3. LES RELATIONS AVEC L'OCEAN INDIEN..... 205

CONCLUSION - EVOLUTION DE L'ILE ACTUELLE..... 207

ETABLISSEMENT D'UN SCHEMA COHERENT SUR L'ARCHIPEL DES

MASCAREIGNES..... 209

LISTE DES FIGURES

	pages
Fig. 1 : Carte bathymétrique simplifiée (isobathes 1000 et 4000 m) de l'Océan Indien (Schlich, 1975)	2
Fig. 2 : Position bathymétrique de l'île Maurice par rapport au plateau des Mascareignes (Fisher et Johnson, 1967).....	3
Fig. 3 : Position de Maurice dans les éléments structuraux de l'océan Indien (Fisher, 1967).....	3
Fig. 4 : Carte et coupes simplifiées de l'île Maurice.....	4
Fig. 5 : Carte d'affleurement des séries tufacées	11
Fig. 6 : Transformation des coulées de laves	12
Fig. 7 : Un petit appareil dans les séries de base (Montagne Longue).	12
Fig. 8 : Coupe schématique du sénèque Peak	13
Fig. 9 : Figure de fluage dans les brèches de Anse Jonchée.....	14
Fig. 10 : Forme supposée de l'île Maurice à la fin de la Série de base (10 Ma).....	15
Fig. 11 : Coupe du Grand Malabar	16
Fig. 12 : Morphologie des niveaux sommitaux	17
Fig. 13 : Limite entre les Séries de base et les niveaux sommitaux ...	17
Fig. 14 : Carte d'affleurement des niveaux sommitaux	18
Fig. 15 : Coupe du Priest Peak - Corrélation avec d'autres coupes.....	20
Fig. 16 : Aspect des coulées de lave (base du Mont Lion).....	21
Fig. 17 : Les géodes des coulées doléritiques	22
Fig. 18 : Carte géologique du Massif du Pouce - Limite de l'effondrement.....	24
Fig. 19 : Forme de l'île à la fin de la Série bréchique	25
Fig. 20 : Le toit des argiles sous les coulées aphyriques	26
Fig. 21 : Aspect des dykes du rift selon les branches étudiées	27
Fig. 22 : Les dykes N 70 de la Série bréchique	28
Fig. 23 : Les brèches N 70 de la base du Pouce	28
Fig. 24 : Analyse structurale d'une zone de dykes Jointifs.....	29
Fig. 25 : La limite de l'effondrement du sommet de la Série bréchique.	30
Fig. 26 : Coupe de la crête allant du Pouce au Priest Peak.....	31
Fig. 27 : Rbord interne de l'effondrement à Montagne Longue	32
Fig. 28 : Coupe du fond de la rivière Château d'eau.....	32
Fig. 29 : La zone broyée de la Vallée du Pouce	31
Fig. 30 : La bordure Est de l'effondrement à Montagne Blanche.....	33
Fig. 31 : Bordure Est de l'effondrement : la brèche verticale sous-aphyrique du Mont Fayence	33
Fig. 32 : Le passage de l'effondrement (rivière Tamarin)	34
Fig. 33 : Morphologie de l'île à la fin des Séries bréchiques de base avant l'effondrement central.....	35
Fig. 34 : Limite de l'effondrement dans le massif du Pouce (Anse Courtois)	36
Fig. 35 : Les différentes formes de l'île Maurice durant la période de la Série bréchique	37
Fig. 36 : Coupe stratigraphique schématique du bouclier primitif	38
Fig. 37 : Formes des plagioclases dans les laves du Mont Beauchamp ...	40
Fig. 38 : Le bouclier primitif - Coupe schématique à l'échelle	41
Fig. 39 : Morphologie - Carte schématique (A) et coupes (B)	42
Fig. 40 : Aspect des basaltes aphyriques (vallée du Pouce)	43
Fig. 41 : Le contact série bréchique - basalte aphyrique	44
Fig. 42 : Carte d'affleurement des basaltes aphyriques	45
Fig. 43 : Passage progressif des basaltes aphyriques aux ankaramites ..	46

Fig. 44 a : Mise en place des ankaramites le long de la rivière Tamarin	47
Fig. 44 b : Mise en place des ankaramites le long de la rivière Noire..	47
Fig. 45 : Position du rift N 100 par rapport au volcan central.....	48
Fig. 46 : Le système en étoile et le rift N 100 - Leur influence sur les courbes bathymétriques (Fisher et al., 1967).....	50
Fig. 47 : Les fissures radiales N 10 et leur influence sur les courbes de niveau	51
Fig. 48 : Panorama du Corps de Garde - Sa fissure radiale explosive N 70	52
Fig. 49 : Aspect du bouclier primitif après l'effondrement, reconstitué grâce aux sondages électriques et aux affleurements de terrain	53
Fig. 50 : Effondrement de la caldeira au Pouce	54
Fig. 51 : Aspect de la caldeira au col entre le Pic des Guibies et le Pouce	54
Fig. 52 : Le passage de la caldeira au col entre le Pouce et le pic des Guibies. Les effets sur les coulées.....	54
Fig. 53 : Relation entre les deux caldeiras dans le massif du Pouce...	55
Fig. 54 : Coupe du rebord Nord de la caldeira	55
Fig. 55 : Coupe du rebord Nord de la caldeira	55
Fig. 56 : Coupe du lobe Ouest de la caldeira	56
Fig. 57 : Coupes séries de la bordure Sud-Est de la caldeira.....	57
Fig. 58 : Coupe dans le plan de la caldeira de la Montagne du Rempart.	59
Fig. 59 : Coupe du rebord Nord de la caldeira. Son rôle dans l'hydrogéologie.....	59
Fig. 60 : Quelques courbes témoins des sondages électriques.....	60
Fig. 61 : Carte de résistivité des plaines wilhems (Santenac 1964)....	61
Fig. 62 : Aspect du flanc Sud de la caldeira	62
Fig. 63 : Coupe du bord Nord-Ouest de la caldeira	62
Fig. 64 : Coupe du bord Est de la caldeira (Bloc de Beau Bassin)	63
Fig. 65 : Coupe schématique Ouest-Est réalisée d'après les sondages de Santenac (1964)	64
Fig. 66 : Cartes de résistivités des environs de Montagne Blanche	65
Fig. 67 : Position des différents blocs à l'intérieur de la caldeira..	67
Fig. 68 : Coupes séries Nord-Sud transversales à la caldeira.....	68
Fig. 69 : Les fissures du Pic Berthelot (Massif de Port-Louis).....	69
Fig. 70 : Relations entre l'effondrement de la Série bréchique et les limites du bloc central de la caldeira de la Série ancienne.	69
Fig. 71 : Aspect stratigraphique de la Série ancienne	70
Fig. 72 : Résumé des deux épisodes principaux édifiant le dôme (période de la Série ancienne)	71
Fig. 73 : Diagramme Ca - Fe - Mg. Coexistence de l'olivine et des pyroxènes dans la Série ancienne (Baxter 1972).....	73
Fig. 74 : Projection normative des compositions de la Série ancienne depuis le plagioclase sur les plans Ne-Di-ol et Di-Op-qz (Baxter 1972).....	73
Fig. 75 : Diagramme de De La Roche	76
Fig. 76 : Diagramme de pearce (1976).....	76
Fig. 77a : Diagramme D.I./Eléments majeurs (% poids) pour la Série bréchique	78
Fig. 77b : Diagramme D.I./Eléments majeurs (% poids) pour la Série ancienne	79
Fig. 78 : Diagramme SiO ₂ /S.I., TiO ₂ /S.I., FeO/S.I. (Kuno et al 1957)..	80
Fig. 79 : Diagramme de Miyashiro (1974) pour les océanites de la Réunion (liées au rift) et pour la Série bréchique et la Série ancienne de l'île Maurice.....	82
Fig. 80 : Diagramme alcalins/SiO ₂ (% poids).....	83

Fig. 81	: Diagramme k2o/Sio2	83
Fig. 82	: Diagramme k2o/Na2oo.....	84
Fig. 83	: Diagramme H De La Roche	84
Fig. 84a	: Diagramme Or - An - Ab' (normatifs).....	86
Fig. 84b	: Exemple de Séries potassiques et sodiques mondiales (d'après Irvine et Varagar, 1971)	86
Fig. 85	: Position du rift et des dômes. Contexte tectonique des dômes.	88
Fig. 86	: Agencement des dykes N 100. Schéma de la butte située à l'Ouest du Val (Massif Bambou).....	89
Fig. 87	: Les différents trajets de dykes onduleux	90
Fig. 88	: Coupe de la crête de Cent Goulettes (Massif Bambou).....	90
Fig. 89	: Un aspect caractéristique des dykes N 100 de type III	91
Fig. 90	: Les brèches associées aux dykes N 110 de type III (Mont Chat)	92
Fig. 91	: Contact entre deux dykes (Vallée du ruisseau Lovard).....	92
Fig. 92	: Carte géologique de la région du Val. Position des dykes de type IV	93
Fig. 93	: Panorama du fond de Anse Bambou	95
Fig. 94	: Aspect des laves intercalées dans la latérite (crête de Pointe aux Roches)	95
Fig. 95	: La crête entre le val et Eau Bleue. Les dykes N 100 de type II	96
Fig. 96	: La mise en place des dykes N 100 de basalte aphyrique (type II) au Nord du Val	97
Fig. 97	: Le passage dyke-coulée (Mont Chat)	97
Fig. 98	: Carte géologique du Mont Bambou. Position des brèches	98
Fig. 99	: Coupe Nord Sud du Piton du Milieu	99
Fig. 100	: Le Mont Camizard vu de la route de Bel Air panorama Est Ouest	100
Fig. 101	: Aspect microscopique des cristaux de pyroxènes (augite aégé- rinique) dans les phonolites du Mont Camizard (x 63)	100
Fig. 102	: Coupe Série Nord-Sud de Anse Courtois	101
Fig. 103	: Photo aérienne 59 - Les grands accidents N 100 du massif Bambou	103
Fig. 104	: Les accidents N 100 terminaux du massif Bambou depuis Vieux Grand Port jusqu'à Mont Beauchamp	105
Fig. 105	: Les accidents N 100 du rift (Ouest du Mont Bambou)	106
Fig. 106	: Photo aérienne N° 95. Les grands accidents dans les environs du Mont Laselle.....	108
Fig. 107	: Association en croix de cristaux de clinopyroxène (basalte doléritique).....	110
Fig. 108	: Remplissage de bulles dans les dykes	111
Fig. 109	: Remplissage des bulles dans les dykes du rift.....	112
Fig. 110	: Aspect des cristaux de clinopyroxènes dans les dykes du rift	114
Fig. 111	: Remplissage des fentes de dykes éloignés des accidents N 100	114
Fig. 112	: Diagramme température - fugacité de l'oxygène pour l'équili- bre des minéraux ferreux et ferriques	117
Fig. 113	: Répartition des différentes zones hydrothermales au sein du massif Bambou	118
Fig. 114	: Position des échantillons par rapport aux accidents du rift.	120
Fig. 115	: Localisation des laves des Séries intermédiaires	122
Fig. 116	: Aspect du réseau hydrographique au sein de la Série interm- édiaire	124
Fig. 117	: Soubassement des Séries intermédiaires vers Chamarel.....	125
Fig. 118	: Coupe du soubassement le long de la rivière des Galets.....	125
Fig. 119	: Coupe du soubassement dans le Sud; entre le Jurançon et la mer	126
Fig. 120	: Coupes montrant les relations entre les Séries intermédiaires et les Séries ancienne et bréchique à l'Ouest du massif Savanne	127

Fig. 121	: Sondages de Chamarel et corrélation des différentes coupes .	128
Fig. 122	: Résultat des corrélations de la figure 121	129
Fig. 123	: Dyke de la Crête	131
Fig. 124	: Carte géologique de Mont Lion	132
Fig. 125	: Coupe A B et C D du Mont Lion	133
Fig. 126	: Schéma structural des environs du Mont Lion	133
Fig. 127	: Différents aspects des accidents N 20	135
Fig. 128	: Coupes sériees montrant l'alignement des accidents N 70	136
Fig. 129	: Schéma structural du Morne Brabant	137
Fig. 130	: Les accidents au sein des Séries intermédiaires. Position du système transformant	138
Fig. 131	: Les fractures liées à une zone de décrochement dextre	137
Fig. 132	: Les accidents dans les argiles de Chamarel	139
Fig. 133	: Le recourbement des dykes N 100 au niveau du Mont Lagrave ..	140
Fig. 134	:	141
Fig. 135	: Carte d'affleurement des hawaïtes	142
Fig. 136	: Exemples de vallées surimposées	144
Fig. 137	: Mise en place des hawaïtes récentes	145
Fig. 138	: Coupes établies à partir d'une prospection électrique mon- trant la chronologie des volcans récents des plaines du Nord	146
Fig. 139	: Relation entre les cônes et les accidents N 20	148
Fig. 140	: Les différents stades structuraux de l'évolution de l'île Maurice	151
Fig. 141	: Projection normative des compositions des basaltes de Maurice et de la Réunion depuis le plagioclase sur les plans Néphéline (Ne), Diopside (Di) Forsterite (Ol) et Diopside - Forsterite Silice (Qz)	154
Fig. 142	: Diagramme triangulaire montrant la tendance de différencia- tion des laves de l'île Maurice de l'île de la Réunion	154
Fig. 143	: Comparaison des schémas structuraux de l'île de la Réunion et de l'île Maurice.	155
Fig. 144	: Aspect de l'île après l'effondrement de la Série bréchique..	155
Fig. 145	: Cassures en arche développées au toit d'un réservoir magma- tique fermé et s'exprimant en surface par une dépression du massif	156
Fig. 146	: Le sondage 344 de la C W A	157
Fig. 147	: Coupe schématique de l'effondrement du Mont fayence interpré- tée à partir de la coupe visible du Piton de Gueulé Rouge établie par Chevallier (1979).....	158
Fig. 148	: Mise en place de la brèche du Mont Fayence	159
Fig. 149	: Comparaison des caldeiras réunionnaises, hawaïennes et mauriciennes.....	160
Fig. 150	: Formation expérimental d'un graben	160
Fig. 151	: Coupe schématique de la caldeira de Maurice établie d'après les coupes des caldeiras du Tibesti.....	160
Fig. 152	: L'effacement secondaire de Montagne Blanche	161
Fig. 153	: Aspect de la caldeira de Maurice	162
Fig. 154	: Découpage du bloc effondré	163
Fig. 155	: Coupe géophysique montrant la structure de la croûte océani- que sous l'île d'Hawaii	163
Fig. 156	: Schémas interprétatifs de l'évolution structurale de l'île Maurice. Comparaison avec la Réunion et Rodrigue.....	164
Fig. 157	: structures de l'océan Indien	166
Fig. 158	: Evolution schématique depuis le Crétacé inférieur.....	168
Fig. 159	: Résultat de la mise en place de la dorsale Médio-Indienne- Son action sur les anciennes failles et structures	169

Fig. 160 : Mise en place de la dorsale médio-indienne.....	170
Fig. 161 : Diagrammes structuraux de l'île Maurice	171
Fig. 162 : Recourbement des dykes du rift au niveau du Mont Lagrave introduit par la transformante.....	172
Fig. 163 : Localisation du rift N 10 sur l'île Maurice. Essai d'inter- prétation de la position du rift à l'émergence de l'île.....	172
Fig. 164 : zones de fractures et linéations magnétiques dans le bassin des Mascareignes	174
Fig. 165 : Relations possibles entre les structures de l'île Maurice et de l'île de la Réunion et la transformante B.....	174
Fig. 166 : Position de l'île Rodrigue dans l'archipel des Mascareignes d'après Fisher 1971	178
Fig. 167 : Bathymétrie de l'archipel des Mascareignes. Carte très som- maire de Rodrigue d'après Upton et al 1969)	178
Fig. 168 : Carte d'affleurement des coulées de base	180
Fig. 169a : Hypothèse I :	180
Fig. 169b : Hypothèse II	180
Fig. 170a : Schéma interprétatif expliquant le basculement des coulées tholéitiques le long des fractures N 100	181
Fig. 170b : Schéma interprétatif expliquant le basculement des coulées tholéitiques par subsidence dans une structure de type an- neau de tufs : cratère d'un guyot.....	181
Fig. 171 : Coupe de la base du Mont Piquant. Relations entre les cou- lées tholéitiques et les coulées aériennes basales.....	182
Fig. 172 : Les coulées de basaltes à olivine. COupe des Séries de base du bouclier (rivière Banane).....	183
Fig. 173 : Forme supposée de Rodrigue après l'épanchement des coulées du bouclier	183
Fig. 174 : Aspect topographique des coulées du bouclier	184
Fig. 175 : Les plagioclases à zonation inverse des coulées du bouclier.	185
Fig. 176 : Carte d'extension des coulées prismées. Points d'émission et sens s'écoulement.....	187
Fig. 177 : Stratigraphie complète des coulées prismées établie par l'é- tude de deux coupes	187
Fig. 178 : panorama de la coulée prismée emboîtée de Mont Tonnerre ...	188
Fig. 179 : Position des coulées prismées.....	188
Fig. 180 : COupe de la falaise en rive de la rivière Baie aux Huitres.	190
Fig. 181 : Les plagioclases hérités des coulées prismées.....	191
Fig. 182 : Coupe du talus de Petit Brûlé. Chronologie des tufs lités..	195
Fig. 183 : Carte d'affleurement des tufs	196
Fig. 184 : Carte montrant la mise en place des tufs	196
Fig. 185 : Coupe schématique de Rodrigue à la fin de l'épisode explo- sif	196
Fig. 186 : Coupe schématique expliquant la mise en place des tufs lités et des tufs jaunes de rivière Banane.....	198
Fig. 187 : Coupe stratigraphique des hawaïtes altérées.....	199
Fig. 188 : Carte d'affleurement des hawaïtes altérées	199
Fig. 189 : Position des hawaïtes altérées dans l'anneau de tufs lités.	199
Fig. 190 : Coupe schématique du cratère d'explosion du Mont Lumbin ...	200
Fig. 191 : Coupe stratigraphique des hawaïtes saines (Mont Malartic).	202
Fig. 192 : Carte d'affleurement des hawaïtes saines	202
Fig. 193 : Position des dykes au sein des tufs lités et des hawaïtes altérées.....	202
Fig. 194 : Coupe schématique résumant la mise en place des hawaïtes saines	203
Fig. 195 : Structure de l'océan Indien Occidental : position de la ride de Rodrigue, des anomalies magnétiques, des rides actuelles (médio-indienne) et fossiles (paléorif de la Réunion) et des transformantes actuelles et fossiles.....	205

Fig. 196 : Mise en place des éléments tectoniques et position des anoma- lies magnétiques de l'océan Indien.....	206
Fig. 197 : Schéma structural de l'océan Indien Occidental et position des îles Mascareignes	209

AVANT-PROPOS

Arrivé au terme de ce travail, je tiens à préciser que s'il est signé en mon nom, il est avant tout l'oeuvre d'une équipe de recherche : celle de la RCP 419 du CNRS grâce à l'aide financière de laquelle j'ai pu effectuer deux campagnes de terrain (1979 et 1980) totalisant cinq mois sur les îles Maurice et Rodrigue. Il serait bien sûr trop long de citer toutes les personnes qui participent à ce programme de recherche sur le volcanisme des Mascareignes et Comores, toutefois, je désire adresser plus spécialement mes remerciements à :

- M. Le Professeur R. MICHEL, de Grenoble, qui a bien voulu assurer la présidence de ce jury.

- M. Le Professeur P.M. VINCENT, de Clermont-Ferrand, responsable de la RCP Mascareignes et Comores, qui m'a fait profiter de ses vastes connaissances en ce qui concerne le dépouillement de la structure des volcans et qui a su, en quelques heures, orienter mon travail pour le reste de mon étude.

- M. R. SCHLICH, Directeur de Recherche au CNRS, d'avoir accepté de participer à ce jury et de s'être intéressé aux structures microscopiques de Maurice et de Rodrigue. Qu'il sache que ses remarques judicieuses et instructives, furent, pour moi, très fructueuses.

- Mme VATIN-PERIGNON, Maître de Recherche au CNRS qui m'a proposé cette thèse, suivi sur le terrain et guidé dans l'orientation de mes recherches. Je lui dois beaucoup pour m'avoir procuré d'excellentes conditions de travail, pour son soutien durant les difficultés du terrain et aussi pour toutes les interprétations géologiques qu'elle m'a aidé à trouver.

- M. R. SANTENAC, Expert auprès du Tribunal de Toulouse, qui a accepté de participer à ce jury. Sans lui et sans les nombreux sondages qu'il a fait effectuer, une grande partie de cette étude ne serait qu'un projet.

- M. L. CHEVALLIER, Docteur de spécialité, qui m'a aidé dans les premiers dépouillements des structures de Maurice et qui m'a appris à vivre dans les îles. En souvenir d'une journée pluvieuse et surtout en reconnaissance de toute son aide scientifique.

- M. J.L. RONDREUX, Attaché culturel à l'Ambassade de France à Maurice pour tous les tracassés administratifs qu'il m'a évités et pour l'aide et le soutien qu'il m'a apportés.

Mes remerciements vont aussi à toutes les autorités de Maurice et en particulier à M. JAGATSINGH, Ministre de l'Education, qui a su comprendre toutes les difficultés de ce travail et qui a essayé de trouver les meilleures solutions.

Je remercie encore le Directeur et le personnel de la Mauritius Sugar Industry Research Institute ainsi que sa bibliothécaire Mme LY TIO FAN pour tous les documents et archives qu'elle a pu me procurer ; le Chancelier de l'Ecole d'Agriculture et surtout H. UNMOLE qui a oublié quelques jours l'agriculture pour me faire connaître et apprécier son île et pour se pencher sur les structures de celle-ci ; qu'il soit remercié pour son courage et son amitié si durable.

J'exprime toute ma gratitude aux propriétaires et aux gardiens des parcs à Cerfs pour leur compréhension ; au Directeur de Doger de Speville pour la voiture qu'il a mise à ma disposition, à Melle Berthe DU PAVILLON, à tous les Mauriciens qui m'ont aidé, à HERMANN qui m'a conforté tout au long de mon séjour, et à P. BACHELERY pour son accueil lors de mes arrêts sur l'île de La Réunion.

J'exprime toute ma gratitude à F. KELLER qui a analysé mes échantillons, à Mme MEUGNIOT, à Mme BIN LE PRINCE et à Melle LOUVAT pour avoir frappé ce mémoire et à tous mes camarades de 3ème Cycle qui m'ont souvent aidé par leurs connaissances personnelles.

Pour terminer je voudrais adresser un dernier mot à mes grands mères qui, malgré leur âge ont montré beaucoup de compréhension au cours de mes études et à celle qui depuis un an est devenue ma femme. Pour l'aide et le soutien qu'elle m'a apportés je la remercie beaucoup.

RÉSUMÉ

Situé dans le bassin des Mascareignes (océan Indien Occidental), les îles Maurice (2 000 km²) et Rodrigue (108 km²) forment avec l'île de la Réunion, l'archipel volcanique des Mascareignes.

L'île Maurice s'est édifiée au cours de deux périodes d'activité majeure, séparées par un hiatus de 1,5 M a. environ : la période ancienne (10 à 5 M a.) et la période des laves récentes (3,5 M a. à 25 000 ans). La ligne structurale majeure est un rift N 100 actif principalement pendant la première période. Il est limité à l'Ouest par un système fissural N 20 jouant en décrochement dextre, le long duquel des fissures N 70 se disposent en échelon. Ces deux systèmes N 20 et N 100 pourraient correspondre dans la structure de l'océan Indien Occidental au rift Est-Indien N 90 et à la grande transformante de Chagos-Laccadive (active entre 50 et 20 M a. environ).

Quatre phases volcano-structurales participent à l'édification de l'île :

1 - Fonctionnement du rift N 100 et émergence de l'île (entre 10 et 6,7 M a.). Le rift N 100 fonctionne comme une fissure éruptive génératrice de produits explosifs : tufs, bombes et coulées bréchifiées. Le caractère de ce volcanisme est double : aérien et phréatomagmatique. En fin d'activité, un réservoir magmatique se fixe à la base de la croûte océanique et émet des produits laviques différenciés : mugéarites et hawaïites.

Durant les 500 000 ans environ de calme relatif qui suivirent, une altération intense se manifeste et la chute de pression du magma sous jacent entraîne une subsidence en chaudron, à grand rejet vers l'Ouest au centre de laquelle se mettent en place les intrusions (sills et dykes).

2 - Gonflement du volcan et ouverture d'une caldeira sommitale. Entre 6,2 et 5 M a., un réservoir magmatique se forme au-dessus du précédent et ses produits contribueront à l'édification d'un important volcan central. Le bombement de l'appareil volcanique se matérialise par un système de fissures radiales groupées en une étoile à quatre branches. La partie sommitale du bouclier, étirée, s'effondre en un graben circulaire : caldeira de 24 km de diamètre. Le rift, dont l'activité se poursuit le long d'une ligne N 100, va s'affaïsser et être le siège de venues hydrothermales importantes. L'activité volcanique reprend avec la montée de dômes de phonolites et l'expulsion de projections tufacées et pyroclastiques responsables de l'élargissement des fissures caldeiriques. Le bloc précaldeirique, découpé par les accidents N 20 et N 100 s'effondre alors en marches d'escalier.

3 - Le système transformant. Après une période de calme éruptif d'environ 1,5 M a., au cours de laquelle l'activité migre vers l'Ouest, sont émis des basaltes à olivine qui commencent le remplissage de la caldeira. Les principales sources émettrices sont alignées le long d'une direction N 150 qui paraissent liées aux fractures N 20. Durant cette période (entre 3,5 et 1,7 M a.), les accidents N 20 et N 70, en relais, vont jouer intensément en décrochement dextre et décaler en horsts, grabens et blocs basculés toute la partie ouest de l'île.

XVII

4 - Liée à un jeu de la transformante N 20, l'activité reprend. Les principaux centres d'émissions édifient des cônes de taille variable alignés sur les accidents N 20. Les basaltes peu différenciés (hawaïites) finissent de remplir la caldeira et s'épanchent par les brèches des murs caldeiriques vers les plaines côtières.

L'île Rodrigue s'est édifiée en trois périodes d'activité, séparées par des hiatus plus ou moins importants : à la première période correspond le soubassement basaltique, puis, une reprise d'activité est responsable de l'édification du plateau central et du phréatomagmatisme local. Enfin, les hawaïites clôturent le cycle éruptif.

La ligne structurale majeure est une ride sous-marine N 100 qui peut être parallélisée à la transformante à décrochement dextre de la ride médio-indienne. La formation de cette ride se poursuit pendant 6 M a. en donnant une série de guyots de taille variable. C'est à partir du cratère émergé de l'un d'eux que prend naissance l'île Rodrigue. Cinq phases volcano-structurales ont accompagné son édification :

1 - Edification d'un dôme (250 m de haut) à l'intérieur du cône central. Il est constitué de laves, de scories et de cendres d'origine mixte : aérienne et phréatomagmatique. Au cours de la période de calme qui suit, l'érosion entaille les vallées radiales.

2 - Un épisode effusif entre 1,5 et 1,1 M a. se situe sur le flanc ouest de l'île. L'activité, liée à des fissures radiales et concentriques, débute par un épisode explosif très riche en gaz qui bréchifie les laves et se poursuit par de grosses coulées prismées (basalte à olivine et pyroxène) qui empruntent les vallées; il se termine par des basaltes riches en cumulus gabbroïques et des hawaïites.

3 - Après une période d'activité hydrothermale centrée sur le cône, l'activité reprend avec un épisode explosif violent qui édifie un ring-tuf de 30 m de haut autour du Mont Malartic.

4 - A l'intérieur du maar ainsi créé se met en place rapidement un plug d'hawaïites qui comble la dépression. La circulation hydrothermale l'altère rapidement.

5 - Empruntant les fissures concentriques liées au diatreme et les fentes de refroidissement du plug, les hawaïites terminales s'épanchent sur l'ensemble du dôme et s'écoulent jusqu'à la mer.

Ce mémoire comporte trois parties :

Première partie : Evolution volcano-structurale de l'île Maurice
Aspect descriptif des structures.

Deuxième partie : Essai d'interprétation mécanique des structures de l'île Maurice.

1 - Comparaison des caldeiras mauricienne et réunionnaise.

2 - Etat des connaissances sur les structures de l'océan Indien et relations avec les structures aériennes de Maurice.

Troisième partie : Evolution volcano-structurale de Rodrigue.

- 1 - Aspect descriptif des structures.
- 2 - Relations avec l'océan Indien.

Conclusion - Interprétation sur l'origine des îles Mascareignes.

ABSTRACT

- - - -

Situated in the Mascarene basin (Indian Ocean), the islands of Mauritius (2000 km²) and Rodrigues (108 km²) together with the island of Reunion form the volcanic archipelagos of the Mascarene.

The island of Mauritius has been formed during two major periods of volcanic activity, separated by a period of 1,5 Ma.

An older event (10-5 Ma) and a younger (3,5 Ma to 25000 years). The major structural formation is a rift with a trend N 100 which was principally active during the first period of volcanism. It is limited to the West by a fault system with a trend N 20 and having a dextral movement and a second conjugate fault system (trend N 70) meets this "en echelon". This two system N 20 and N 100 could correspond with the N 90 trending East Indian spreading centre and the large Chagos-Laccadive transform fault (active between 50 and 20 Ma).

Four phases of volcanic activity have been responsible for the building of the island:

1) Activity and movement of the N 100 trending rift (between 10 and 6,7 Ma) which saw the emergence from the ocean of the island. The rift functioned as an eruptive fissure with explosive emanations of tuffs, bombs and brecciated lava flows. The character of this volcanic activity was both aerial and phreato-magmatic. During the end of this period of activity, a magma chamber formed at the base of the new oceanic crust which produced a series of evolved lavas mugearite to hawaiite in composition.

During the relative calm of approximately 0,5 Ma which followed this initial period of activity, the deposits underwent an intense hydrothermal alteration with a decrease in magma pressure which brought about caldron subsidence with intrusions of a complex of dykes and sills.

2) Refilling of the magma chamber and opening of a caldeira took place between 6,2 to 5 Ma. The new magma chamber formed also the old and built a long central volcanic cone.

Evidence of the doming of the volcano is shown by a star shaped system of radial fissures which later collapsed to form a caldeira (24 km in diameter). The magmatic activity on the rift N 100 died out giving "way to" important hydrothermal activity until a new phase of magma produced new domes with lavas of phonolitic composition and explosive emanations composed of tuffs and pyroclastic deposits which enlarged the fissures in the caldeira. The original dome of the caldeira is cut by faults N 20 and N 100 and has subsided into the caldeira in a series of step faults.

3) After a period of calm (1,5 Ma) during of which the activity shift to the West, eruptions of magma recommenced in the West with the emission of olivine basalts which began to fill the caldeira. The principal sources of magma being a series of fissures with a trend of N 150 which appear to be bound with the faults N 20. During this period (between 3,5 and 1,7 Ma), the fault systems at N 20 and N 70 show intense dextral movement and have resulted in the formation of numerous horsts, grabens and rock blocks over the entire western part of the island.

4) Later movement of the transform fault with a trend N 20 gave rise to more volcanic activity which has left a series of aligned volcanic cones of variable sizes along the fault system. The differentiated basalts emitted (hawaiites) finished filling the caldeira and poured themselves through the caldeira walls and which descended to the surrounding plains.

The island of Rodrigues was built during three separate periods of activity. The first period saw the production of a basaltic basement, which was followed by a period of non activity. When volcanic activity recommenced the formation of the central plateau, took place with local bouts of phreatomagmatism. The volcanic activity closed with the extrusion of a series of hawaiites.

The major structural feature is an oceanic rise with a trend of N 100 which is perhaps linked to the transform fault (dextral movement), which one the last 6 Ma has given rise to a series of guyots of variable sizes and heights. The island of Rodrigues is a culmination of one of these guyots.

Five phases of volcanism are proposed for the formation of the island:

- 1) Formation of a dome (200m High) inside the central cone. It is made up of lavas, scories and cinders of mixed origin, both aerial and subaerial. After this, a period of erosion cut deep radial valleys away from the central cone.
- 2) A new episode of volcanism set in between 1,5 and 1,1 Ma to the West of the island. This new activity continued on radial and concentric fissures, started with an explosive episode rich in gas which brecciated the lavas and resulted in large prismatic flows (olivine and pyroxene basalts), which flowed down the radial valleys. This period terminated with emission of hawaiites and basalts rich in gabbroic cumulate material.
- 3) A period of intensive hydrothermal activity now set on the centre of the cone followed by an explosive episode during which time a ring-tuff (30m high) was emplaced around Mont Malartic.
- 4) Inside this maar, a volcanic plug of hawaiites rapidly formed filling in the depression. This was quickly altered by hydrothermal fluids.
- 5) Terminal hawaiites now extruded by way of the concentrated radial fissures and cooling cracks in the volcanic plug covering the whole of the dome and flowing down into the sea.

This memoir is in three parts:

First part: The volcanic and structural evolution of the island of Mauritius with description of the existing structures.

Second part: An interpretation of the structures of Mauritius.

- 1) Comparison of the caldeiras on Mauritius and the island of Reunion.
- 2) Review of knowledge of structures of the Indian Ocean and their relations with the aerial structures of Mauritius.

Third part: The volcanic and structural evolution of the island of Rodrigues.

- 1) Description of the structures.
- 2) Relations in Indian Ocean structures.

Conclusions: Interpretation of the origins of the islands of the Mascarene basin.

PRESENTATION

I - SITUATION ET APERÇU GÉOLOGIQUE

Maurice est une île volcanique située dans l'océan Indien occidental (20°10'S - 57°30'E) entre la dorsale médio-indienne et Madagascar (fig.1) elle forme avec les îles de la Réunion (170 km WSW) et de Rodrigue (650 km ENE) l'archipel des Mascareignes dont elle occupe le centre (fig.2).

Elle repose en bordure d'un relief du fond océanique situé à -1 000 m, ne présentant pas d'accidents topographiques majeurs. Ce relief, lié au plateau des Mascareignes plus au Nord (Fisher et al., 1967, Johnson and Heesen 1971) en est séparé par deux grands accidents appartenant à la ride médio-indienne (fig.3). Ils sont contemporains à la grande ride de Rodrigue et entraînent dans le bloc de Maurice des fissures latérales dextres dont les laves les plus récentes seraient émises (Fisher et al., 1967).

II - MORPHOLOGIE

La forme de Maurice est circulaire avec un diamètre de 40 km, un périmètre de 130 km et une surface de 2 000 km² légèrement découpée à l'Ouest par le grand accident récent du Mauritius Trend et présentant une protubérance de 10 km vers le Nord (Fisher et al., 1967 et Baxter A.N., 1972).

Le relief peu montagneux a fait l'objet de quelques études morphologiques détaillées notamment celles de Simpson (1949) et de Chazal (1951).

L'aspect le plus remarquable est son grand plateau central entouré de plaines côtières dont il est séparé par des chaînes de collines ou de montagnes et des déclivités à pente variable. La partie centrale de l'île est une surface ondulée de 500 à 600 m d'altitude et de 10 km de diamètre traversée du SW au NE par une ride jalonnée de volcans récents. Les plaines bordières sont réparties entre le Nord et l'Est de l'île (carte h.-t.). Elles sont divisées en cinq groupes principaux ; la plaine du Nord, la plus grande, divisée en deux parties par une ligne Nord-Sud, dans laquelle se trouvent le Mont Piton (267 m), the Mount (162m), Forbach Hill (101 m), tous d'anciens volcans. C'est en fait, la terminaison nord de la ride coupant le plateau central ; les plaines ouest de Petite Rivière Noire et Tamarin, bandes de terrain longeant l'océan ; les petites plaines du Sud-Ouest : Case Noyale, le Morne et baie du Cap ; les plaines de Vieux Grand-Port, enchâssées dans les monts Bambous ; les plaines de Flacq qui se rattachent à celles du Nord.

Les reliefs montagneux, souvent érodés en arêtes aigues ou en pics dominant en falaises abruptes le plateau central et se groupent en trois chaînes principales (carte h.-t.). Le massif de Port-Louis (ou du Pouce) isole le plateau des plaines vers le Nord (Port-Louis - Vallée des Prêtres). Son altitude moyenne est de 800 m avec des sommets à 812 m au Pouce et 823 m au Pieter-Both. La chaîne de Tamarin et Rivière Noire occupe toute la partie sud-ouest de l'île constituant un important massif boisé d'une altitude moyenne de 700 m, entaillé de vallées profondes et de gorges étroites riches en chutes magnifiques. Elle culmine à 828 m au Piton de la Rivière Noire, point culminant de l'île.

À l'Est, le massif Bambous avoisine 750 m. Il est constitué par une ride principale E-W et de quatre crêtes latérales courant au Sud ou Sud-Ouest : Cent Gaulettes, Créoles, Lion et Mont Brisé.

D'autres massifs isolés cernent encore le plateau central ; à l'Est : Montagne Blanche (532 m) et Mont Fayence (433 m) ; à l'Ouest, Petit et Grand Malabar et Corps de Garde (719 m).

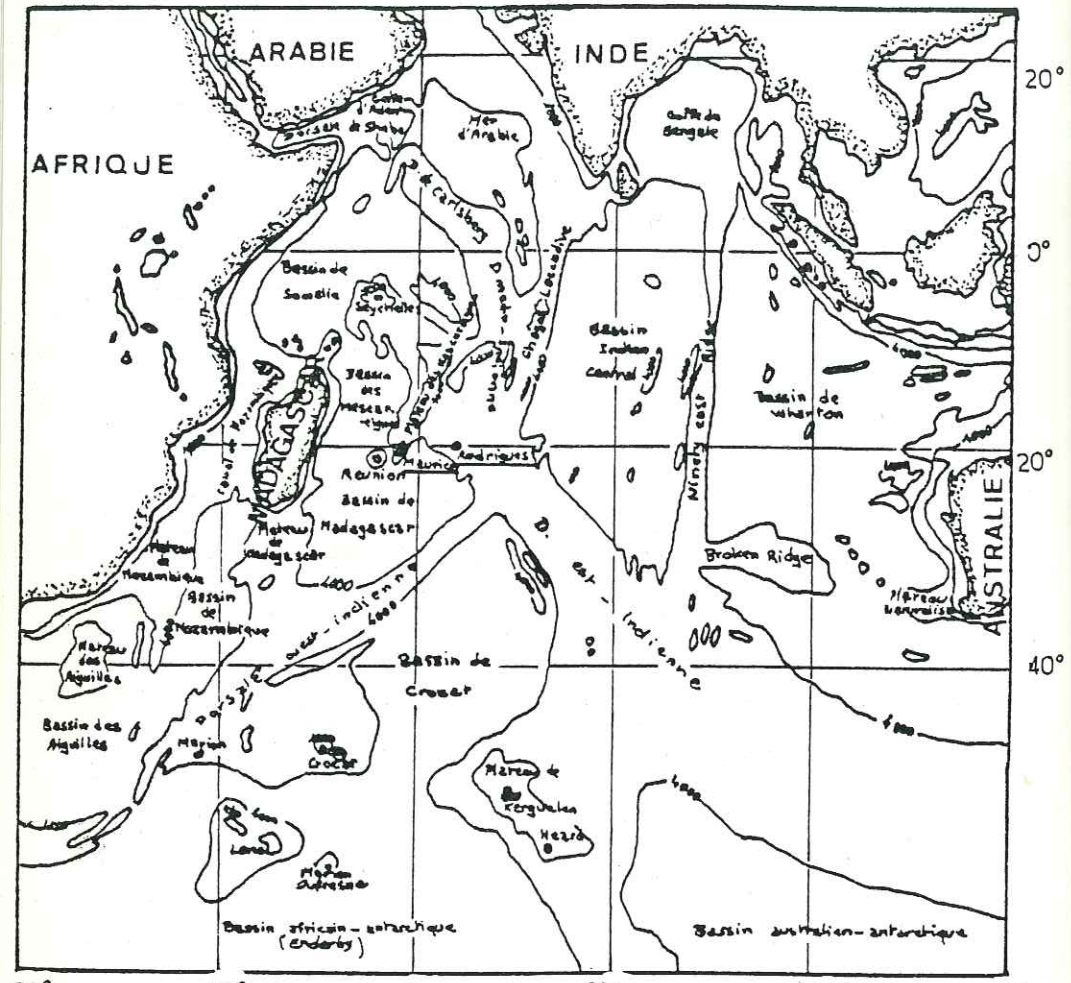


Fig. 1: Carte bathymétrique simplifiée (isobathes 1000 et 4000 m) de l'océan Indien (Schlich 1975). Position de l'île Maurice.

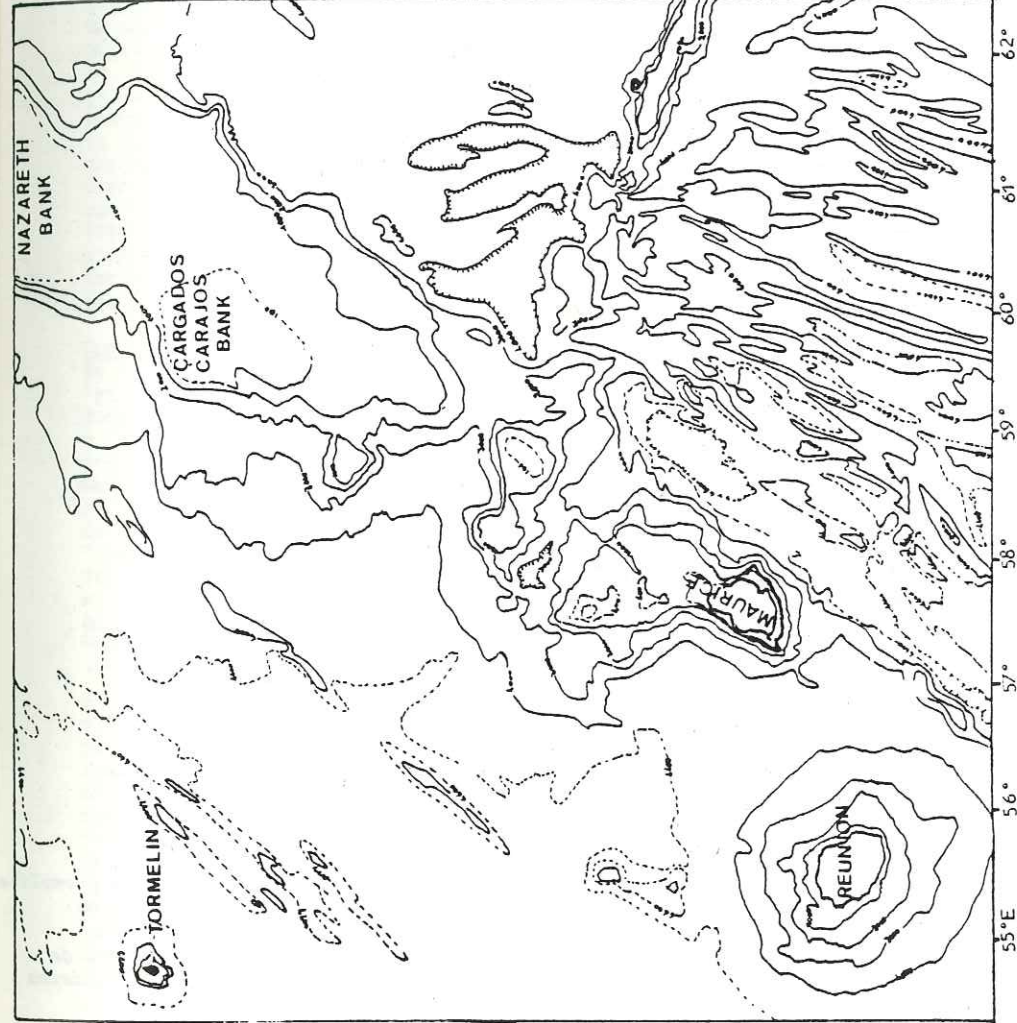


Fig. 2: Position bathymétrique de l'île Maurice par rapport au Plateau des Mascareignes (Fisher et Joinsion 1967).

- Rides
- Linéations topographiques
- Zone de déplacement
- Plateau irrien à 2000m
- Aire de rides (-3000m)

Fig. 3: Position de Maurice dans les éléments structuraux de l'océan Indien (Fisher 1967).

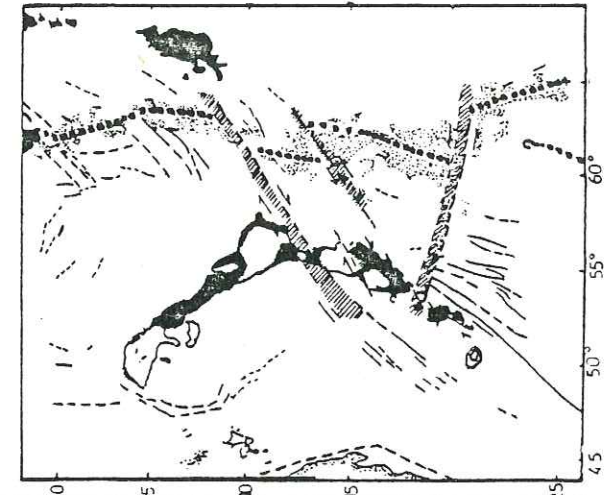
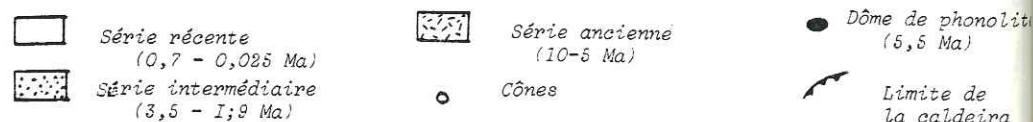
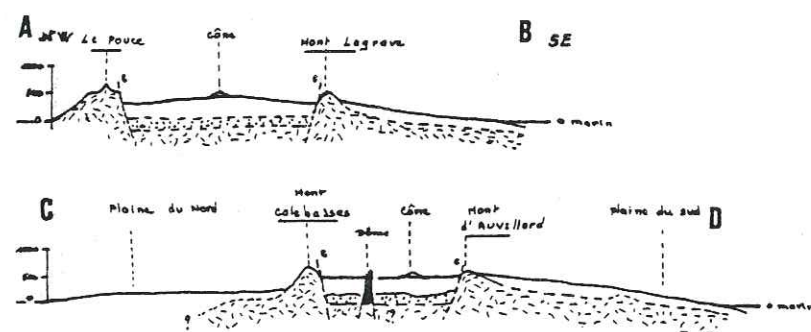
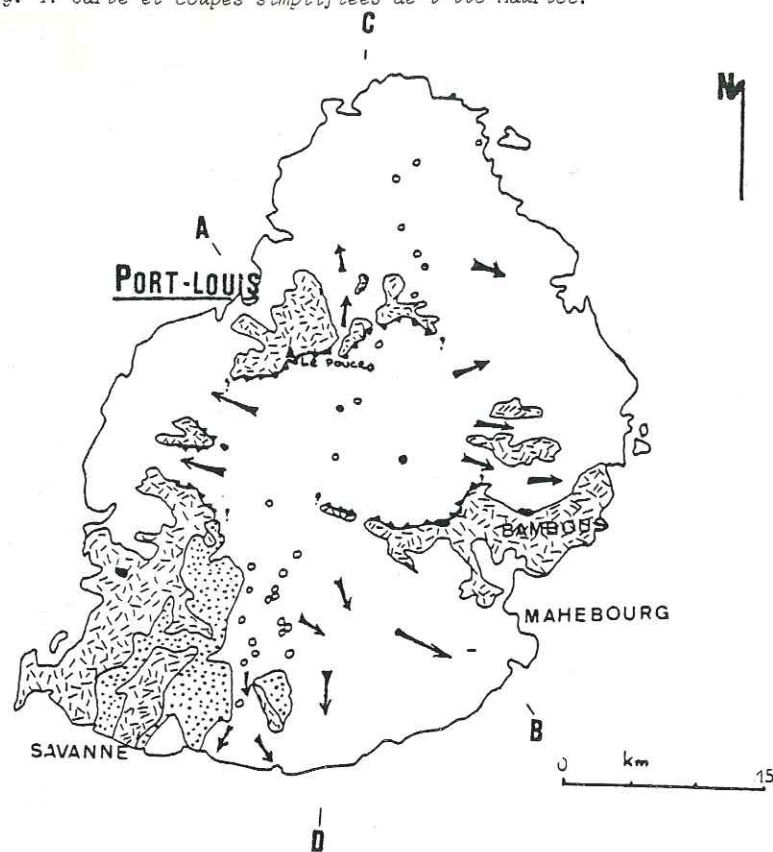


Fig. 4: Carte et coupes simplifiées de l'île Maurice.



Le drainage de l'île est radial avec des rivières très courtes et encaissées prenant naissance à la périphérie du plateau central. Les vallées alluviales n'existent pas (Baissac et Chazal, 1961) mais les gorges et les cascades sont fréquentes, telles celles de Tamarin et de Rivière Noire avec des chutes de 100 à 300 m ; outre le relief, de nombreux obstacles compliquent les recherches géologiques : la végétation qui rend inaccessible la plupart des crêtes et des gorges (tamarins, manguiers, bananiers, colophanes, vacoas, ...); l'altération argilite qui masque et uniformise un grand nombre d'affleurements ; la canne à sucre, principale ressource de l'île qui couvre les 3/4 de la superficie. Malgré cela, un réseau de pistes tracées dans les parcs à cerfs ou les réserves et des sentiers de braconniers permettent d'atteindre des points réputés inaccessibles.

III - GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Historique des travaux : l'île Maurice, entièrement formée de roches volcaniques et de produits qui en dérivent, a donné lieu à de nombreux travaux. Ce furent d'abord ceux de Lacroix (1936-1944) à la suite d'une visite à Maurice en raison de sa proximité de la Réunion. La première étude détaillée est due à Chazal et Boissac (1949) qui décrivent rapidement les séries volcaniques ; elles sont reprises en 1950 par Simpson qui définit alors les grands traits de l'évolution volcanologique puis complète en 1951 ses recherches en publiant un mémoire sur les ressources minérales et géologiques de l'île. Walket et Nicolaysen (1954) établirent la pétrologie des différents épisodes décrits par Simpson et Mac Dougall, épisodes définis sur la base des datations radiométriques (1969). Baxter (1972) reprend toutes ces données en les complétant par une étude géochimique complète donnant ainsi un schéma de différenciation du volcanisme. Auparavant, Santenac (1960-1964) étudia les ressources en eau et l'hydrologie de l'île en s'aidant de sondages électriques et de carottages qui apportent des précisions ponctuelles notamment dans le secteur central de l'île. Malgré tous ces travaux, aucun relevé géologique à grande ou petite échelle n'a jusqu'à ce jour été publié.

Succession des épisodes volcaniques (fig.4 et carte h.-t.) : le volcan-bouclier de l'île Maurice présente peu de coupes naturelles importantes, cependant d'après les datations géochronologiques (Mc Dougall, 1969) trois grandes séries peuvent être mises en évidence ; (1) les "old volcanic lavas" ou séries anciennes : 10 M a. à 7 M a. qui constituent le bouclier primitif dont la partie sommitale s'effondrera constituant une caldeira ; (2) les "early volcanic lavas" ou séries intermédiaires : 5,5 M a. à 3,5 M a. qui représentent une accumulation de grosses coulées de basaltes à olivine et de tufs, qui commencent le remplissage de la caldeira et des dépressions (vallées appartenant au réseau hydrographique) ; (3) les "late volcanic lavas" ou séries récentes : qui recouvrent la plus grande partie des séries précédentes et contribuent au remplissage de la caldeira. Mac Dougall et Chamalum (1969) les situent entre 1,7 et 0,7 M a. mais en 1976, une datation au C 14 effectuée sur un bois carbonisé donne un âge de 25945 ans pour les coulées du cône de l'Escalier (Université de Paris VI, 1978).

Mais une chronologie du volcanisme basée uniquement sur les datations, entraîne parfois de nombreuses erreurs ; ainsi des considérations structurales m'ont elles amené à définir des phases éruptives différentes de celles établies par la géochronologie, principalement celle qui concerne le bouclier primitif et les accidents majeurs qui s'y rapportent. Aussi les séries anciennes se divisent en deux épisodes : (1) un épisode primitif : complexe de tufs et cendres à la base, surmonté de coulées de laves et de scories, qui érige un bouclier d'océanites anciennes dont la partie sommitale se déprime. L'ensemble s'altère très rapidement ; (2) un épisode terminal de comblement de la première caldeira par un ensemble de laves aphyriques et d'ankaramites ; cet épisode se termine également par une caldeira qui sera comblée par les émissions suivantes. Il est à remarquer que le dynamisme principalement explosif au cours des périodes anciennes devient de plus en plus effusif durant la période de mise en place des séries récentes.

Les formations du massif Bambous à l'Est et du Jurançon au Sud (fig.4) sont traversées par d'innombrables intrusions d'épaisseur et de nature variées ; océanites, scories, basaltes doléritiques, basaltes aphyriques, ankaramites et trachytes sont les variétés les plus courantes. Ce complexe de dykes n'a jamais fait, jusqu'à ce jour, l'objet d'aucune étude particulière.

IV - BUTS ET ORIENTATION DES TRAVAUX

A la suite des récents travaux de pétrographie et de géochimie effectués sur l'île Maurice et de la création en 1975 par le CNRS de la RCP 419 "Mascareignes et Comores, volcanisme, magmatisme et structures ; relations avec l'océan Indien" ; l'île Maurice fut choisie pour une étude structurale complémentaire des travaux effectués par Chevallier (1979) sur le Piton des Neiges (île de la Réunion). Cette étude m'a été confiée et pour la réaliser deux campagnes de terrain d'une durée totale de cinq mois ont été nécessaires pendant deux années consécutives : d'août à octobre 1979 et du début juin à fin septembre 1980. En entreprenant cette étude, j'avais donc pour premier but de replacer les événements pétrographiques dans leur contexte tectonique, puis de définir, si possible, la place tenue par le volcanisme de Maurice dans l'évolution de l'océan Indien occidental et enfin d'établir l'existence éventuelle d'une relation entre les îles Mascareignes (Réunion, Maurice, Rodrigue). Ce mémoire se compose de trois parties :

- Première partie : EVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE DE L'ILE MAURICE

Les grandes étapes structurales (système intrusif, effondrements, fracturations) qui ont accompagné l'édification de l'île Maurice seront décrites. De plus, une étude pétrographique sommaire sera entreprise sur l'ensemble des séries composant l'île ainsi qu'une analyse des phénomènes d'hydrothermalisme liés à un système d'intrusions particulier bien délimité dans le temps et l'espace. D'autre part, des datations géochronologiques permettront ainsi de donner l'âge des différents événements structuraux.

- Deuxième partie : LES RELATIONS AVEC L'OCEAN INDIEN - RELATIONS AVEC L'ILE DE LA REUNION

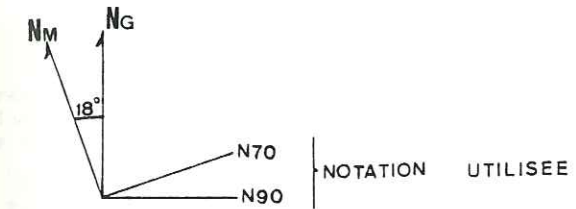
Dans un premier temps, un essai de corrélation avec les structures du Piton des Neiges (île de la Réunion) ainsi que l'établissement d'un schéma cohérent entre ces deux îles sera tenté. Dans un second temps, le problème de l'île Maurice sera considéré à l'échelle de l'océan Indien. Afin de replacer ce volcanisme dans ce vaste contexte, l'étude sera précédée par une mise au point des travaux effectués par les géophysiciens sur les structures et l'âge de la partie occidentale de cet océan.

- Troisième partie : L'ILE RODRIGUE

La RCP 419 prévoyant l'étude de toutes les îles Mascareignes, je me vis chargé également de l'étude de l'île Rodrigue située plus au Nord (19°42'S-63°25'E). Une description des terrains volcaniques et l'établissement des grandes étapes structurales seront faits, mais la partie tectonique sera peu importante en raison du recouvrement, aussi la mise en place de cette île ne sera pas proposée.

V - NOTATIONS IMPORTANTES

La déclinaison magnétique au 1er janvier 1969 était de 17°7 vers l'Ouest. Celle-ci augmente chaque année de 6 minutes sexagésimales. Pour la campagne 79-80 nous avons adopté une déclinaison moyenne de 18° qu'il faut retrancher aux mesures effectuées à la boussole pour obtenir le Nord géographique.



Dans ce mémoire, les directions sont mesurées vers l'Est et toujours par rapport au Nord Géographique.

PREMIERE PARTIE

EVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE DE L'ILE MAURICE

PLAN D'ETUDE

Les différentes unités stratigraphiques de l'île Maurice résument très bien son évolution volcano-structurale. Il est donc possible de déterminer quatre étapes structurales majeures dans l'histoire du volcan. Ce sont, de la plus ancienne à la plus récente :

- La série bréchique (chapite I)

. Première étape : La mise en place des brèches de base et la période d'émission de l'île.

. Deuxième étape : Les océanites. Etablissement du dôme primitif. Le complexe filonien.

- La série ancienne (chapitre II)

. Troisième étape : Les Basaltes aphyriques et ankaramites; la zone d'émission du rift (chapitre III)

- La série intermédiaire (chapitre IV)

. Quatrième étape : Les basaltes à olivine; le développement de la zone transformante.

- La série récente : Les hawaiites terminales.

C'est la cinquième étape et correspond au remplissage des structures anciennes. (chapitre V)

En annexe, est présentée une carte volcano-structurale de l'île Maurice (1/50 000)

CHAPITRE I

LES FORMATIONS BRECHIQUES - LA SERIE BRECHIQUE

A - DEFINITION

Classées dans les séries anciennes (old volcanic lavas de Baxter 1972) dont elles sont les premières épisodes; elles forment en fait un ensemble individualisé à cause de leur nature pétrographique essentiellement basique (basaltes à olivine, océanites), elles furent parfois intégrées dans les séries des océanites. Mais cette appellation ne paraît pas appropriée. En effet, une grande partie du matériel est bréchique, basaltique aphyrique et scoriacé. Le terme de Série inférieure ou de Série bréchique s'appliquerait mieux car, d'après les datations de Mac Dougall et Chamalum (1969), ces roches sont les plus anciennes de l'île : 10 M.a. pour les affleurements du Grand Malabar (cf. carte h.-t.). La base de ces niveaux, tufacée et scoriacée, étant différente de la partie sommitale, seront étudiés successivement dans les deux paragraphes suivants : la série de base; les niveaux sommitaux.

B - LA SERIE DE BASE

Les affleurements de la partie inférieure sont rares, de faible étendue, et n'ont jamais fait l'objet d'aucune étude particulière. La série s'élève à quelques dizaines de mètres au dessus de la mer et n'est pas datée en raison de sa zéolitisation. Elle est plus ancienne ou contemporaine des océanites, c'est à dire environ 10 M.a.

B.1. QUELQUES REMARQUES

Les produits qui constituent les faciès sont en grande partie tufacés et scoriacés. Il est difficile d'établir une stratigraphie correcte de ces formations. En effet les affleurements sont toujours à la base des buttes. Recouverts par les éboulis, ils sont donc peu exposés. S'étant écoulés dans les vallées, les niveaux les plus récents ont masqué ces formations parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur. Il n'apparaît donc que la partie supérieure de ces séries.

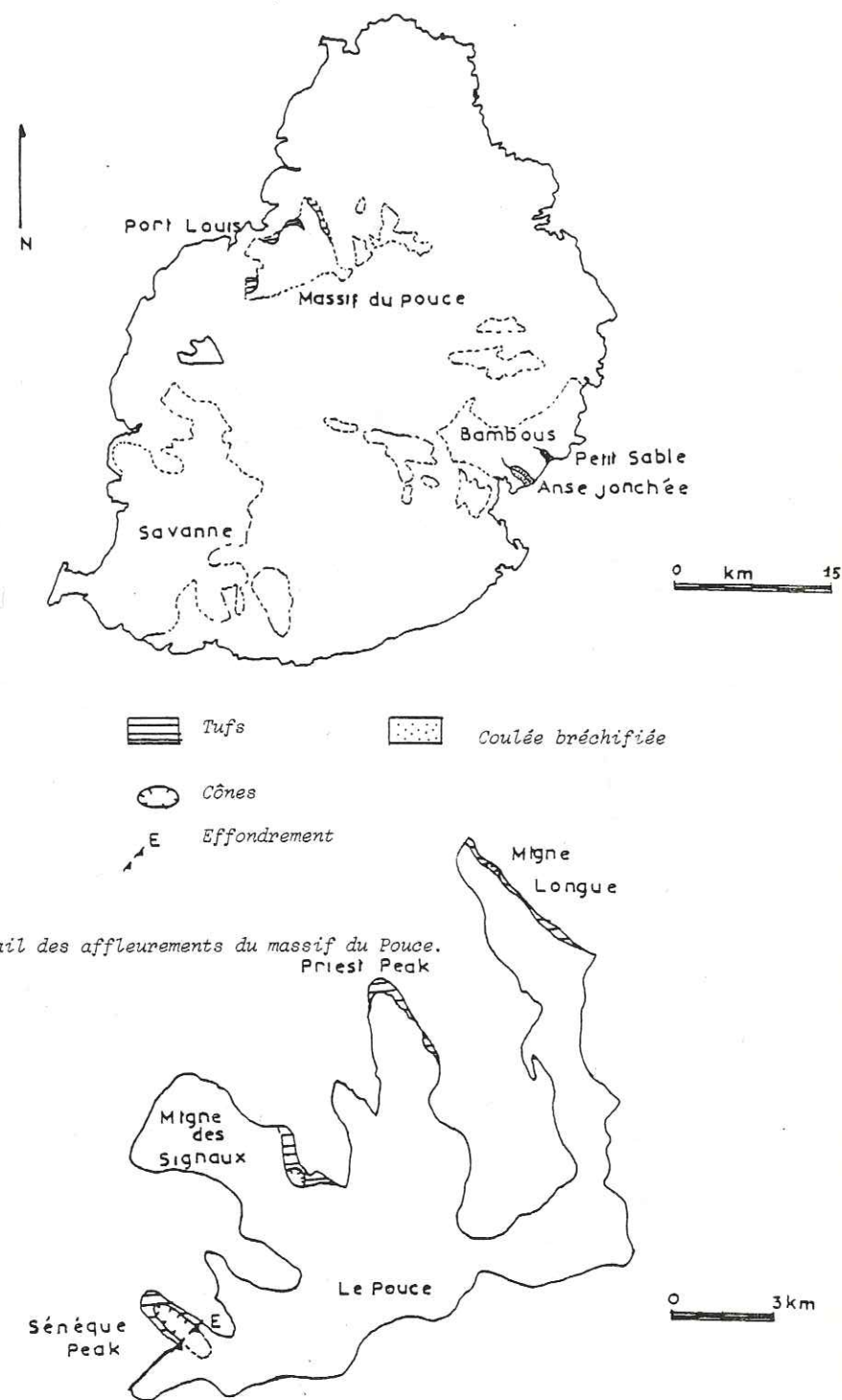
Toutefois, à partir de coupes discontinues effectuées dans le fond des vallées et à la base de certains massifs, il est possible d'en établir une stratigraphie synthétique. Les lieux où ont été effectuées les coupes sont (fig. 5) : la base de l'extrémité de Montagne Longue, flanc Est sur une épaisseur de 1 m et une longueur de 50 m; le pied du Priest Peak et de la Montagne des Signaux juste au dessus des habitations de Port-Louis. Ce sont les deux meilleures coupes et, de plus, les plus accessibles car elles forment des talus de routes. La rivière Anse Jonchée depuis le premier radier jusqu'à l'orée de la forêt soit environ 1 à 2 km. Le fond de la rivière Petit Sable. Le Peak Sénèque qui se poursuit par un cône volcanique ancien dont l'appartenance à ces niveaux reste hypothétique.

B.2. STRATIGRAPHIE

- LES TUFES

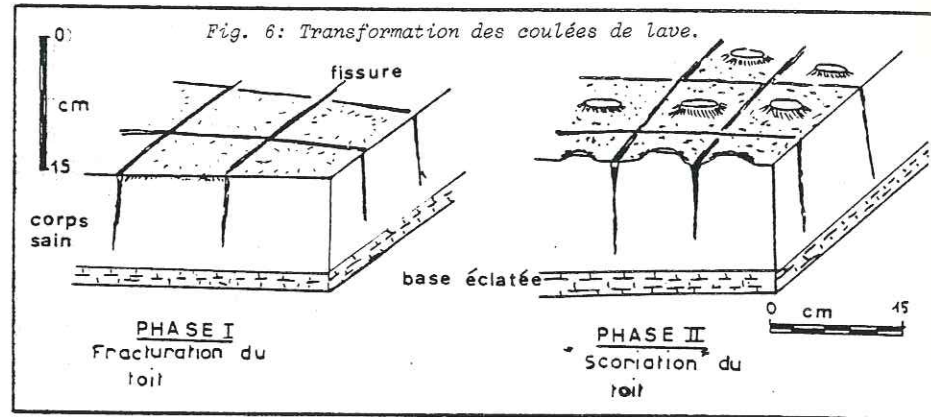
Les formations les plus anciennes de l'île, sont constituées d'un empilement de passées décimétriques de tufs jaunes ou ocres, riches en projections (bombes de 5 cm environ) alternant avec des cendres compactées rouges de quelques cm d'épaisseur. Les éléments projetés, informes et bul-

Fig. 5 : Carte d'affleurement des séries tufacées.



Leux, sont très altérés, zéolitisés; de ce fait, il est impossible de les reconnaître. Cependant quelques blocs de basalte à rares olivines sont conservés. Leur extrême friabilité rend ces laves inutilisables à toute étude microscopique et la zéolitisation empêche toute datation. Ils ne donnent donc aucune indication sur la nature de la partie immergée du volcan. Celle-ci est probablement formée, si l'on se rapporte aux modèles hawaïens (Moore et Fiske 1969) d'une accumulation de pillow-lavas jusqu'à une dizaine de mètres au-dessous du niveau de la mer.

Parfois, quelques fragments de coulées décimétriques de basalte aphyrique arment cet ensemble. La base se délite en petites plaquettes de quelques cm². Leur surface supérieure éclate et se transforme selon l'ordre suivant (fig. 6) : le toit de la coulée, lors du refroidissement, éclate en petits prismes alors que le centre reste intact; les fissures s'élargissent, laissant le centre des prismes en relief conférant à l'ensemble un aspect scoriacé. Toutes ces coulées sont fines et irrégulières à faible pendage (5° N). Les tufs présentent des litages entrecroisés, les laves scellent les chenaux. Les cendres, saupoudrant les alentours, épousent les bosses et les chenaux, modelant des surfaces anciennes.



- LES PETITS APPAREILS

Dans toute cette série à faible pendage, affleurent parfois des passées à fort pendage (30°), (fig. 7).

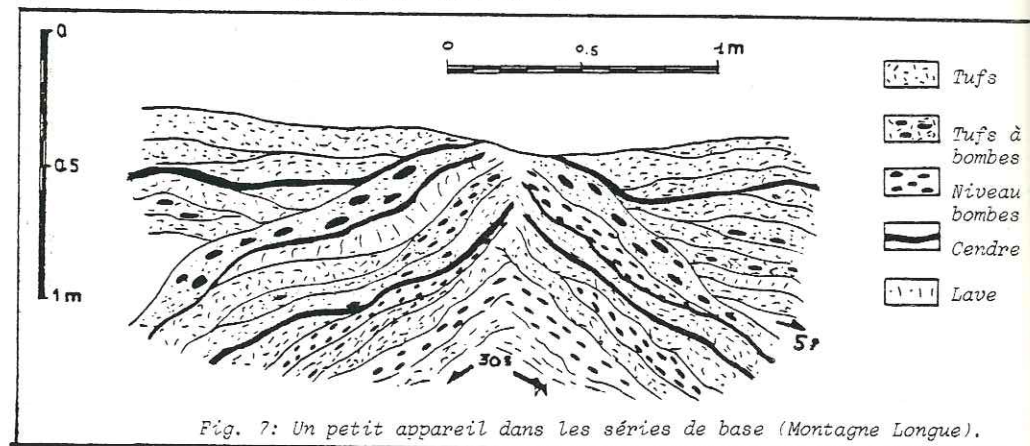
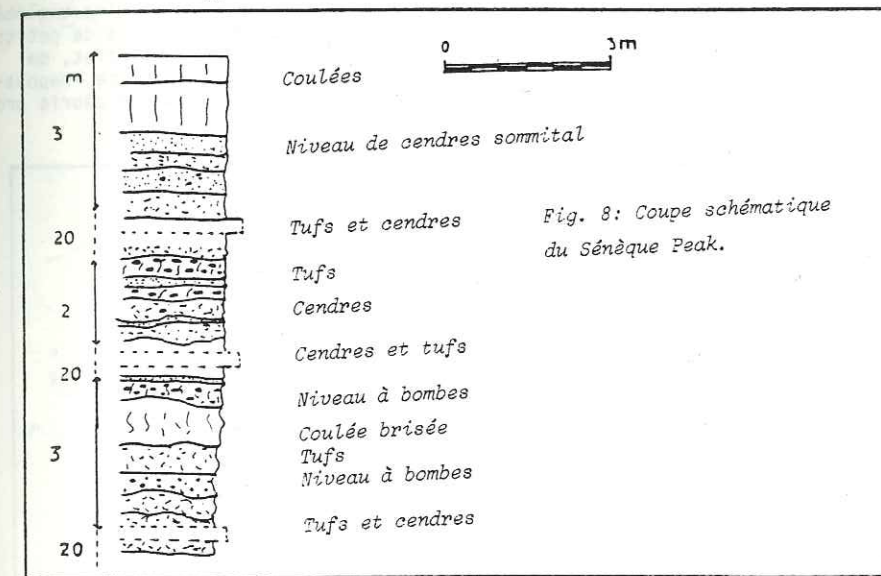


Fig. 7: Un petit appareil dans les séries de base (Montagne Longue).

- La coupe de Montagne Longue est la suivante : (1) passées tufacées centimétriques s'accumulant sur des épaisseurs métriques, intercalées de niveaux de cendres fins mais abondants; (2) existence de quelques coulées de laves peu épaisses à aspect scoriacé et souvent débitées en plaquettes; (3) niveau de bombes de petite taille (quelques cm de diamètre) bulleuses et très zéolitisées. Ces formations constituent un appareil autonome tufacé. L'existence de tels appareils (Montagne Longue) est confirmée, toujours dans le Massif de Port-Louis, notamment à Montagne des Signaux. Sur une longueur d'environ 5 m : on suit une succession de tufs, cendres et coulées à fort pendage, visible juste à la sortie de Port-Louis dans le fond de la rivière du Pouce (cote 40 m). Au Sénéque Peak (fig. 8), depuis la route de Curepipe - Port-Louis jusqu'au pied du Junction-Peak affleurent sporadiquement des formations constituant le flanc d'un appareil explosif et dont le pendage varie de 30° W à 30° SE. Il s'agit d'un empilement de venues diverses : (1) coulées de basaltes (1m) éclatées en plaquettes et à surface scoriacée. (2) passées de tufs jaunes ou ocre, riches en bombes de petites tailles, bulleuses et zéolitisées souvent en "chou-fleur"; (3) niveaux de cendres rouges compactées (quelques cm) s'épaississant dans la partie sommitale où ils contiennent quelques blocs et xénolithes; (4) passées de bombes à matrice cendreuse dont l'aspect terreux présente souvent des figures de plissement.



C'est le plus grand appareil étudié (150 m de long et 50 m de large) mais il est tronqué en partie par la caldeira et devait avoisiner les 300 m de longueur.

ORIGINE DE CES FORMATIONS : le phréatomagmatisme.

Les séries de bases constituent un épisode explosif caractérisé par : la présence de tufs à projections (petites bombes); des amas de bombes sur les flancs des petits appareils; l'abondance des environs cendreux.

Elles se rapprochent ainsi des produits hyaloclastiques de nombreux volcans et particulièrement des émissions en milieu marin. Camus (1980) décrit après les éruptions du Capelinhos (1957-58) les produits suivants : des tufs centimétriques et décimétriques; soupoudrage de cendres; projection de bombes aux abords du cratère; coulées rares et très fluides, concourant à former un anneau d'hyaloclastites. Cette éruption est caractéristique d'un phréatomagmatisme marin ou "surtseyen" pauvre en déferlantes basales.

La nature des produits de la série de base de Maurice ainsi que la rareté des chenaux d'érosion prouvent que les premières émissions sont phréatomagmatiques ou "surtseyennes". Dans ces types d'éruptions avec apport d'eau illimité, le substratum est peu affecté. On peut seulement supposer que ces séries de base succèdent à la mise en place des pillow-lavas et représentent les niveaux d'émergence du volcan (Camus, 1979; Moore et Fiske, 1969).

Etant les formations les plus anciennes de l'île, elles forment donc un substratum relatif.

B.3. LE TOIT DES TUFFS

Un amas de coulées bréchiques bien visible à Anse jonchée (fig. 5) recouvre cette série. Depuis la cote 10 m jusqu'à 40 m, dans le fond de la rivière, affleure un empilement de brèches litées formées de blocs de basalte aphyrique et de basalte à olivine englobés dans une matrice terreuse, bulleuse, zéolitisée et friable composée de petits grains de lave. Ces niveaux présentent des figures de fluage. En effet, de grosses plaques métriques de laves se sont déplacées dans la matrice, repoussant les petits éléments et laissant derrière elles une traînée de débris provenant de sa désagrégation par frottement (fig. 9).

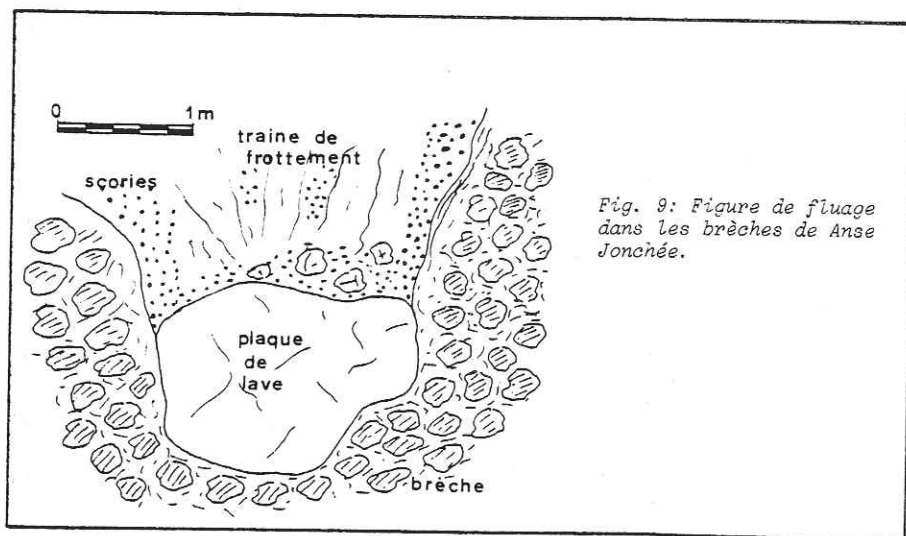
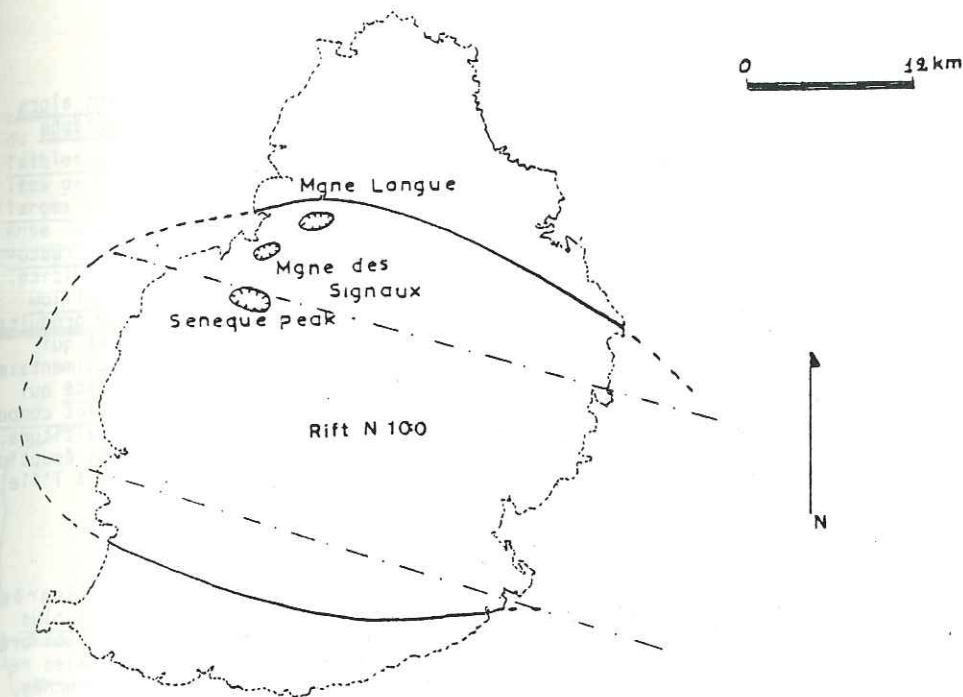


Fig. 9: Figure de fluage dans les brèches de Anse Jonchée.

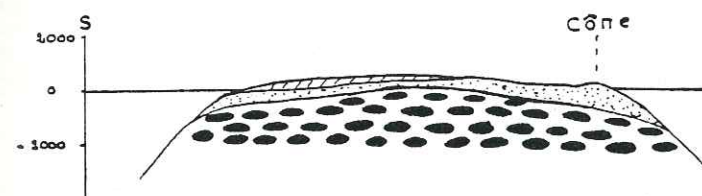
En prenant compte, de tous ces faits, ces amas ressemblent plus à une bréchification de coulées éclatant au contact de l'eau de mer qu'à de véritables brèches.

De plus, d'après Camus (1979), les laves émises après une éruption phréatomagmatique sont très fluides, expliquant ainsi la bréchification et les figures de fluage.



- Limite actuelle
- Limite de la série de base
- - - Rift
- Petits appareils

Fig. 10: Forme supposée de l'île Maurice à la fin de la série de base (10 Ma). Coupe Nord-Sud inspirée des modèles hawaïens (Moore et Fiske 1969).



- Pillow-lavas
- Hyaloclastites
- /// Coulées bréchifiées

Ces laves bréchiques, avec figure de fluage confirmeraient alors le phréatomagmatisme marin ou surtseyen déjà décrit dans le paragraphe précédent.

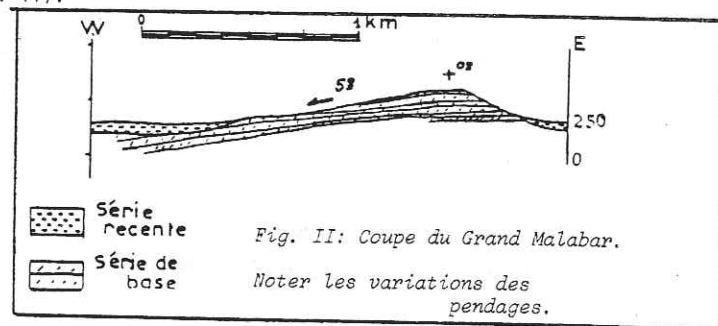
B.4. CONCLUSION

Les premières émissions de l'île se caractérisent par un phréatomagmatisme marin avec abondance d'eau, le substratum étant peu sollicité. On suppose que la base de l'île est formée d'une accumulation de pillow lavas. Le bombement (30 à 40 m), occasionné par l'accumulation de produits tufacés et bréchiques, devait émerger et subir l'assaut des vagues qui désagrégèrent les laves au fur et à mesure de leur émission et alimentèrent la "nappe" permettant les explosions. A la fin de cet épisode tufacé qui constitue la base de la série, l'île ne ressemble qu'à un petit îlot composé d'amas de produits d'explosion sur quelques dizaines de mètres d'altitude. Il se couvre alors d'émissions laviques brisées, prouvant la fin des éruptions phréatomagmatiques et le début de la phase effusive qui va donner à l'île sa forme véritable (fig. 10).

C - LES NIVEAUX SOMMITAUX (10 M a. - 6,71 M a.)

Sur ces formations d'origine reposent des laves séparées par quelques passées de cendres. Des affleurements plus nombreux et plus étendus permettent d'établir un chronologie. Cependant, si les niveaux bréchiques sont bien visibles, ce n'est pas le cas des coulées terminales recouvertes d'une épaisse couche de latérite surtout à l'Est (Anse Jonchée, Bambous, Ferney) si bien que seuls quelques blocs épargnés permettent de compléter la coupe.

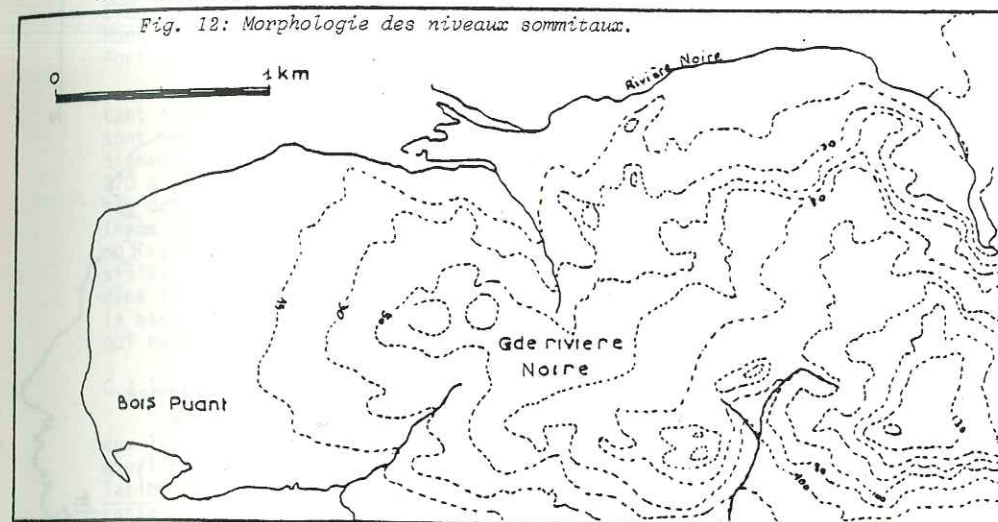
L'ensemble sommital, toit altéré compris, s'élève à 300 m à la périphérie de l'île (aussi bien à l'Est : Bambous, Mont Beauchamp qu'à l'Ouest : Priest Peak); l'altitude au centre restant inconnue à cause du recouvrement des séries récentes et de l'absence de sondage atteignant ces séries. De plus, la "caldeira" qui l'affecte fausserait les mesures, la valeur de l'effondrement étant mal connue (cf.: les événements structuraux des séries primitives § 4.2). Cependant, l'altitude ne devrait pas être supérieure à 300-350 m car le pendage est faible (5 à 8° vers l'Est) et tend à devenir horizontal au sommet de certains massifs : Priest Peak et Grand Malabar (fig. 11).



C.1. MORPHOLOGIE ET VÉGÉTATION

Ces séries de brèches et coulées, assez friables, dans les zones où elles ne sont pas recouvertes par les niveaux supérieurs, présentent une morphologie bien reconnaissable, caractérisée par une surface parsemée de petites croupes arrondies de faible altitude séparées par des ruisseaux,

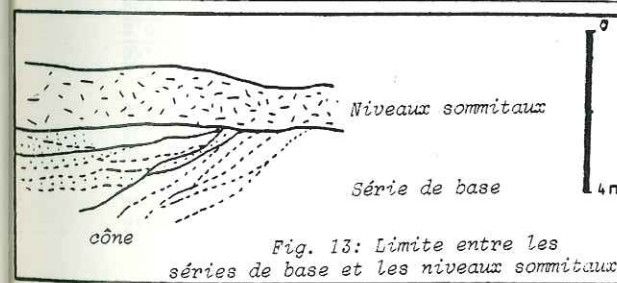
comme par exemple à l'Ouest : Petite Rivière Noire, Case Noyale, Montée du Bois Puant (fig. 12). Les buttes formées par ces laves ont des pentes faibles avec quelques falaises dans la partie sommitale au passage de coulées de forte épaisseur (fig. 11 p. 16). Les vallées sont généralement très larges et évasées, entrecoupées parfois de petites buttes (Grand sable et Anse Jonchée).



L'abondance de cannes à sucre plantées très haut sur les flancs des vallées rend l'étude difficile. Les affleurements sont dispersés dans les plantations et ne sont vraiment visibles qu'aux périodes d'entrecoups soit de décembre à mars. Cette dispersion rend toutes les corrélations très hypothétiques. Ailleurs, (Le Pouce, Grand et Petit Malabar), une végétation d'épineux, d'herbacés, d'aloès masque les coulées et seules quelques buttes peuvent être étudiées en détail et servir de référence.

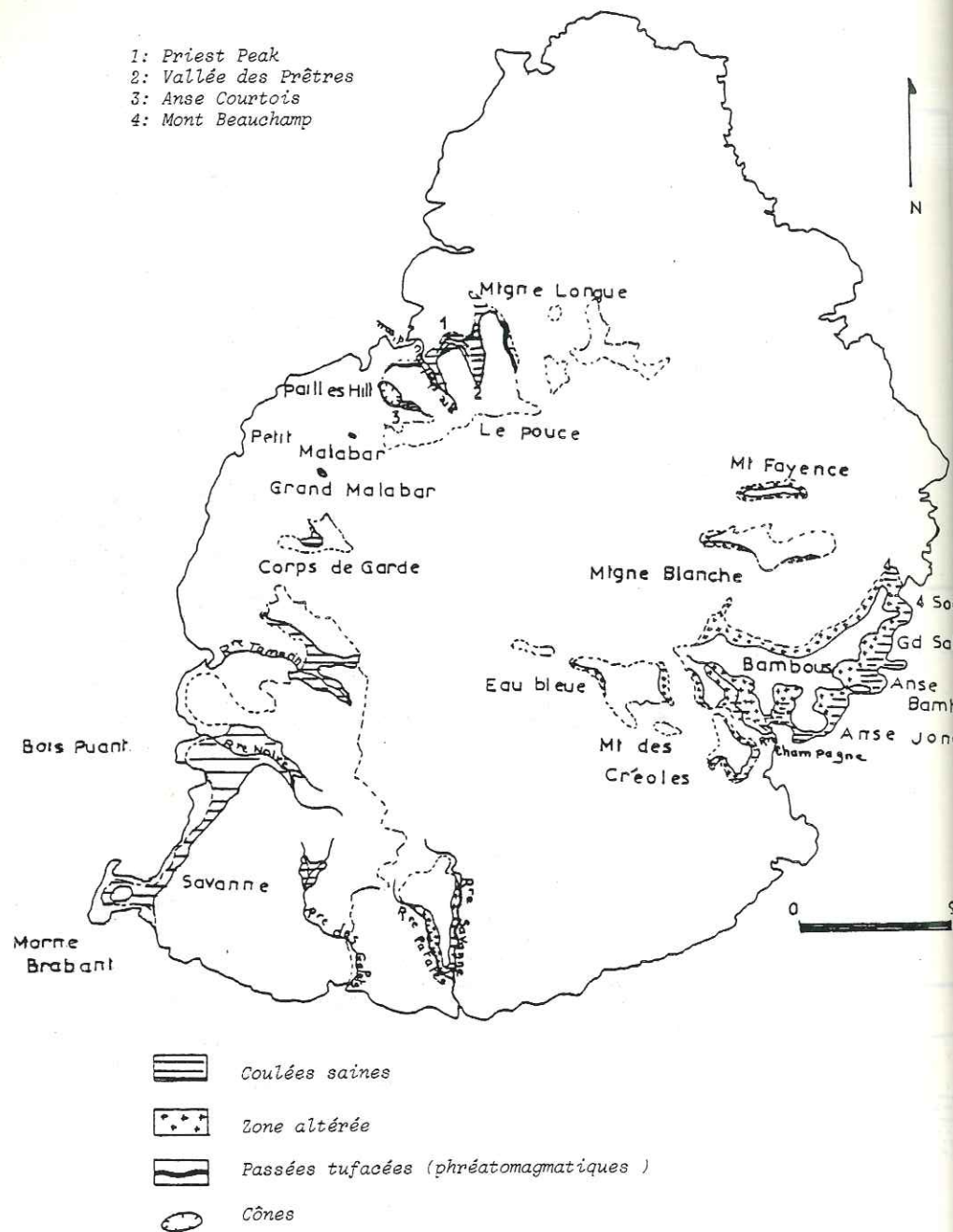
C.2. LA LIMITE TUF - LAVES

Souvent masqués par les éboulis, la végétation ou les séries récentes, les contacts entre la série de base tufacée et la partie sommitale lavique sont peu abondants. En règle générale, les laves sommitales sont en accord avec la série de base mais quelques contacts anormaux existent notamment à Montagne Longue où les formations tufacées présentent un fort pendage (30° N) recouvert en discordance par les niveaux supérieurs plus ou moins horizontaux (5° NW) (fig. 13). Ces deux phases faciles à différencier par leurs caractères pétrographiques ou dynamiques



font partie du même cycle d'activité. Le passage est progressif et parfois souligné par des brèches intermédiaires (Anse Jonchée).

Fig. 14: Carte d'affleurement des niveaux sommitaux.
(Période de la série bréchique)



- 1: Priest Peak
- 2: Vallée des Prêtres
- 3: Anse Courtois
- 4: Mont Beauchamp

C.3. STRATIGRAPHIE

La meilleure façon d'aborder ce paragraphe est de décrire une coupe type choisie pour sa représentativité et aussi pour sa facilité d'accès. Le Priest Peak est un bon exemple car, l'altitude de 300 m, le pendage de 5° à 8° NW et la rare végétation herbacée permettent de bonnes investigations. Situé dans le massif du Pouce (carte h.-t.), il forme l'extrémité Nord de la ligne de crête séparant la Vallée des Prêtres à l'Est de Anse de Port-Louis à l'Ouest.

Un grand nombre d'autres coupes seront corrélées à celle-ci permettant ainsi de compléter la stratigraphie de ces séries. Ces observations sont faites (fig. 14 et carte h.-t.) : (1) Au pied de la Montagne des Signaux, le long de l'ancienne route militaire depuis la cote 50 m jusqu'à 270 m. (2) A Montagne Longue, bien que la végétation masque une grande partie des affleurements. (3) Dans le fond de toutes les anses du Massif Bambous (Anse Jonchée, Petit Sable, Bambous Virieux, Grand Sable et Quatre Soeurs) où les expositions sont plus ou moins bonnes et souvent difficilement accessibles. (4) Dans les gorges creusées par les rivières Patates et Savanne dans la bordure sud du Massif Savanne. (5) Enfin, en bordure de l'île avec la base du Morne Brabant, du Corps de Garde et les Grand et Petit Malabar qui ne présentent que le toit de la série.

C.3.1. LE PRIEST PEAK

Sur un ensemble de 20 m d'épaisseur, très bréchique, correspondant aux laves éclatées du massif Bambous (§ C 3) s'empilent sur 300 m les premiers niveaux qui formeront le bombement initial. Il s'agit d'une accumulation de coulées de nature variée, séparées par des scories dont l'induration, l'épaisseur, et la taille des blocs diffèrent selon l'altitude. (fig. 15).

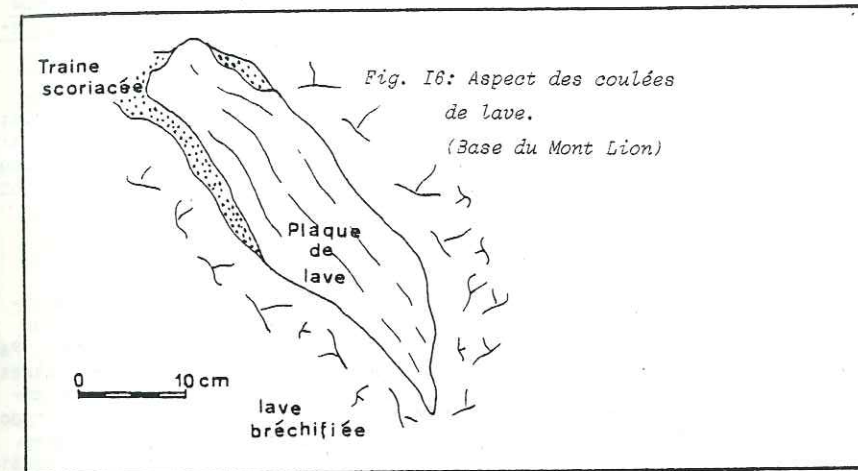
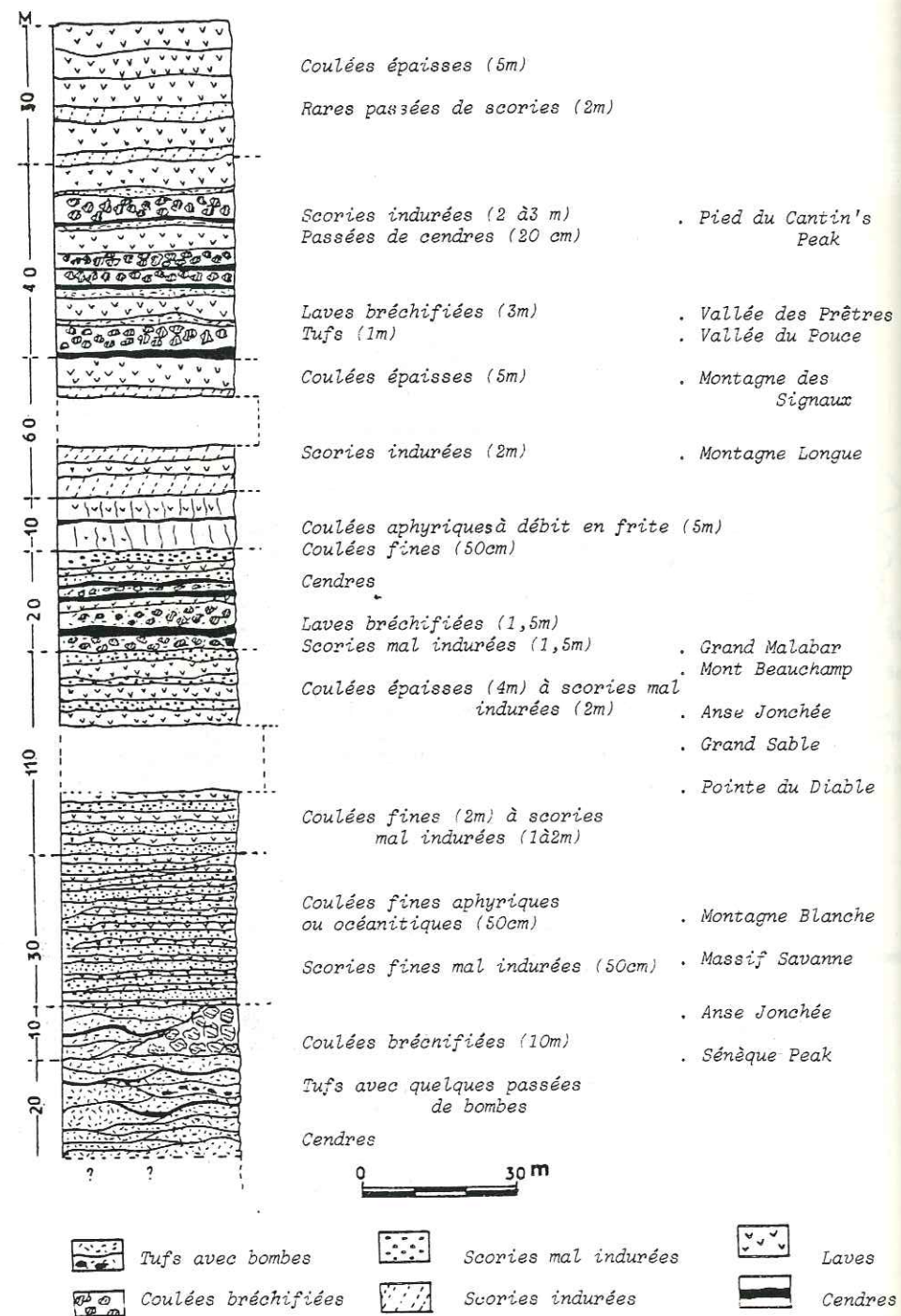
a - A la base, (environ 160 m), elles sont mal indurées, de couleur grise, épaisses de 2 à 3 m, riches en blocs centimétriques à décimétriques. La zéolitisation affecte aussi bien le ciment que les éléments très bulleux et rend ainsi l'ensemble difficilement identifiable. Cependant, quelques basaltes à olivine sont reconnaissables et même des fragments de dykes doléritiques. Ces niveaux rappellent les coulées en gratons du volcan actif de la Fournaise (île de la Réunion). Parfois, ils sont rougeâtres, friables, d'aspect terreux et la présence de blocs entourés d'une carapace rouge prouve que ces dépôts ont été recuits lors du passage des coulées supérieures.

b - Vers le haut (entre 160 à 250 m), ces scories s'indurent et diminuent d'épaisseur. Les éléments (fragments de coulées ou de dykes) sont toujours très zéolités mais le ciment, beaucoup plus compact, est sain.

c - Les laves, elles aussi, évoluent. De petits bancs fracturés de 1 m d'épaisseur, formés de basalte à olivine ou parfois de véritables océanites, elles passent à des niveaux de 2 à 3 m de basalte à deux types d'olivine (l'une jaune, l'autre verdâtre) présentant des accumulations de pyroxènes vers le haut.

La différenciation, amorcée dans les 150 premiers mètres de la série, s'arrête brusquement. Sur une épaisseur de 20 m s'entassent alors des scories très indurées séparées par quelques laves très schistosées de taille décimétrique. Des lits de cendres rouges compactées zèbrent cette formation. Parfois, des plaques de lave laissant derrière elles une queue striée riche en petits blocs prouvent la fluidité du magma (Base du Mont Lion). Cette disposition rappelle les brèches de Anse Jonchée (fig. 16).

Fig. 15: Coupe du Priest Peak. Corrélation avec d'autres coupes.



La présence de lits de cendres et de laves bréchiques fluides peut s'expliquer par une éruption phréatomagmatique qui est caractérisée par de tels phénomènes (Camus 1979; Kieffer 1978). Les chenaux, parfois visibles dans les scories, seraient dus aux déferlantes basales abondantes en milieu aérien.

Ce fait se confirme aussi par la brusque modification de la différenciation et de la disposition des coulées, le dynamisme étant lui-même différent.

d - La partie sommitale (50 derniers mètres), très riche en coulées de 4 à 5 m d'épaisseur, débute par des basaltes aphyriques à débit "en frites", séparés par des niveaux de cendres ou des brèches rougeâtres à blocs anguleux; elle se poursuit par des empilements de basaltes à olivine présentant quelques cristaux de pyroxènes.

Des passées de cendres riches en bombes en chou-fleur caractérisant un volcanisme explosif s'intercalent au sommet de cette formation.

Bien que, ces laves varient des basaltes aphyriques à des basaltes riches en olivine, elles appartiennent toutes au même ensemble pétrographique.

C.3.2. DESCRIPTIONS D'AUTRES COUPES

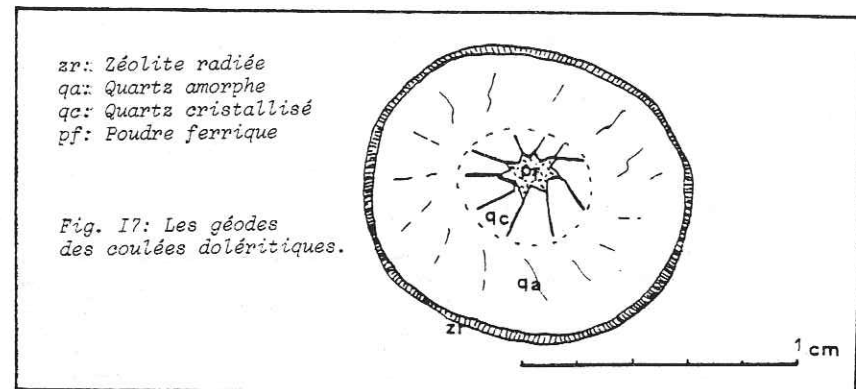
De nombreux autres affleurements ne représentent que des fragments de l'ensemble du Priest Peak et ne seront pas décrits ici, la succession des niveaux étant identique et la nature des laves semblable; il s'agit : de la Montagne Longue où les coulées épaisses mais creusées de tunnels rappellent le sommet du Priest Peak; du Petit et du Grand Malabar à l'Ouest où la succession de niveaux scoriacés et de basalte aphyrique est identique à celle du Priest Peak; du fond de la rivière Tamarin, où la faible exposition de ces séries montre cependant un ensemble scoriacé mal induré, séparé par des coulées de laves, identiques à la base de la coupe de référence; enfin, de la partie est de l'île, dans le massif Bambous, où un grand nombre de coupes relevées correspondent à des niveaux déjà décrits. Citons comme exemple les scories indurées et zéolitisées séparées par des coulées de basalte à olivine et pyroxène de la rive gauche de Anse Jonchée ainsi que les coulées identiques du Mont Beauchamp.

De plus, si la correspondance stratigraphique et pétrographique est bonne entre les coupes, leur position dans l'espace se corrèle également en différents points de l'île; en effet, beaucoup d'affleurements identiques ont les mêmes altitudes à quelques mètres près : Ceux du Mont Beauchamp situés entre 110 et 170 m correspondent à ceux du Priest Peak entre 120 et 180 m. Ceux d'Anse Jonchée entre 65 et 200 m sont semblables à ceux du Priest Peak entre 80 et 180 m. Au Grand Malabar, les coulées situées entre 160 et 270 m sont légèrement plus hautes que celles de la coupe de référence entre 140 et 230 m. Quelques variations sont cependant à noter surtout à la base et au sommet de la série.

a - Les coulées doléritiques

Dans les rivières Anse Jonchée et Savanne affleurent sur les niveaux bréchiques de base des coulées de basalte doléritique épaisses de 10 à 15 m, formant des falaises franchies en cascade par les rivières. Parfois, surtout dans le Sud, (Jurançon) elles sont séparées par des passées centimétriques jaunes ou rouges de tufs ou cendres compactées. Aucun affleurement n'est visible dans la partie ouest et nord de l'île. Deux hypothèses peuvent expliquer cette absence : soit les basaltes doléritiques sont masqués par des éboulements ou recouverts par des coulées plus tardives. Ce fait est à envisager; cependant au Priest Peak la coupe est complète, sans hiatus, et commence par les niveaux de base tufacés. Soit les laves n'ont été émises qu'à l'Est et au Sud-Est de l'île et constituent un matériel doléritique différent. C'est le cas le plus probable. En effet, ces basaltes se trouvent à proximité d'une zone matérialisée par des injections de dykes de même nature que les laves. De plus la présence de géodes de quartz dans les bulles des coulées doléritiques prouvent qu'elles ont été émises dans une région d'hydrothermalisme important. Ces deux faits (zone de dykes et hydrothermalisme) caractériseraient une zone de rifting.

Ces géodes sont des sphères millimétriques ou centimétriques de quartz amorphe cristallisant vers le centre. Le centre est soit libre, soit rempli par une poudre noire. Elles sont tapissées par une pellicule millimétrique verdâtre de zéolites radiées qui constituent le premier dépôt (fig. 17).



b - Les passées altérées

Dans le massif Bambous, notamment le long du ruisseau Terre Rouge et sur le flanc droit de l'Anse Petit Sable, les accumulations de laves saines sont entrecoupées de niveaux altérés, l'altération est cependant peu

poussée et de faible épaisseur (25 à 50 cm). Ces niveaux sont constitués de nombreux blocs de grande taille, enrobés dans une matrice argileuse grossière de couleur ocre et traduisent probablement des périodes de calme relatif au cours desquelles se détruisent les niveaux précédemment émis. De même que pour les coulées de dolérites, l'absence de tels niveaux altérés dans le Nord-Ouest de l'île pose un problème. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées : (1) soit les fissures éruptives fonctionnaient différemment à l'Est et au Nord-Ouest mais les bonnes corrélations établies entre certains affleurements appartenant à ces deux régions contredisent cette idée. (2) soit l'altération des laves est différente selon le versant étudié. Cette hypothèse est beaucoup plus vraisemblable et plusieurs arguments tendent à le prouver. L'altération actuelle est bien plus importante à l'Est (côté au vent) qu'à l'Ouest (côté sous le vent). Les coulées de basaltes aphyriques ou d'ankaramites sont souvent argilisées dans le massif Bambous alors qu'au Pouce ou au Corps de Garde, elles restent saines sans aucune trace de latérisation (Chazal et Baissac 1951; Pike 1868). Dans le massif Savanne, ce fait est encore plus remarquable. Le côté Est est très altéré et les ankaramites ont presque totalement disparu alors qu'à l'Ouest, au Morne Brabant aucune trace d'argilisation n'existe. L'altération ancienne est exactement semblable. Les séries primitives situées à l'Est sont très altérées, parfois sur 30 à 40 m alors qu'à l'Ouest, elles restent saines ou légèrement argilisées (fractures colmatées par des dépôts rougeâtres).

c - Les zones tufacées... (le phréatomagmatisme) (fig. 14)

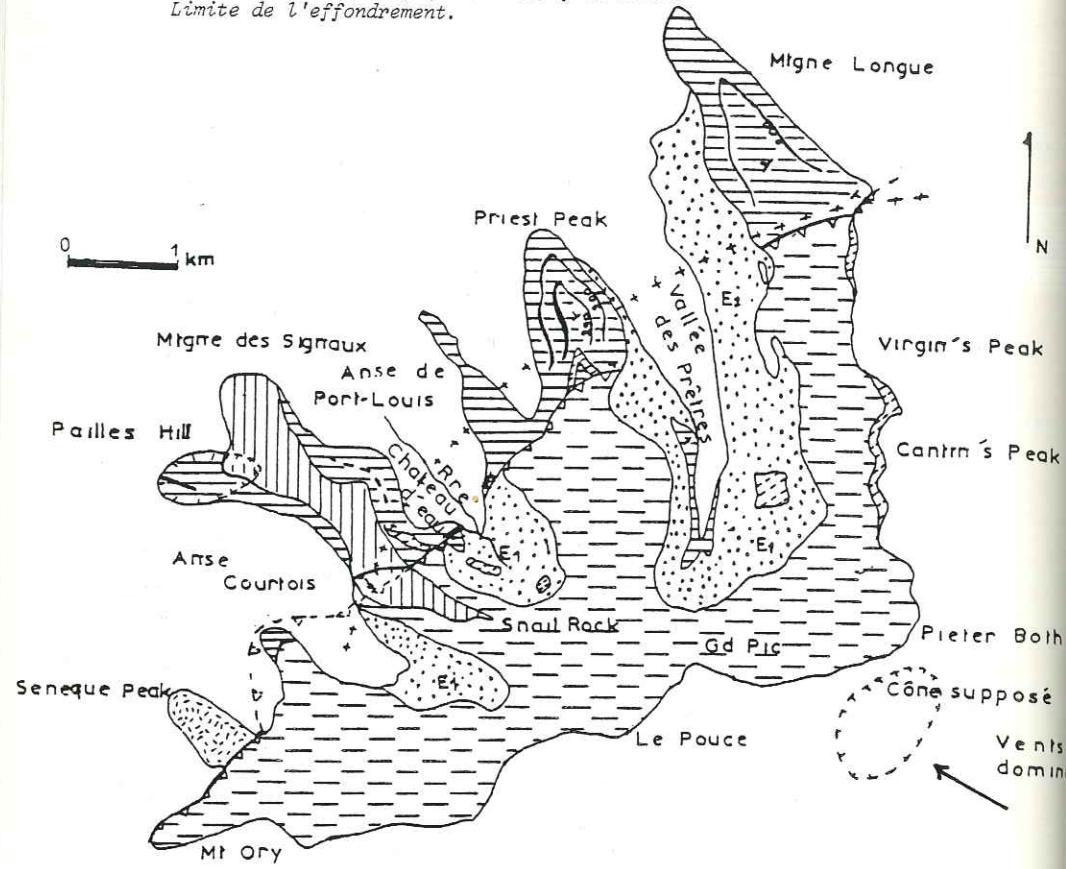
Quelques secteurs des Séries bréchiques possèdent des tufs et des cendres riches en bombes de tailles décimétriques : c'est le cas du Massif du Pouce où l'on rencontre ces formations dans la région du Priest Peak et de la Montagne des Signaux. Il est donc probable que des points d'émission aériens existaient dans ces parties récemment émergées. Etant donné le type de dépôt (tufs, cendres et projections), il est à penser que ces éruptions étaient plus ou moins phréatomagmatiques. L'eau devait pénétrer les parties tufacées de base et entrer en contact avec le magma. Dans ces éruptions aériennes, les déferlantes basales sont importantes et les produits sont très dispersés (Camus, 1980; Kieffer, 1979) et le substratum est sollicité expliquant la présence de bombes de basalte à olivine et même des agglomérats de cristaux de périclites provenant directement de la chambre magmatique.

Remarque : L'infiltration de l'eau devait se faire lentement car entre deux épisodes phréatomagmatiques se situe un épisode effusif (coupe du Priest Peak).

d - Les cônes

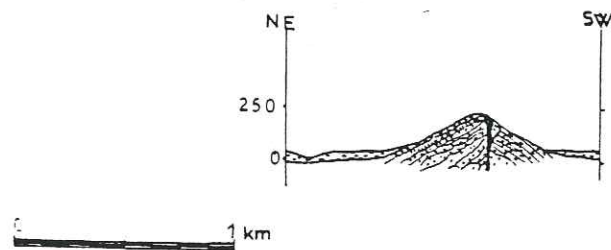
Il existe de grands cônes comme la Colline de Pailles (Pailles Hill) de 300 m de hauteur au Nord-Ouest de Port-Louis. Ils se caractérisent par (carte et coupe fig. 18) : un fort pendage constant de 30 à 35° mais avec un pendage différent sur tout le pourtour; de grandes accumulations de scories plus ou moins indurées associées aux coulées de basalte à olivine assez rares et présentes dans la partie supérieure, mais en général brisées, englobées dans les scories. Ce petit appareil autonome est cependant sans lien avec les niveaux tufacés et cendreux décrits précédemment. En effet ses formations correspondent plus à un dynamisme effusif qu'à du phréatomagmatisme. De plus, sa position n'est pas compatible avec la géographie des dépôts, les vents dominants soufflant de l'ESE vers l'WNW et Pailles Hill se trouvant à l'W des dépôts. Il est donc probable que les tufs et cendres proviennent d'un cône situé plus à l'Est et maintenant masqué par les séries plus récentes.

Fig. 18: Carte géologique du Massif du Pouce.
Limite de l'effondrement.



- | | | | | | |
|----------------|-------------------|-----------------|--------------------------|-------|---------------------------|
| Série ancienne | | Série bréchique | | Cônes | |
| | Eboulis | | Coulées et scories | | Limite des tufs à nodules |
| | Ankaramite | | Niveau phréatomagmatique | | Zone broyée |
| | Basalte aphyrique | | Tufs de base | | Niche d'arrachement |
| | | | | | Limite de l'effondrement |

Coupe du cône de Paille-Hill.



- | | |
|--|------------|
| | Hawaïites |
| | Coulées |
| | Scories |
| | Dyke N 140 |

De tels appareils, situés dans la partie émergée, auraient été conservés à l'Ouest et recouverts ou démantelés à l'Est.

C.3.3. CONCLUSION : L'EVOLUTION DU BOMBEMENT PRIMITIF (zone d'émergence)

L'étude des différentes coupes permet de suivre l'évolution générale de la série bréchique. La base visible est constituée de tufs et cendres dus à une activité explosive et phréatomagmatique de type surtseyen; puis des laves dont l'histoire est complexe sont émises. Leur base, très scoriacée, est bulleuse et riche en gaz; les teneurs en gaz diminuent vers le haut où les basaltes sont plus massifs. Des périodes d'accalmie permettent à l'altération de laisser son empreinte, puis l'activité reprend et les produits émis portent la marque de mouvements profonds, brassage et sédimentation au niveau du réservoir. En effet les laves sont parfois très riches en phénocristaux (basalte à olivine et pyroxène) puis aphyriques après un épisode bulleux scoriacé. Des éruptions phréatomagmatiques aériennes importantes et répétées (coupe du Priest-Peak) brisent le rythme effusif. On note alors au sein de laves bréchifiées des passées de tufs, cendres et projections (bombes et nodules d'olivine notamment au pied du Virgin's-Peak (cote 200 m) et au mont des Créoles (cote 110 m le long de la piste menant au parc à cerfs) où ils sont très altérés.

Ces séries se terminent localement par des épisodes explosifs créant quelques cônes de scories et de laves dont les témoins sont bien visibles. Ainsi, à la fin de ces périodes, l'île a approximativement sa forme actuelle (cercle de 40 km de diamètre) et se présente alors sous forme d'un bombement de 300 m d'altitude bosselé de petits cônes adventifs de scories ou d'anneaux de tufs (fig. 19).

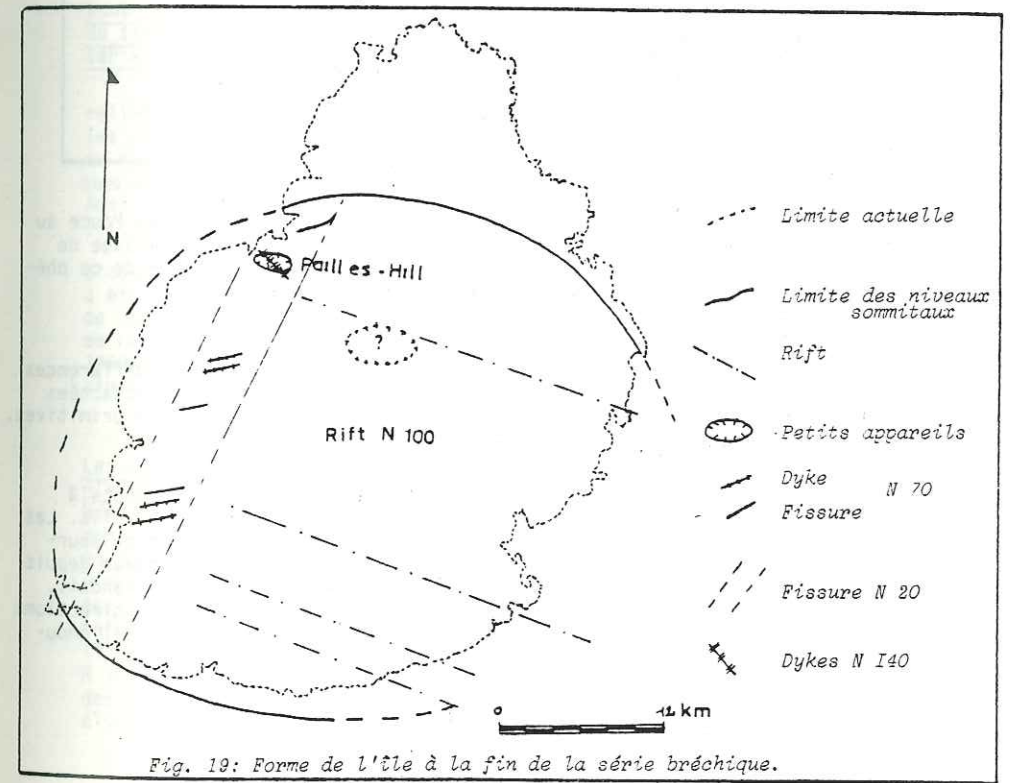


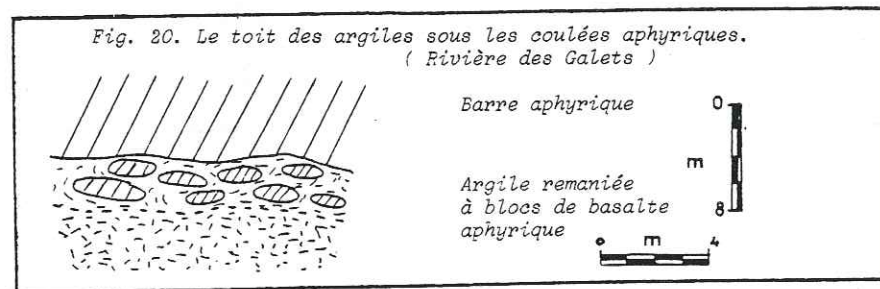
Fig. 19: Forme de l'île à la fin de la série bréchique.

C.4. ÉVOLUTION DE LA PARTIE ÉMERGÉE DE L'ÎLE

C.4.1. MORPHOLOGIE ET ALTERATION DES FORMATIONS

Après la mise en place des horizons terminaux laviques, l'ensemble subit une altération très poussée qui transformera jusqu'à 30 m de profondeur la lave en argile, surtout dans la zone Est (Massif Bambous). La couleur varie selon les niveaux altérés. Les scories donnent une terre grisâtre avec quelques petits "rognons" plus durs. Les laves forment des amas rouges où quelques blocs sont conservés. Ce sont souvent des boules de basalte aphyrique de quelques centimètres ou des éléments subarrondis plus ou moins désagrégés d'océanites ou de basaltes à olivine et pyroxène : seuls repères qui permettent de corréliser les coupes d'Est en Ouest. L'aspect de ces formations est classique dans les zones tropicales soumises à la latéritisation. Ainsi sur 30 m :

- (1) sur une semelle lavique saine à surface ondulée se superposent des coulées très dissociées à matrice argileuse (10m);
- (2) les blocs diminuent de taille vers le haut et finissent par disparaître totalement vers le sommet (20 m);
- (3) les deux derniers mètres sont souvent riches en gros blocs de basalte aphyrique mélangés à l'argile souvent remaniée. Ces passées correspondent sans doute à un remaniement par les eaux après l'émission des séries suivantes, des parties qui n'étaient pas encore recouvertes (souvent dans le Sud). En effet, sous l'action des eaux, des blocs de lave saine ont été entraînés et mélangés à l'argile (fig. 20).



Si la partie Est et Sud Est est très altérée, le massif du Pouce au Nord-Ouest ne présente que quelques traces d'argilisation en remplissage de fissures ou en remplacement de la matière de scories. L'explication de ce phénomène est décrite ci-dessus (§ C.3.2.).

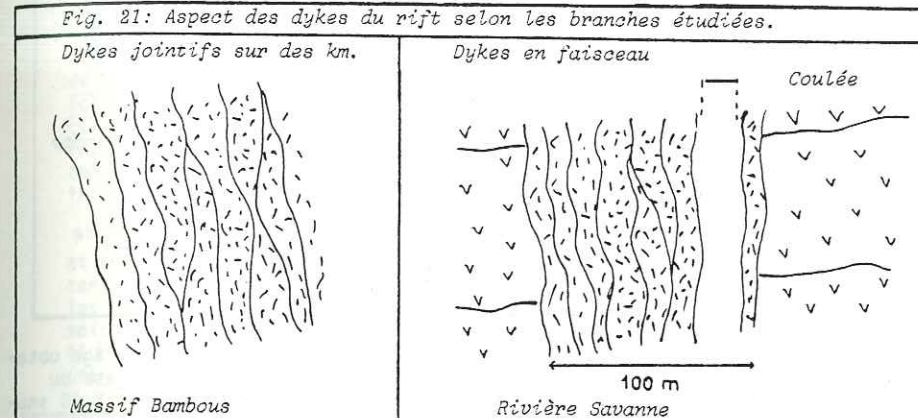
C.4.2. LES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX (fig. 19 et 21)

Comme nous l'avons vu dans le § stratigraphie (C.3), des différences sont visibles entre l'Est et l'Ouest de l'île, elles peuvent être rattachées à des éléments structuraux à l'origine de l'évolution des formations primitives.

a - Le rift N 100 (Fig. 19)

Présent à l'Est dans le massif Bambous, ce rift est sans doute à l'origine de grosses coulées laviques visibles dans cette partie de l'île. Les émissions issues de ce système sont remarquables, d'accès facile et se poursuivent sur de grandes distances : 10 km de longueur et 4 km de largeur depuis la rive gauche de la rivière Champagne jusqu'au pied du mont des Hollandais. L'orientation générale des dykes est N 100 bien que souvent quelques directions N 120 et N 80 soient relevées. Ils sont très fins (entre 60 cm et 1 m), ondulés avec des bordures figées très minces à inexistantes.

Dans le massif Savanne, une autre branche N 100 affleure. Présente dans le lit de la rivière Savanne, près de la centrale électrique, son accès est plus difficile et sa disposition est légèrement différente du rift. Il s'agit d'un ensemble de faisceaux de 50 à 100 m de large de dykes métriques ondulés traversant des coulées de basalte doléritique.



Tous ces dykes sont constitués de basalte doléritique ou de basalte à olivine, bulleux et très zéolitisés (cf. § C.3.2.).

Ces fissures N 100 matérialisées par un complexe intrusif et d'où sont issues des coulées, auraient fonctionné comme un rift au sens hawaïen du terme (Mc Donald, 1956). C'est à dire une zone d'extension linéaire à l'intérieur d'un appareil volcanique.

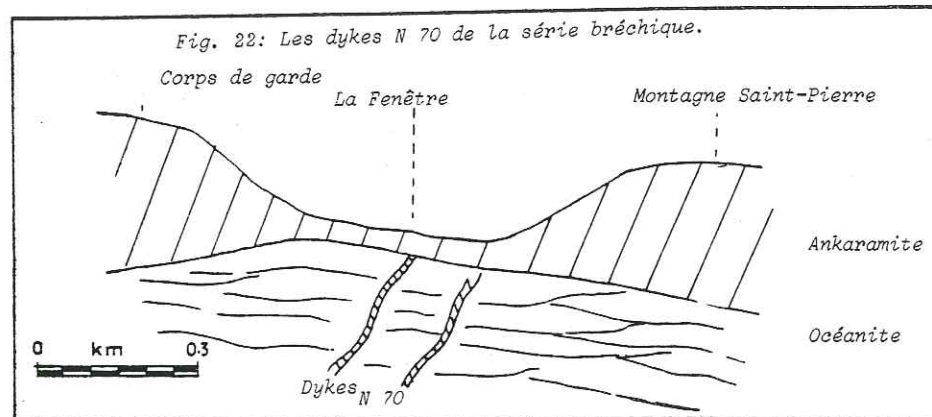
Cette direction d'ouverture N 100 (Bambous - Savanne) a dû créer un relief de deux crêtes séparées par une cuvette (coupe hors texte). Mais, si les pendages périphériques (8° SW à Chamarel, 20° NW au Corps de Garde, 20° SE au massif Bambous et 5 à 10° S au massif Savanne (fig. 35)) des séries bréchi-ques sont nets, leurs pendages vers le centre ne sont pas visibles (Bois-Sec). Aussi est-il difficile d'apporter une preuve de l'existence de ces deux crêtes (fig. 35).

Cependant, il est intéressant de noter qu'un dispositif identique s'observe dans le Piton des Neiges (île de la Réunion) (Chevallier 1979) où a été mis en évidence le fonctionnement d'une ride principale joint à celui de quelques fissures parallèles secondaires. L'absence à Maurice des produits de remaniements visibles au Piton des Neiges ainsi qu'à Hawaï (Moore et Fiske 1969) s'expliquerait par la faible altitude (300 m maximum) de ce bombement ainsi que par le faible pendage de ses flancs (20° maximum).

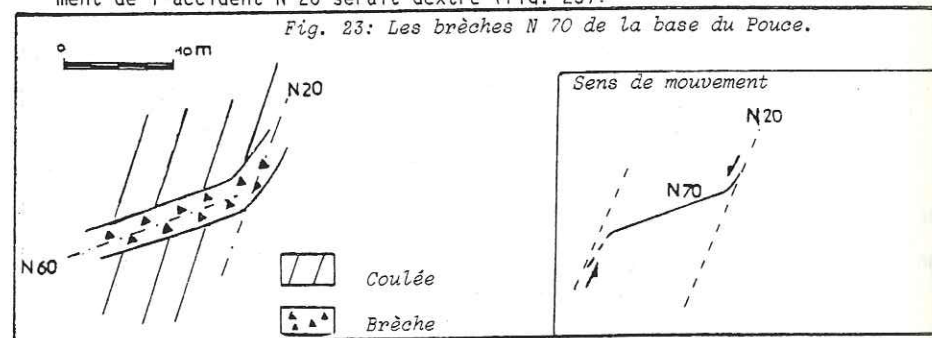
b - Les fractures N 70 en échelons et les accidents N 20 (fig. 19)

Les alignements structuraux N 100 de l'Est, visibles sur photos aériennes n'existent pas sur la côte ouest. Aucun dyke n'est visible dans le Grand Malabar qui pourtant, est situé dans le prolongement du rift. De plus, cette zone occidentale est pauvre en grosses coulées et plus riches en scories ou en produits d'explosion; il existe même quelques cônes qui font défaut à l'Est à moins qu'ils n'aient été érodés. Il semble donc que le rift se ferme puis est remplacé par un nouveau système, bien que dans ces séries anciennes aucune information véritable nous soit donnée sur lui si ce n'est en trois secteurs: (1) dans le lit de la rivière Tamarin, en rive gauche où quelques petits dykes N 70 de basalte aphyrique traversent les séries de base et stoppent au toit des niveaux sommitaux sous les coulées ankaramitiques (le long de la centrale électrique. (2) Au pied de la cascade de la Ferme, à la Fenêtre du Corps de

Garde où le même phénomène se reproduit mais de façon plus ponctuelle (fig.22).



En 1969, Mc Dougall date des dykes de la rivière Noire. L'âge obtenu est 7,04 à 6,99M a. soit l'âge de la Série bréchique. (3) A la base du Pouce où les séries de base sont hachées par des accidents orientés N 60 soulignés par des brèches. Parfois ces directions N 60 se courbent à N 20 que l'on peut considérer comme appartenant à un second système. Ainsi, d'après cette disposition (fig. 25), on peut supposer que le système N 60 s'échelonne le long de fissures N 20. Les crochons étant tournés vers le Nord, le mouvement de l'accident N 20 serait dextre (fig. 23).



Remarque : Les fissures N 140 (cf. fig. 18 p. 24)

Au sommet de ces séries, quelques accidents N 140-150 sont repérés. Le plus remarquable est la fissure N 140 armée d'un dyke autour de laquelle s'est édifié le cône de Pailles-Hill. Ces accidents sont à relier aux fissures N 70 et N 20 dont ils forment le même système.

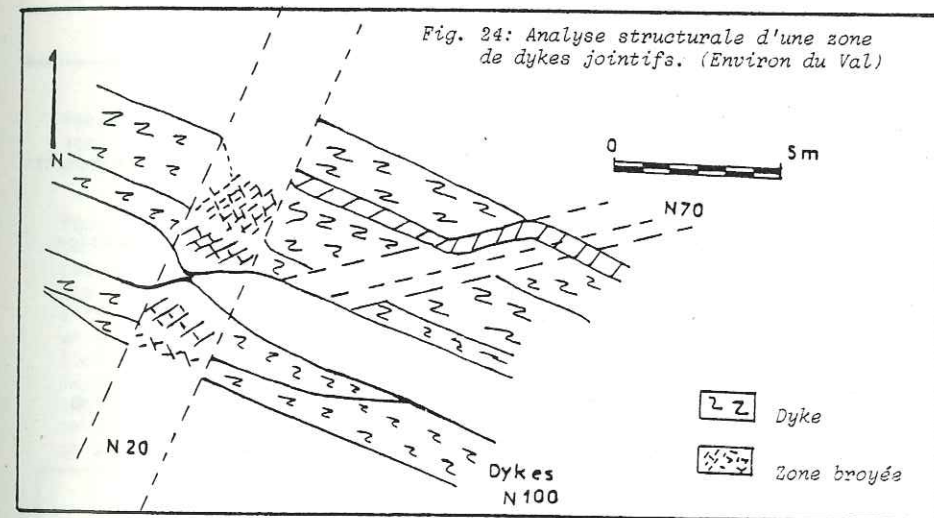
c - Chronologie du rift et des accidents N 70 et N 20

La chronologie des secteurs de l'île est mal connue, les datations étant impossibles étant donné la zéolitisation des dykes ou leur état avancé d'altération. Sur la base de quelques observations de terrain, une relation est envisagée entre le rift N 100 et les accidents N 70 et N 20; durant la période des séries de base, seul le rift fonctionnait. En effet les affleurements délimitent une ellipse à grand arc N 100 (fig. 10 p.15). La mise en place des niveaux sommitaux est plus complexe. A l'Est, les coulées dolériti-

ques formant la base sont émises par le rift N 100 qui fonctionnera jusqu'aux coulées terminales de cette période. A l'Ouest, les accidents N 70 et N 20 affectent l'ensemble des coulées, les armant de dykes. Parfois, ils servent de cheminées à de grands cônes (Pailles Hill et ses dykes N 140).

Ces accidents peuvent expliquer la différence de dynamisme entre les deux parties de l'île. Ainsi, de par leur fracturation, ils rendent perméables les séries de base (sondages F.A.O. Fund Agricultural Organisation en 1965 remarquent ce fait à Chamarel) et en permettant l'infiltration de l'eau, ils augmentent le phréatomagmatisme (Ex.: Priest-Peak). Etant donné la différence de comportement, ces deux éléments structuraux (rift d'une part, fissures en échelon d'autre part) sont certainement contemporains, liés à des fissures anciennes du fond des océans, mais ils ne fonctionnaient pas simultanément : les fractures N 70 et N 20 fonctionnent épisodiquement (comme le prouve le phréatomagmatisme) alors que le rift fonctionne en continu hormis quelques petites interruptions (§ C.3).

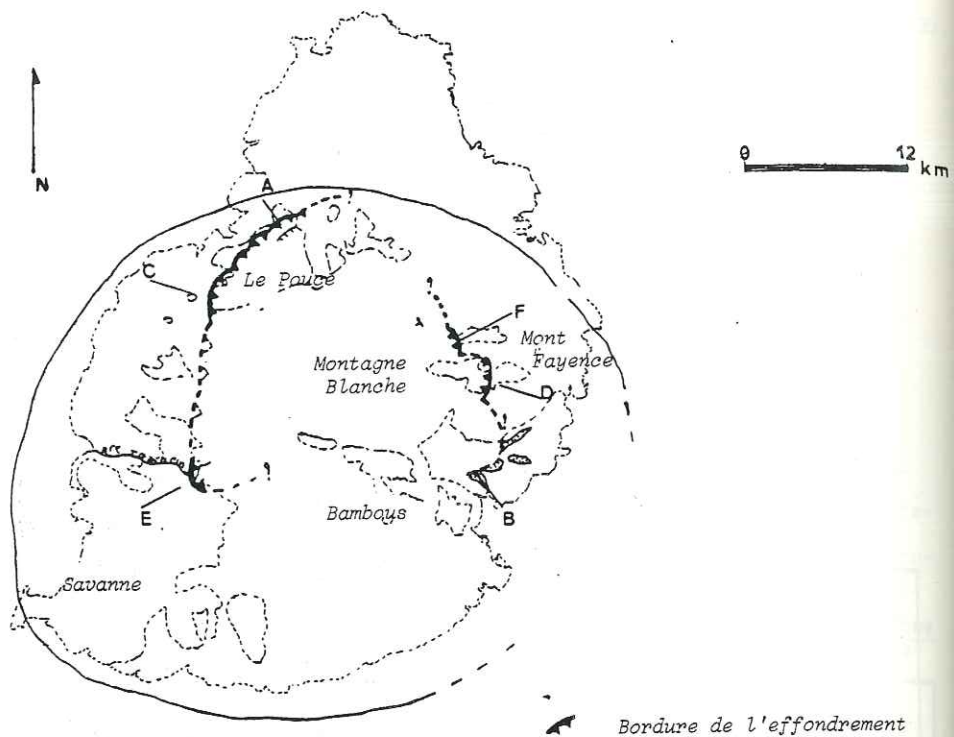
En observant les affleurements du rift dans la région de Saint-Hubert et du Val (en particulier la butte à l'Ouest du Val au pied de la butte des cent Gaulettes), la contemporanéité se confirme. Sur une zone broyée N 20, les dykes N 100 ont des comportements très différents : soit ils sont broyés; soit leur bordure figée se resserre au passage de la fissure. Selon une direction N 70, un dyke fin N 100 va se recouber et recouper l'intrusion voisine (fig. 24).



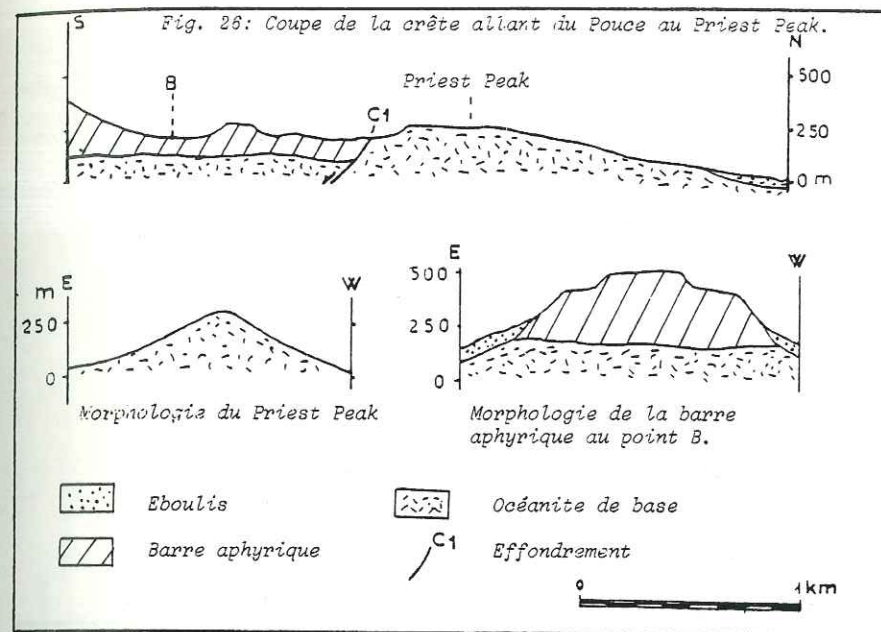
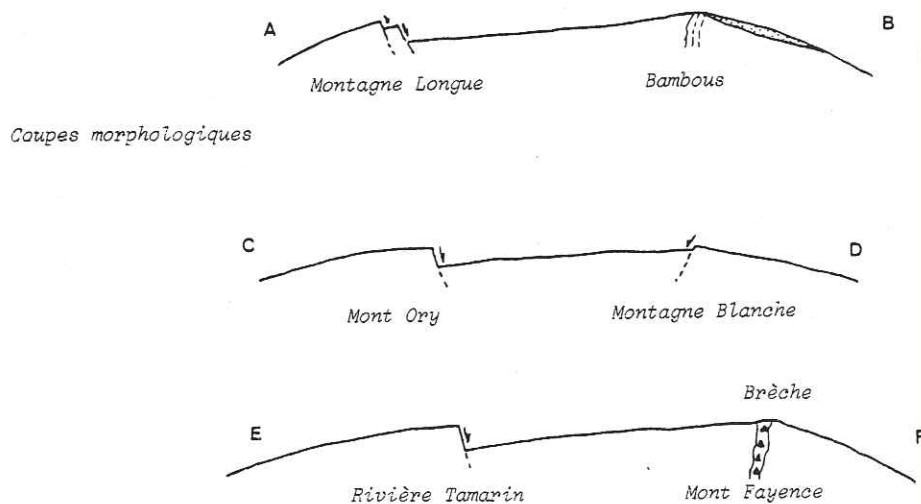
d - L'effondrement (fig. 25)

Dans le gonflement dissymétrique de l'île à l'émergence s'imprime encore un troisième événement structural : un effondrement subcirculaire se crée dans la zone centrale. Son diamètre total est approximativement de 27 km ce qui est immense pour la superficie de l'île (40 km de diamètre). Les failles bordières sont bien visibles dans le massif du Pouce où elles ont un rejeu de 100 à 150 m et sont soulignées par la morphologie. En effet, les basaltes des séries supérieures (basalte aphyrique) qui vont remplir cet affaissement donnent des crêtes étroites à falaises abruptes qui viennent butter les reliefs mous de la Série bréchique (fig. 26).

Fig. 25: La limite de l'effondrement du sommet de la série bréchique.



- - - - - Limite actuelle de l'île
 - - - - - Limite à la fin de la série bréchique
 [Dotted pattern] Coulées de réactivation



A Montagne Longue (fig. 27), un accident courbe est responsable du rebroussement des couches de la série ancienne de base qui passent de l'horizontale à un faible pendage de 10° vers l'intérieur de la caldeira; ce type d'accident est connu dans d'autres structures d'effondrement (Vincent, 1961).

La zone broyée de la vallée du Pouce (fig. 28). Dans la vallée du Pouce (cote 150 m) une zone broyée de 250 m de largeur affleure sur le chemin forestier situé en rive gauche en partant de Tranquebard. Son étendue n'est pas connue car les éboulis de la falaise avoisinante la masque en grande partie. Dans le fond de la rivière Château d'eau ainsi que sur sa rive droite, elle affleure également sur quelques mètres carrés. La fracturation affecte un ensemble de scories de la série de base, cisailée dans plusieurs directions : (1) N 100 à N 130 matérialisées par des zones débitées en lamelles et oxydées; (2) N 10 stériles et nettes; (3) N 70 et N 90 matérialisées par des brèches réduites en plaquettes et passant aux directions N 100 et N 130. Parfois de petits dykes vitreux centimétriques marquent les fractures N 70-90 et N 100-130 (fig. 29).

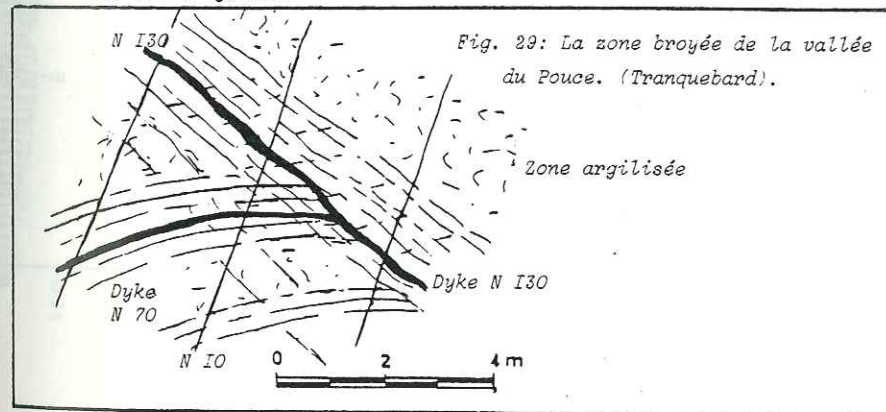


Fig. 27: Rebord interne de l'effondrement à Montagne Longue.

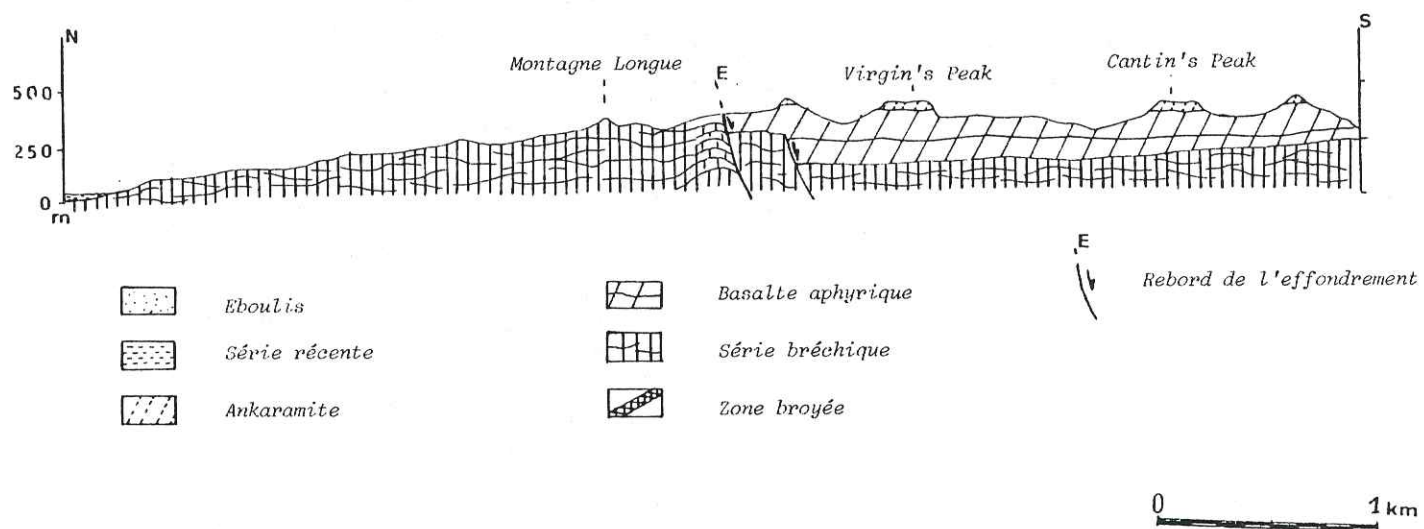


Fig. 28: Coupe du fond de la rivière Château d'eau. Passage de l'effondrement (zone broyée) au sein de la série bréchique.

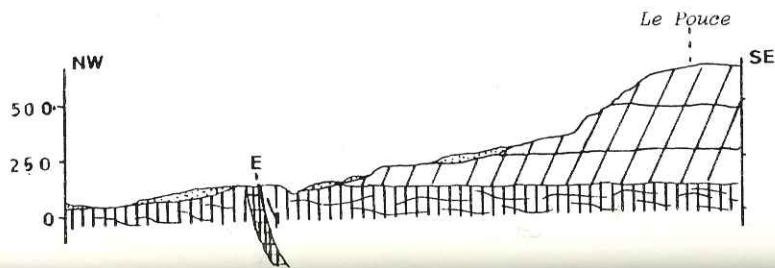


Fig. 30: La bordure Est de l'effondrement à Montagne Blanche.

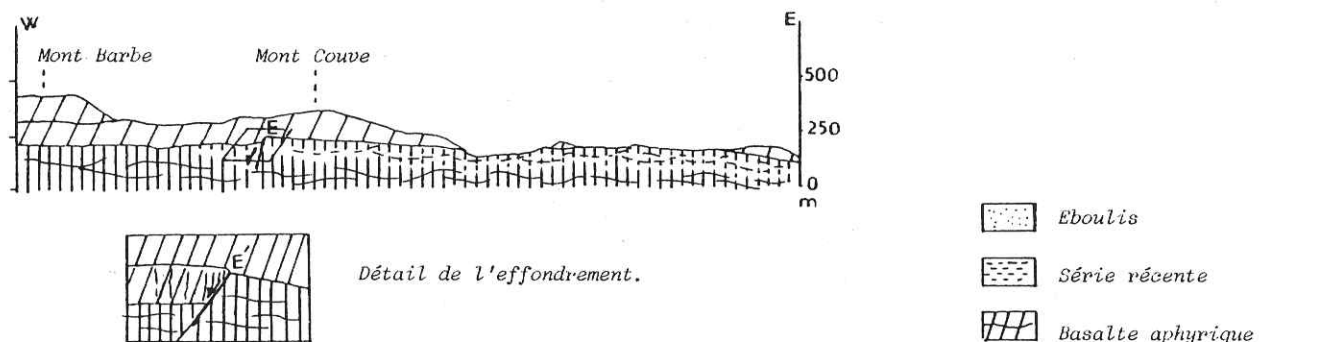
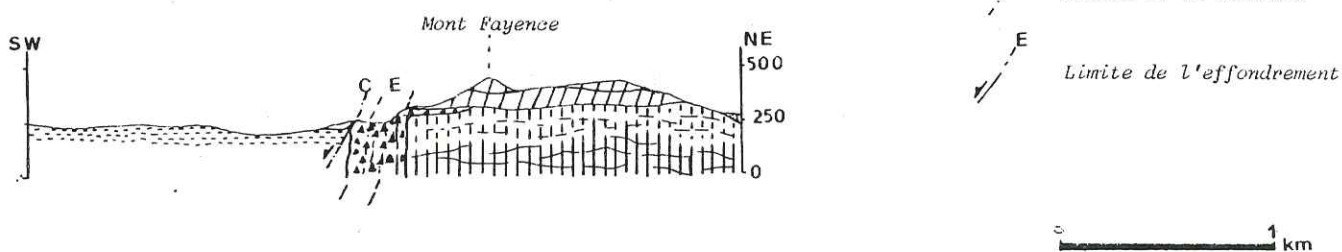


Fig. 31: Bordure Est de l'effondrement: la brèche verticale sous-aphyrique du Mont Fayence.



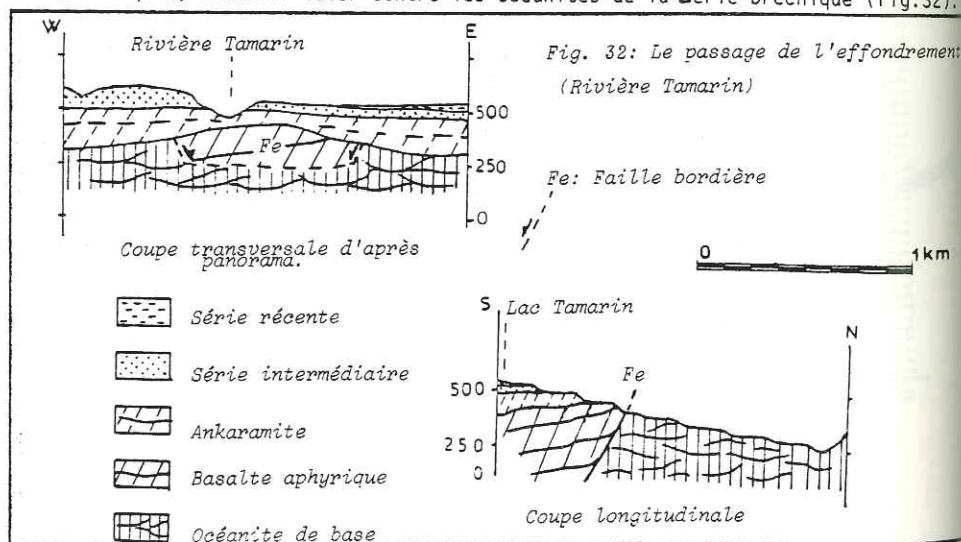
La géométrie de cette zone broyée est un arc de cercle qui traverse la vallée du Pouce depuis la colline Monneron jusqu'au Snail-Rock (cf. fig.18 p. 24). Elle matérialise le passage d'un accident majeur soulignant le bord interne de l'effondrement (fig.25).

Les autres limites

Ces limites sont moins nettes et les accidents à grands rejets (100 à 150 m) n'existent pas vers l'Est (massif Bambous) et le Sud (Massif Savanne). Au Sénéque Peak, cet effondrement recoupe le grand cône décrit auparavant (cf. § B.2.). A Montagne Blanche (fig. 30) au pied du Mont Barbe, un petit affaissement de 30 m fait obstacle aux premières coulées des séries supérieures (basalte aphyrique). A Montagne Fayence, une brèche verticale ou pentée 80 E formée de gros éléments de basalte à olivine très zéolitisés, englobés dans une matrice grise et terreuse d'origine magmatique témoigne du dégazage le long d'un accident. Cette brèche est recouverte en discordance par les coulées de la série supérieure quiscellentici un accident dû à l'effondrement (fig.31). Datée, elle donne un âge de 6,42 M a., âge valable puisqu'il se situe entre 6,71 M a. fin des émissions bréchiques inférieures et 6,24 M a. début des séries supérieures (Mc Dougall 1969). Dans le massif Bambous, la limite de cet effondrement disparaît totalement et aucun accident n'est visible, soit parce qu'il n'y en a pas, soit parce que l'érosion et le recouvrement par les séries supérieures les ont fait disparaître. Le seul témoin possible serait des coulées de basalte à olivine et pyroxène qui apparaissent intercalées dans la latérite. Ces émissions de faible volume, très fluides, fracturées et dont les surfaces sont striées peuvent s'interpréter comme le comblement de vallées entaillées dans les niveaux argilisés antérieurs et dirigées N 100, direction du rift (fig. 25).

De par leur nature, ces coulées se rattacheraient aux séries inférieures d'autant plus qu'elles sont riches en zéolites et en géodes de quartz. Cependant, surmontant 30 m de formations argilisées et séparées des séries supérieures (aphyriques) par 6 m de laves altérées, leur position est difficile à expliquer. Une hypothèse consiste à relier les émissions aux fractures bordières de l'effondrement, mais aucune preuve n'est visible; cependant les fractures de l'effondrement ne sont pas stériles comme le prouve la brèche de ramonage du mont Fayence.

Dans le massif Savanne, au pied de la cascade supérieure de la rivière Tamarin, où les laves aphyriques, inaccessibles mais repérées en blocs cycloniques, viennent buter contre les océanites de la Série bréchique (fig.32).



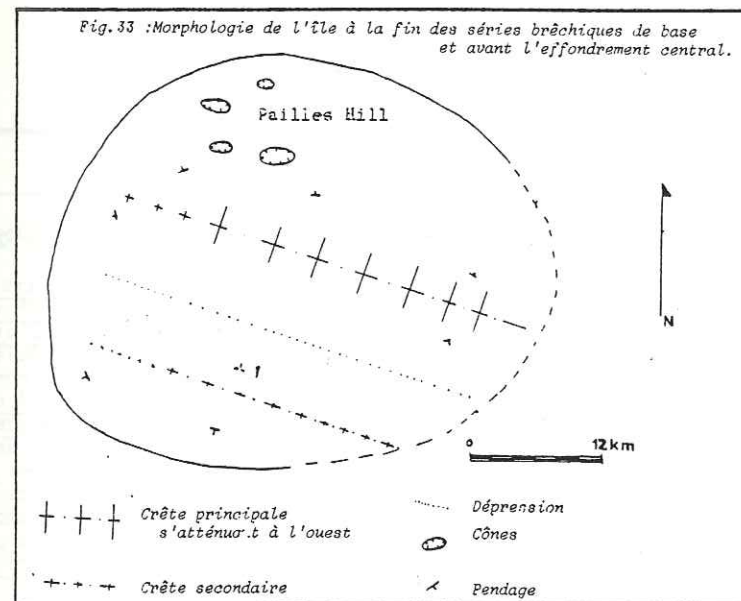
Toutes ces observations ne montrent qu'une partie minime des fractures responsables de l'effondrement, les émissions supérieures en marquant une grande partie; cependant, il est possible d'en établir un tracé approximatif (carte h.-t. et fig. 25).

Remarque : Les limites ainsi définies (rejet de 100 à 150 m à l'Ouest et au Nord-Ouest et faible rejet (30 m) ou simplement brèches de ramonage à l'Est, bordent un immense effondrement de 27 km de diamètre. Il est pourtant difficile d'employer le terme de caldeira pour cet affaissement qui a fonctionné en bascule. Ce mouvement ressemble plus à une dépression ou mieux à une subsidence de la partie émergée de l'île s'accompagnant d'une rupture d'un des bords sous l'amplitude du mouvement (fig. 25). Les causes de cet effondrement sont pourtant dues, comme pour une caldeira, à l'affaissement du toit de la chambre magmatique (cf. 2e partie).

En conclusion, cet effondrement constitue un basculement à grande échelle de la partie sommitale des formations émergées, les secteurs ouest et nord-ouest présentent de grands rejets, de 100 à 150 m, le long de fissures à pendage interne alors que le secteur oriental est haché de fractures à faible rejet (30 m maximum) permettant le passage des laves ou des brèches; ces fractures sont parfois scellées par des dykes.

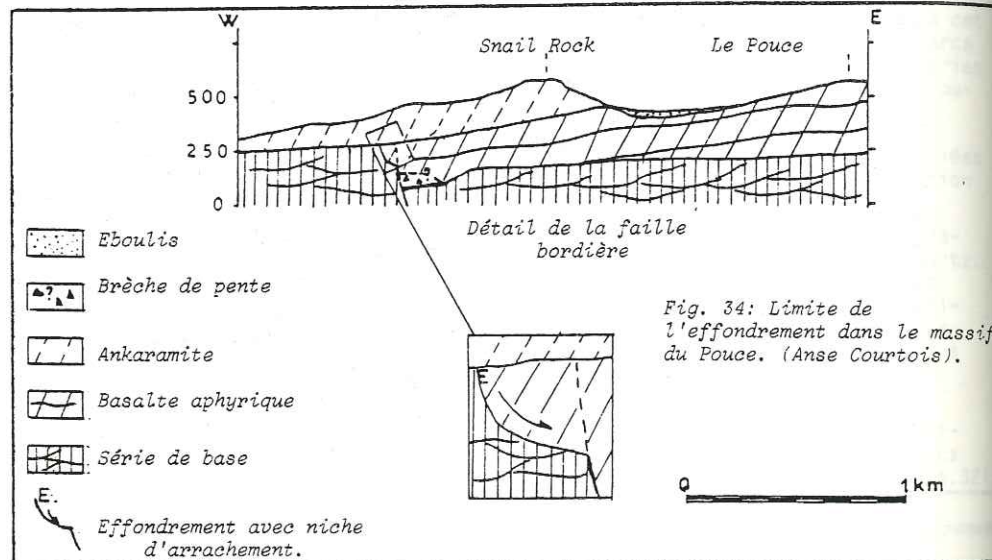
e - Morphologie de l'île Maurice à la fin des Séries bréchiques Avant l'effondrement

La mise en place de ces séries est guidée par deux éléments structuraux : un rift N100 et des fractures N 70 et N 20 qui sont certainement responsables de la forme initiale de l'île et de sa morphologie. L'île devait être plus ou moins circulaire ou légèrement elliptique dans le sens E.W. Son diamètre est de 40 km environ et elle culmine à 300 ou 350 m (fig.19). Sa morphologie était caractérisée par des alignements de crêtes orientées E.W. disparaissant vers l'Ouest, le rift leur donnant naissance disparaissant lui aussi vers l'Ouest. Cette côte occidentale était riche en cônes isolés ou alignés comme le prouvent les quelques appareils encore visibles aujourd'hui (fig. 33).



Après l'effondrement

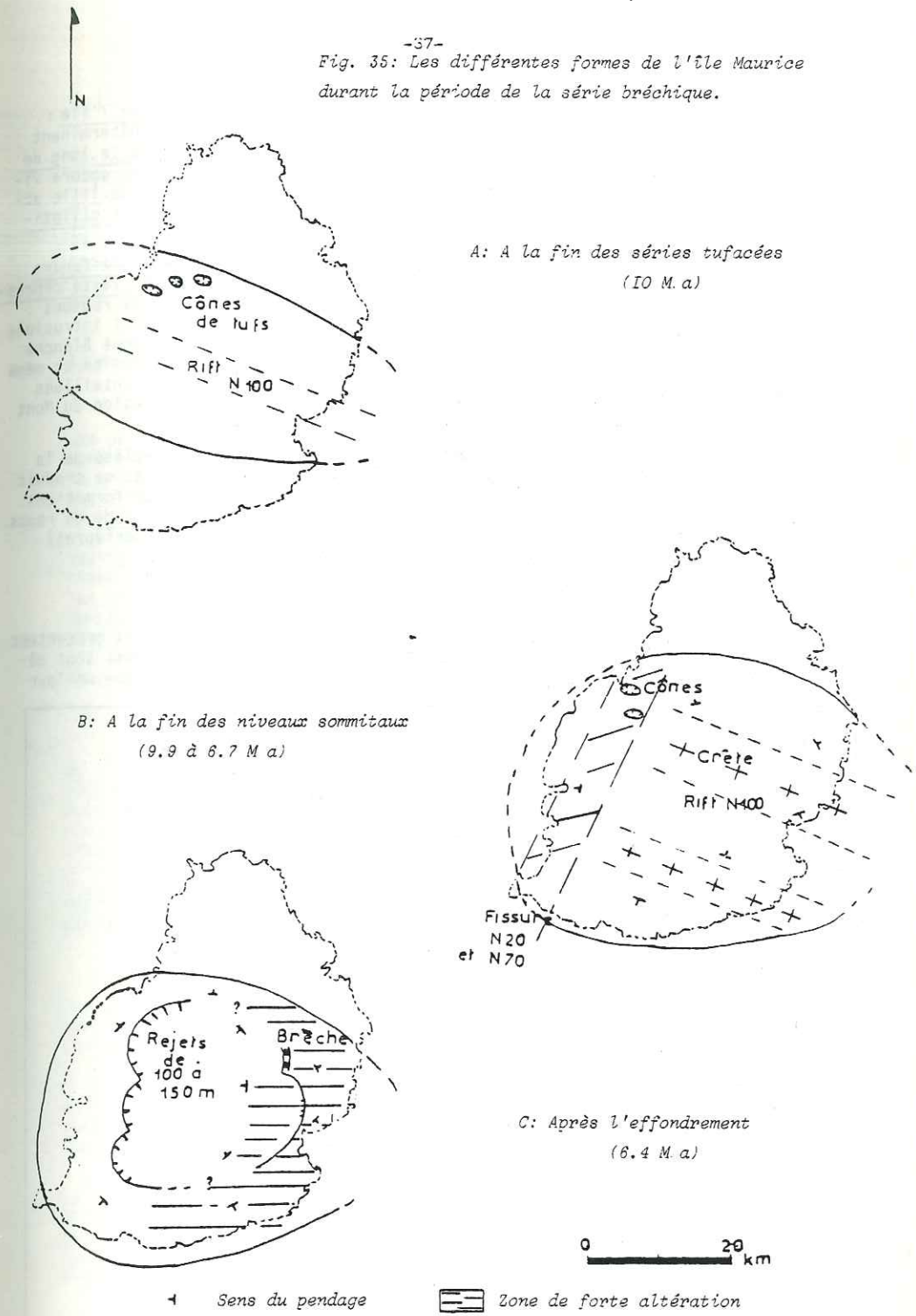
L'île se caractérise alors par sa plaine centrale pentée vers l'Ouest où elle est bordée par des falaises de 100 m de haut. A l'Est, seule une petite ligne de crêtes ou des petites falaises la séparent de la mer. Ce gonflement, avec sa partie orientale argilisée, ses quelques vallées occupées par des coulées et sa côte ouest préservée est encore soumis à l'altération durant la brève période de repos qui suit l'effondrement (200 000 ans). Les laves contemporaines de la réactivation des fissures bordières se désagrègent. Les parois jalonnant l'affaissement s'érodent. Ainsi au pied du Snail Rock, dans Anse Courtois, un affleurement montre que, lors de l'émission des séries supérieures aphyriques le mur était en pente douce se redressant vers le haut (fig. 34). Cette disposition rappelle un peu une niche d'arrachement. Malheureusement, le contact basal série bréchique - barre aphyrique (série supérieure) est masqué et aucune brèche de pente (si elle existe) n'a pu être observée. La seule preuve allant dans le sens de l'éboulement est la ponctualité de ce phénomène qui ne s'observe qu'une seule fois sur tout le pourtour de l'effondrement. Il ne s'agit donc pas d'une érosion lente et généralisée mais plus vraisemblablement d'un écroulement local.



D - CONCLUSION A L'ETUDE DES SERIES BRECHIQUES INFÉRIEURES (FIG. 35)

La série bréchique inférieure, mal datée du fait de son altération mais avoisinant 10 à 7 M a., forme une unité volcano structurale propre et correspond à une période d'émergence de l'île. Il s'agit, tout d'abord d'un empilement de niveaux tufacés, de coulées démantelées et bréchiques et de retombées aériennes (cendres, bombes) correspondant à une activité phréatomagmatique marine ou surtseyenne. Cette période, liée à un accident important N 100 construit un anneau tufacé de quelques mètres de hauteur et de forme elliptique (fig 35). L'âge de ces séries de base est antérieure à 10 M a. Les niveaux sommitaux datés approximativement entre 9,9 et 6,71 M a., correspondent à une accumulation de niveaux scoriacés et de coulées métriques entrecoupés de passées de tufs, de cendres et de bombes qui matérialisent une activité phréatomagmatique intermittente au sein d'un dynamisme effusif. Ces séries sommitales se sont mises en place le long de deux élé-

-37-
Fig. 35: Les différentes formes de l'île Maurice durant la période de la série bréchique.



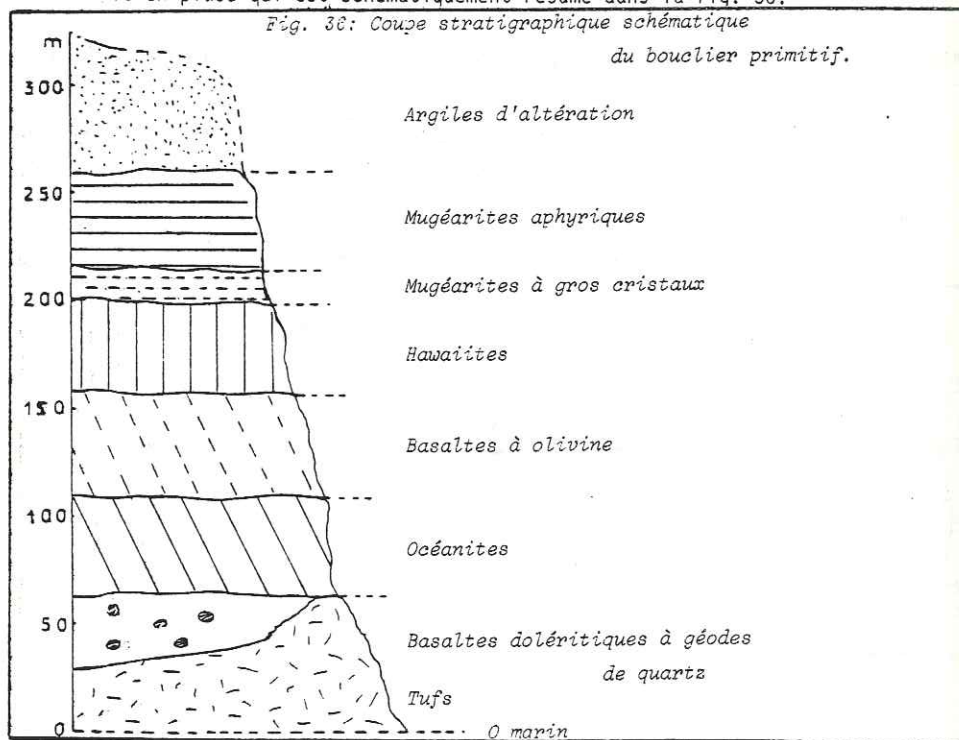
ments structuraux responsables de la forme et de la morphologie de l'île : (1) un rift N 100 accompagné de fissures secondaires parallèles déterminant des crêtes dans la partie Est. (2) Des accidents N 70 en échelons le long de fractures N 20 sur lesquels se disposent de grands cônes adventifs encore visibles aujourd'hui. Ces accidents cantonnés dans la partie ouest de l'île atténuent les crêtes. L'île est alors de forme circulaire, légèrement elliptique (40 km de diamètre) et culmine à 300 m.

Après une période de calme (600 000 ans), ce bombement s'effondre alors en un mouvement de subsidence créant au centre de l'île une vaste dépression de 27 km de diamètre, délimitée de façon différente selon les régions : A l'Ouest (Pouce, Massif Savanne) par des fractures non liées à des intrusions et à grands rejets (100 à 150 m). A l'Est, (massif Bambous, Montagne Blanche et Mont Fayence) par de petits accidents N.S. avec brèches d'intrusion et même réactivation du rift qui émet des coulées empruntant les vallées entaillées dans les formations argillisées. Sur datation d'une brèche d'intrusion du Mont Fayence, Mac Dougall date l'effondrement de 6,42 M a. ($\pm 0,13$).

Durant la période de repos qui précède la venue des coulées de la série supérieure (environ 200 000 ans) l'altération se poursuit et se traduit par des écroulements des falaises à l'Ouest et l'argilisation des formations de l'Est; l'épaisseur des formations altérées en 800 000 ans (période de repos depuis la fin de la série bréchique jusqu'au début des séries supérieures) atteignant à Anse Jonchée 40 m.

E - MINERALOGIE DES SERIES BRECHIKES

Constituées d'un empilement de laves et de scories, elles présentent une succession de roches pétrographiquement différentes. Les groupes sont décrits en fonction de leur importance et non de l'ordre chronologique de leur mise en place qui est schématiquement résumé dans la fig. 36.



E.1. LES SCORIES

Visibles à tous les niveaux de la série, elles possèdent toutes les mêmes caractéristiques : absence de cohésion accentuée par l'abondance de fissures; coloration rouge due sans doute au réchauffement lors de la mise en place des coulées supérieures; surfaces irrégulières et bosselées variant avec leur composition; abondance de zéolites aussi bien en géodes qu'éparses dans la pâte; la pâte microlitique est riche en phénocristaux d'olivine totalement oxydés et de pyroxènes.

E.2. LES LAVES

Bien qu'appartenant au même cycle éruptif que les scories, plusieurs types pétrographiques sont représentés :

a - Les basaltes à olivine

C'est le type le plus courant et les laves, souvent recouvertes par une pellicule millimétrique d'oxyde, restent malgré tout très saines. La structure est microlitique porphyrique. Elles se caractérisent essentiellement par la présence, dans une pâte vitreuse à olivine, plagioclase et pyroxène, de phénocristaux d'olivine (1 à 2 mm) et de pyroxène (1 cm environ). Deux générations d'olivine sont présentes : (1) les olivines saines de grande taille - (2) les olivines microscopiques (1 mm) abondantes mais souvent oxydées ou totalement iddingsitisées. Cependant, le pourcentage et la taille de chaque minéral varient selon les affleurements. Ainsi, le pourcentage varie de 5 à 30 % pour les olivines, les cristaux restant de même taille. Pour les pyroxènes, le pourcentage reste le même (30%) mais la taille des cristaux s'échelonne de 1 cm à 1 mm. L'altération est rare mais se traduit dans certains échantillons bulleux par des géodes de zéolites : scolécite et analcime et parfois par des auréoles de laumontite.

b - Les basaltes aphyriques

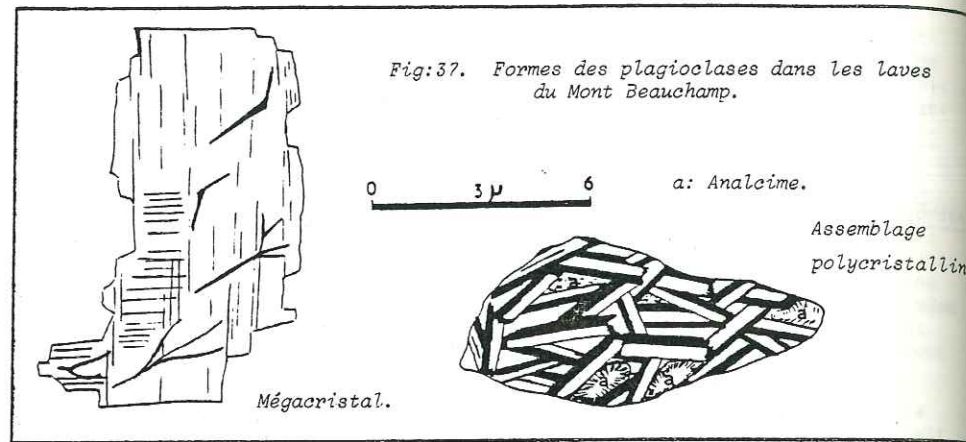
Moins bien représentés que les précédents, ils apparaissent surtout au toit du bombement primitif; leur faible exposition étant due à l'altération poussée du bouclier. Macroscopiquement, seules quelques baguettes millimétriques de plagioclase tranchent sur la pâte sombre. La structure est microlitique; la matrice à texture trachytique est formée de plagioclases que l'on retrouve en phénocristaux et de rares olivines et pyroxènes. Tous ces caractères différencient cette lave des basaltes aphyriques des séries anciennes. En effet, l'abondance de plagioclases, disposés en une trame trachytique, correspond plutôt à une structure mugéaritique; d'ailleurs Baxter (1972) les désigne sous le nom de mugéarites aphyriques et les rapproche du terme suivant.

c - Les basaltes à gros feldspaths

Ces laves, cantonnées dans la phase terminale du bouclier, sont rares mais forment un groupe pétrographiquement distincts; deux affleurements sont connus : (1) Le Mont Beauchamp (flanc Nord) sous les mugéarites aphyriques. (2) La Motte à Thérèse.

* Au Mont Beauchamp (carte h.-t.), cette lave est très altérée et se débite en fragments centimétriques dont la plupart sont totalement argillisés. La structure est microlitique porphyrique. Sa pâte rougeâtre, très oxydée, perd toute compacité et seuls de grands cristaux de plagioclase (1 cm) abondent.

* A la Motte à Thérèse (carte h.-t.), l'aspect sain de la lave est visible. La matrice à olivine et plagioclase est plus sombre et plus compacte. La phase principale est formée de cristaux de plagioclase à bordures irrégulières mais géométriques et d'associations polycristallines de plagioclases (fig.37). Le pyroxène est rare souvent oxydé; l'olivine absente. Quelques cristaux d'apatite sont visibles.



L'altération est soulignée par la chlorite et les zéolites en plages développées à partir des verres inclus dans la trame des amas polycristallins. Ces échantillons, riches en plagioclases, représentent le pôle mugéaritique cristallisé (cf. Géochimie).

d - Les océanites vraies

Très rares, elles n'ont été repérées que dans deux secteurs : Montagne Longue et Priest Peak, mais des coulées très démantelées sont visibles à Pointe du Diable. Géométriquement, elles se situent à la base du bouclier juste au dessus des tufs d'origine phréatomagmatique ou des coulées bréchifiées inférieures (fig. 36). Dans tous les cas, il s'agit d'une roche claire saine, à structure microlitique porphyrique. Au Priest Peak, le minéral le plus abondant est l'olivine, toujours saine. Le pyroxène est plus rare et forme en partie la matrice. A Montagne Longue, le pyroxène est plus abondant et forme parfois des phénocristaux associés à l'olivine.

e - Les basaltes doléritiques

Situés au fond de Anse Jonchée, au dessus des coulées bréchifiées de base, ils ont une faible extension. La matrice chloritisée est composée de plagioclase, d'olivine et de pyroxène. Les petits phénocristaux, peu abondants, sont surtout des pyroxènes associés en croix à côté de quelques olivines. Les circulations hydrothermales qui affectent ces basaltes postérieurement à leur mise en place, se traduisent par l'abondance de géodes de quartz de grande taille (jusqu'à 2 cm).

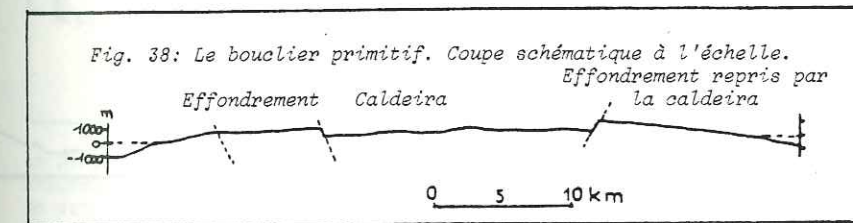
CHAPITRE II
LA SERIE ANCIENNE - LE BOUCLIER PRIMITIF

Ce terme de Old volcanic Lavas (Baxter 1972) rassemblait les formations depuis les brèches inférieures jusqu'aux ankaramites terminales. En fait, comme il est dit dans le paragraphe précédent, deux épisodes composent ces séries anciennes : le premier est responsable des formations bréchiques inférieures qui constituent un relief émergé, peu élevé, culminant à 300 m et couvrant une superficie de 1 600 km² ; le second, à l'origine de coulées de basaltes aphyriques et d'ankaramites forme l'ensemble de la Série ancienne (6,2 à 5,2 M a., Mac Dougall 1969) qui édifie un relief de 800 à 900 m et couvre 1 600 km². Dans une nouvelle stratigraphie établie, un évènement structural majeur sépare les deux épisodes :

Old Volcanic Lavas d'après Baxter (1972)	Formations bréchiques inférieures (8 à 6,7 M a.) (Vers 6,4.) Altération + effondrement Séries anciennes (6,2 à 5,5 M a.)
---	---

A. INTRODUCTION

Au cours de sa seconde période d'activité (6,2 à 5,2 M a.) , l'île Maurice va acquérir une forme circulaire en bouclier. Il s'agit, pour la partie émergée du volcan, d'un vaste bombement de 40 km de diamètre culminant à 900 m environ. L'inclinaison de ses flancs est faible (5°), en concordance avec les pendages mesurés sur des boucliers actuels (Hawaii entre 5 et 10°, Stearns 1966 ; Réunion 5°, Chevallier, 1979). Cette deuxième période d'activité se termine par l'effondrement d'une caldeira de 20 km de diamètre qui couronne l'ensemble. Quelques uns des accidents liés à cette caldeira se sont confondus avec d'anciennes limites du premier effondrement (fig. 38).



L'étude de cette série comporte deux parties en différenciant les basaltes aphyriques des ankaramites, bien que ces émissions se suivent dans le temps, que leurs points d'émissions soient voisins et que leur histoire soit liée tant au point de vue structural que volcanique.

B. LES BASALTES APHYRIQUES

B.1. STRATIGRAPHIE

Ces basaltes constituent d'épaisses coulées très abondantes sur l'île et sont appelés "Pierre-feu" par les Mauriciens en raison de leur dureté. Ils forment la base de la plupart des reliefs et présentent morphologiquement

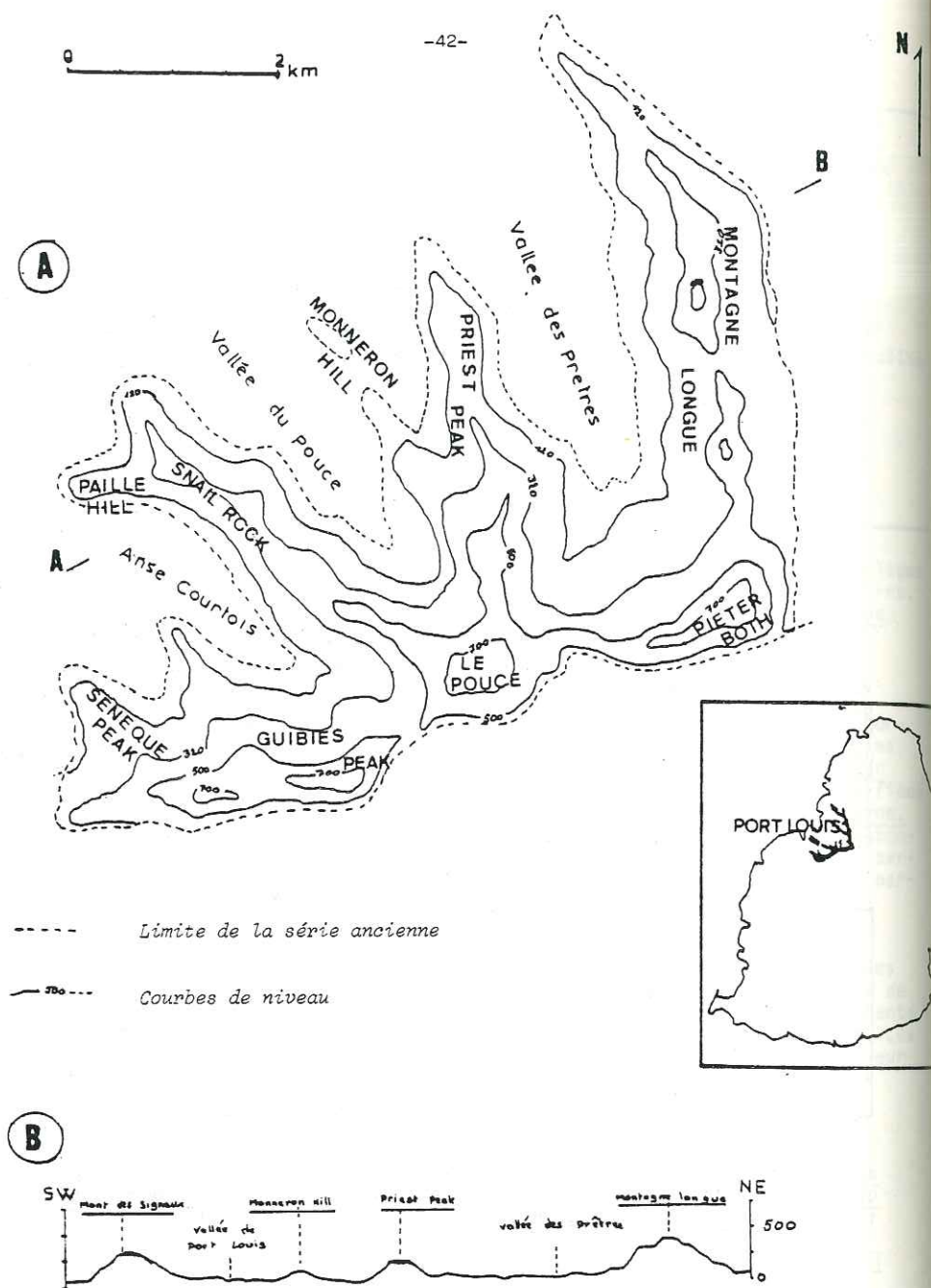
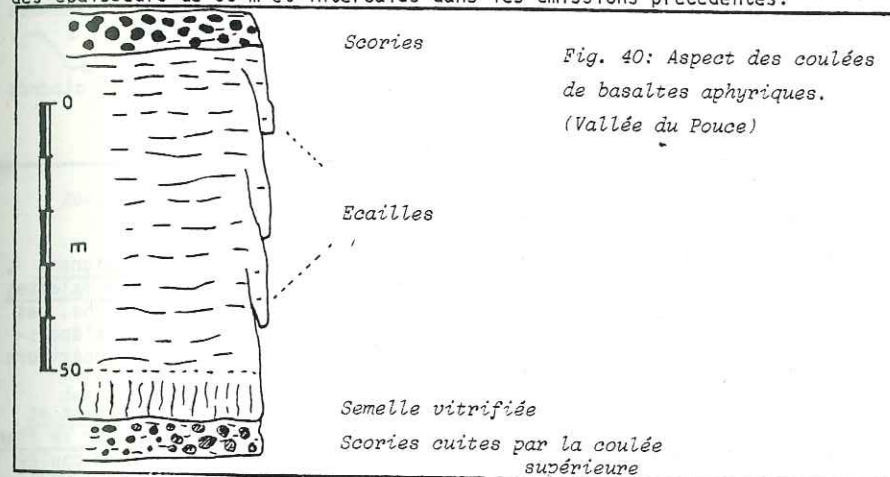


Fig. 39: Morphologie. Carte schématique (A) et coupe (B) du massif de Port-Louis.

l'aspect de hautes falaises (300 à 400 m et de crêtes très caractéristiques. Ce sont de véritables barres rocheuses de 400 m de haut en moyenne au toit plat de 200 m de large environ séparant des vallées souvent assez larges. Le plus bel exemple est le Massif du Pouce qui réunit un ensemble de telles crêtes entaillées par des failles ou des zones broyées comme par exemple La Fenêtre dans la crête du Priest Peak (fig.39).

Du fait de leur grande exposition, la stratigraphie de cet ensemble est facilement observable sauf pour les niveaux de base masqués par les éboulis. Cependant, dans la Vallée des Prêtres, ces derniers affleurent bien et permettent de compléter la stratigraphie. Sur des coulées brisées, démantelées, formées de basaltes bulleux parfois zéolitisés et pauvres en olivine, s'empilent sur 600 m des coulées de lave séparées par des scories. Ces laves compactes, de basalte bleu gris aphyrique avec quelques rares olivines chloritisées ont des épaisseurs variables et de façon générale se disposent de la manière suivante : (1) Grosses coulées épaisses de 50 à 100 m, peu nombreuses (3 à 4 dans l'ensemble) se débitant en plaquettes et se desquamant en pelures d'oignon à la faveur des fissures de refroidissement, à semelle fracturée et vitrifiée (fig.40). Parfois, apparaît au pied du Mont Barbe dans le massif de Montagne Blanche, une prismation fruste mais elle n'est pas caractéristique ; (2) Niveaux métriques de laves souvent démantelées et fissurées alternant avec des scories sur des épaisseurs de 50 m et intercalés dans les émissions précédentes.

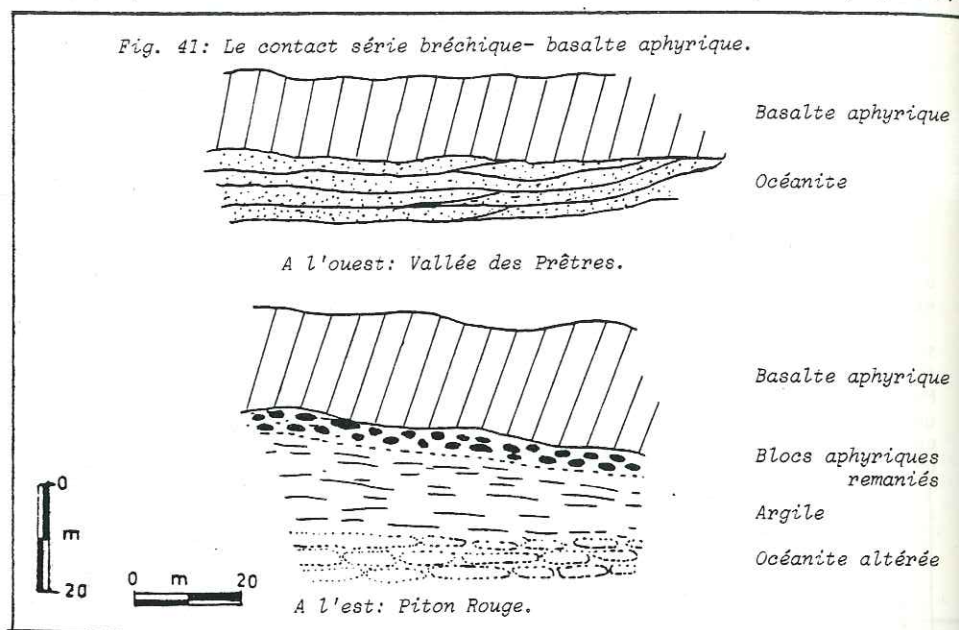


Vers le sommet de cette formation, les laves aphyriques s'enrichissent en pyroxène et tendent vers des faciès ankaramitiques. Les scories, moins nombreuses, indurées sont constituées d'un amas d'éléments anguleux ankaramitiques de petite taille (1 à 5 cm), englobés dans une matrice aphyrique. Ce sont des intercoulées de quelques mètres d'épaisseur formant de grands tunnels. Souvent, la matrice de ces scories est recuite par les coulées supérieures, réduite à un ensemble rougeâtre, friable d'aspect terreux retenant des blocs de basalte à enveloppe vitreuse rouge. Quelques passées de cendres accompagnent les scories et zèbrent les falaises; par exemple dans les falaises du Pouce dominant l'Anse Courtois.

B.2. LE CONTACT LAVES APHYRIQUES - SÉRIE BRÉCHIQUE DE BASE

A l'Ouest, il est toujours masqué par les éboulis. Cependant, les mesures de pendage faites sur les océanites et basaltes à olivine et sur ces laves aphyriques montrent une légère discordance (5°) entre ces deux niveaux (fig.41.A). A l'Est, les laves aphyriques se sont écoulées sur les niveaux latéritisés et les limites sont donc très nettes, soulignées par des blocs de basalte

aphyrique non altérés, remaniés dans les derniers mètres argilisés (fig.41 B).



B.3. RÉPARTITION DES COULÉES APHYRIQUES (FIG.42)

Les coulées s'épandent uniformément sur toute l'île. Elles atteignent la mer à l'Est mais sont bloquées à l'Ouest et au Nord-Ouest par les falaises de l'effondrement, s'arrêtant à 5 à 6 km de la côte. A Montagne Blanche, ces laves buttent contre les accidents de l'effondrement (20 m) ; elles s'épaississent, se prisent puis débordent en passant par dessus la lèvres supérieure et descendent vers la mer (fig.30).

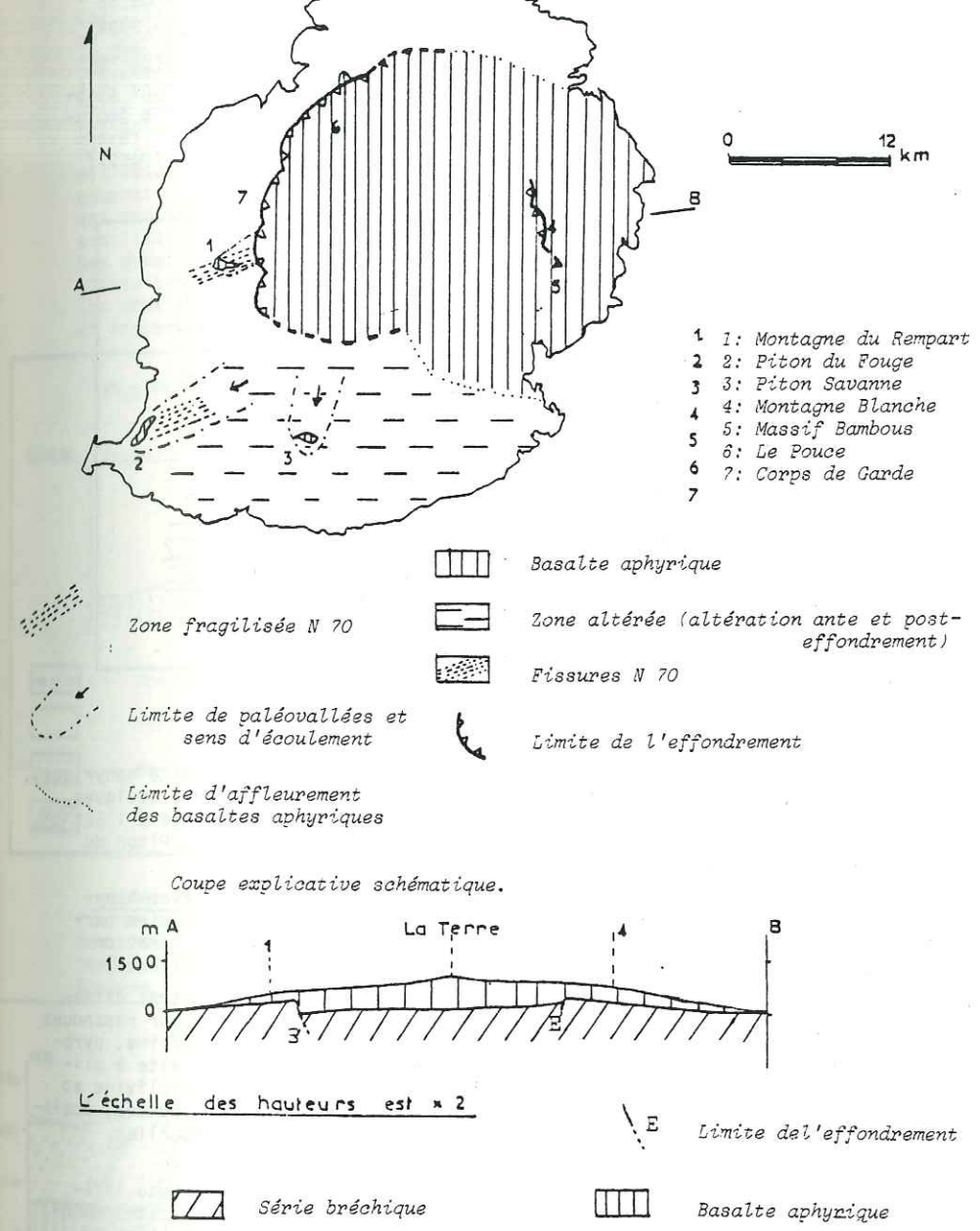
Le volume de lave émis est si important qu'il comble l'effondrement et et que les coulées sommitales débordent par endroits et s'écoulent sur le flanc du bombement initial. C'est le cas sous la Montagne du Rempart où une coulée de 20 m d'épaisseur et de faible étendue constitue la base du relief supérieur ankaramitique. De même au Sud-Ouest, sous le Piton du Fouge, un bombement de basalte aphyrique réapparaît dans la falaise alors qu'au Nord et au Sud, il n'existait pas. Sans doute, ces basaltes se sont-ils écoulés dans une paléovallée entaillée dans la Série bréchique de base (fig.4 2). Il est à noter que la partie occidentale du bouclier subit non seulement l'érosion anté-effondrement mais également une érosion au cours de l'émission des laves aphyriques qui, bloquées par les falaises, ne s'écoulaient pas sur ce flanc. De plus, les zones broyées N 70 de la Série bréchique (cf. § C.4.2.b.) ont favorisé la formation de vallées.

C. LES ANKARAMITES

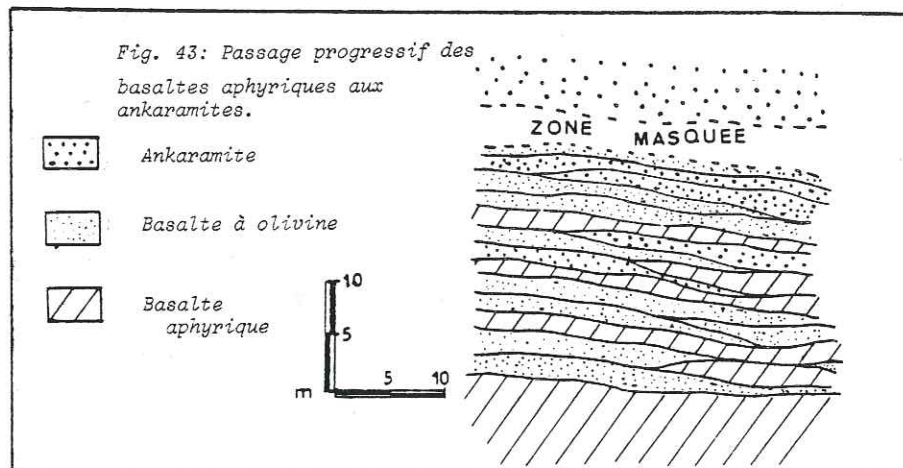
C.1. LE CONTACT ANKARAMITE - BASALTE APHYRIQUE

Ces contacts sont visibles au milieu de falaises de 400 m de haut et sont difficiles à décrire. Cependant on n'observe aucune discordance entre les deux séries. De plus, les coulées sommitales de basalte aphyrique

Fig. 42: Carte d'affleurement des basaltes aphyriques.



s'enrichissent en pyroxène par rapport à la base si bien que le passage entre ces deux niveaux (basaltes aphyriques et ankaramites) reste très progressif. Sur le flanc gauche d'Anse Courtois (cote 360 m), le chemin forestier longe de petites coulées de basalte aphyrique intriquées avec des ankaramites, sans aucun ordre précis. De même, sur la plate-forme du Pouce où quelques lambeaux d'ankaramites parsèment la partie supérieure des laves aphyriques, le passage est progressif, le Snail Rock dominant cette plate-forme étant constitué de laves ankarimitiques (fig. 43). La limite portée sur la carte géologique hors-texte n'est que relative, le contact étant progressif ; en revanche la limite océanites (ou zone latéritisée) - ankaramites est nette (Massif Savanne).



C.2. STRATIGRAPHIE

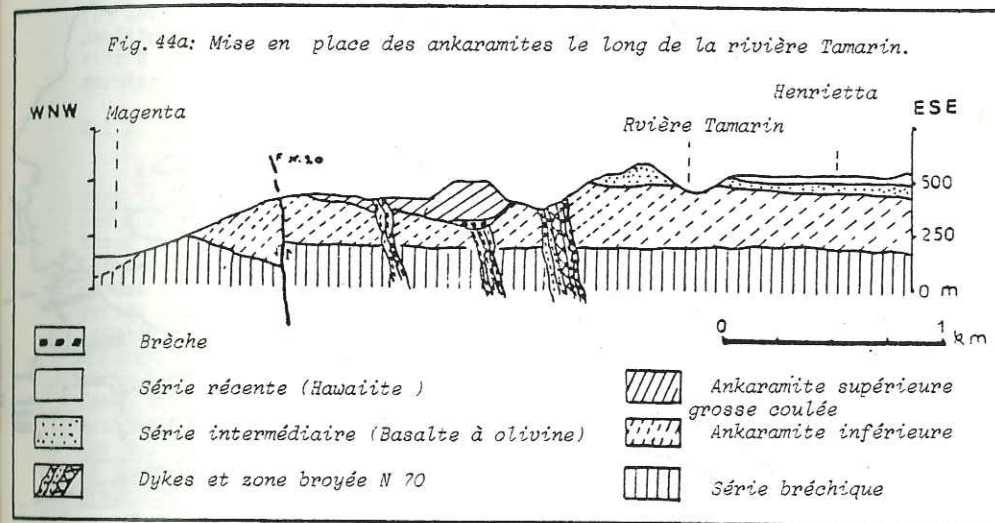
Du fait de leur position élevée (au sommet des crêtes de basalte aphyrique), la stratigraphie des ankaramites est difficile à établir. Pourtant, quelques massifs à l'Ouest sont plus accessibles : le Corps de Garde prolongé à l'Est par le massif du Candos, la rive gauche de la Rivière Tamarin, le Piton du Fouge et enfin le Morne Brabant.

Morphologiquement, les ankaramites se présentent comme les laves aphyriques en falaises importantes mais l'érosion les débite en formes bien particulières : aiguilles ou parallélépipèdes (Virgin's Peak) et l'altération les colore en rouille dans les zones d'arrachement (Montagne des Signaux)

Stratigraphiquement, ces ankaramites présentent deux niveaux très différents : (a) une accumulation de petites coulées sur 200 m d'épaisseur répandues uniformément sur l'ensemble du bouclier. Ces basaltes sombres à olivine, pyroxène et feldspaths s'intercalent avec des scories arrondies de basalte à olivine et pyroxène à ciment plus ou moins induré, riche en minéraux (olivine et pyroxène, les feldspaths étant mal représentés) ; (b) de grosses coulées, épaisses de 100 à 200 m, réparties surtout sur le flanc sud-ouest du bouclier (cf. carte h.-t.) et de façon assez sporadique.

Pétrographiquement ces laves sont différentes de celles du niveau inférieur ; ce sont des basaltes sombres à olivine, pyroxène et feldspaths abondants, présentant des cumulats de 2 à 5 cm de diamètre. D'après l'allure de leur base (en fond de bateau), il semble que ces coulées soient descendues

dans des vallées creusées dans les ankaramites inférieures. Le meilleur point d'observation se situe dans le fond de la Rivière Tamarin (cote 250 m) où sur l'affleurement de rive gauche, se distinguent (fig. 44a) : une grosse coulée en fond de bateau qui s'insère nettement dans les ankaramites inférieures déprimées en vallée ; au contact de ces deux niveaux à mi-falaise, une brèche à blocs de taille variable, arrondis, englobés dans un ciment induré. En fait, cette brèche est inaccessible car elle forme, dans la falaise, un replat qui retient tous les éboulis et empêche leur chute jusqu'au fond de la rivière. Deux interprétations sont donc possibles pour sa formation : (1) soit elle est issue d'une fissure dans l'axe de la vallée, mais l'arrondi des blocs pourrait le démentir ; (2) soit, ce sont des alluvions et des blocs remaniés qui ont été emballés dans la semelle lavique lors de son émission. Cette possibilité est proche des observations faites dans une série supérieure. Des dykes N 70 entaillent les coulées inférieures mais ne traversent pas le niveau bréchique, montrant l'existence d'une interruption dans les dépôts (entre les deux niveaux ankaramitiques). D'autres intrusions N 70 sont postérieures et traversent, elles, tout l'ensemble ankaramitique.



Des observations semblables peuvent être faites dans le Sud de l'île (carte h.-t.). Ainsi, à la sortie des gorges de la Rivière Noire, la rivière traverse une grosse coulée en fond de bateau dont le flanc gauche forme le Mont Brise-Fer (fig. 44b). La falaise du Fouge prolongée à l'Ouest par le Morne Brabant, est sans doute due à une mise en place identique.

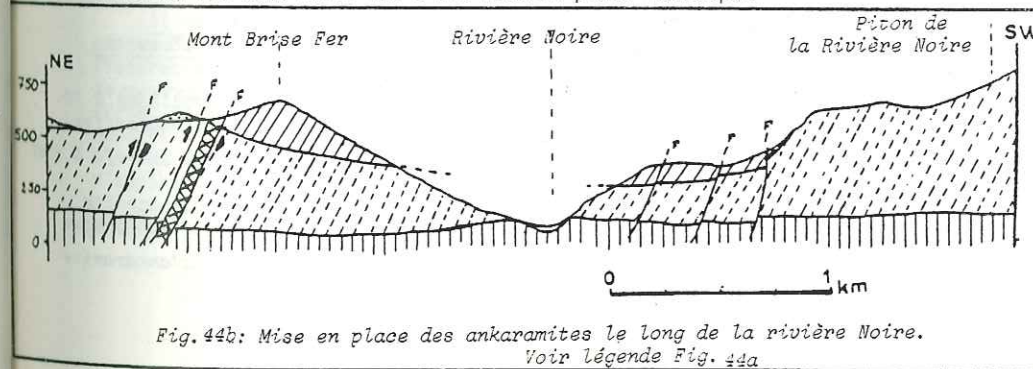
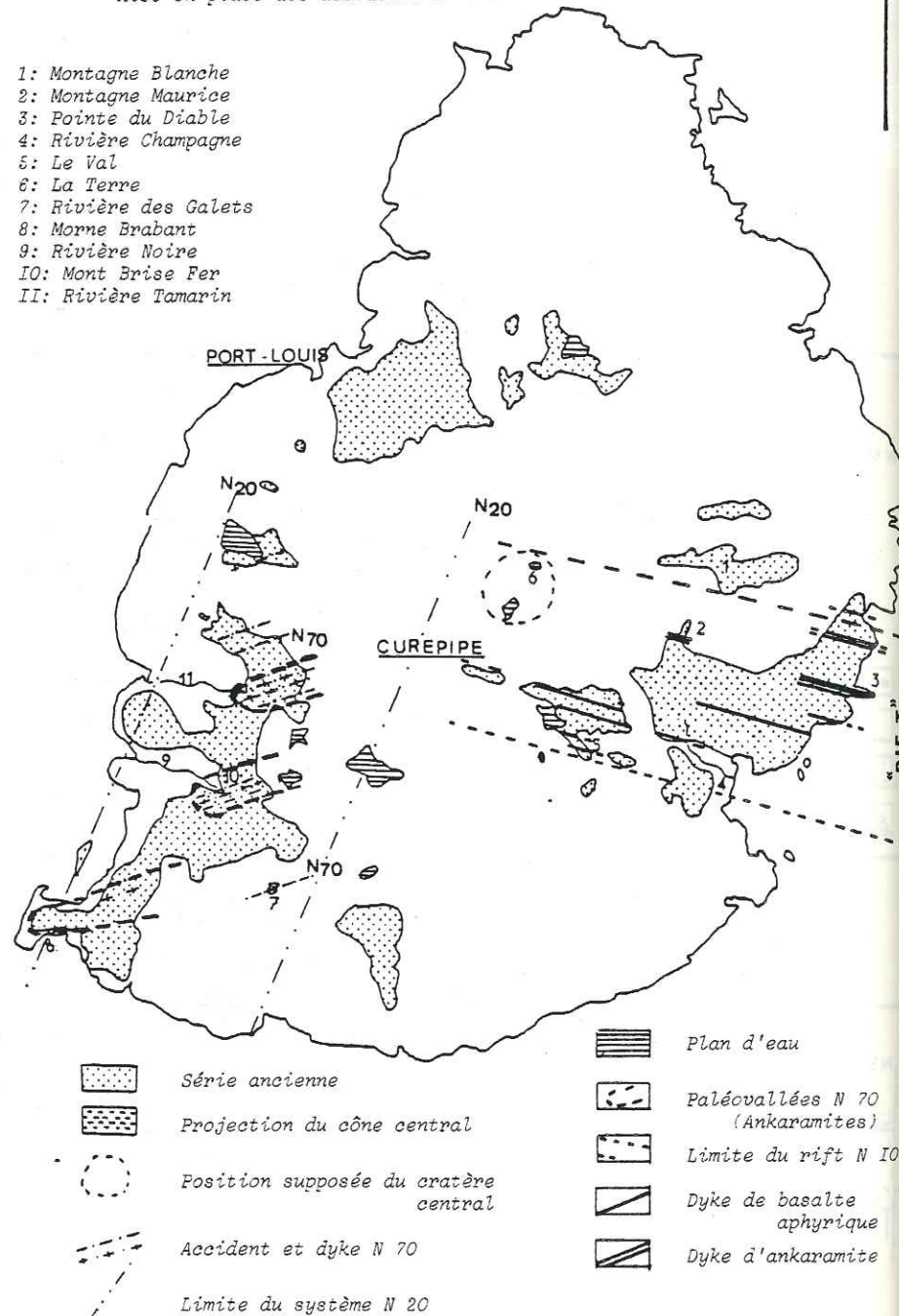


Fig. 45: Position du rift N 100 par rapport au volcan central.
Mise en place des accidents N 70 et N20.

- 1: Montagne Blanche
- 2: Montagne Maurice
- 3: Pointe du Diable
- 4: Rivière Champagne
- 5: Le Val
- 6: La Terre
- 7: Rivière des Galets
- 8: Morne Brabant
- 9: Rivière Noire
- 10: Mont Brise Fer
- 11: Rivière Tamarin



La direction générale de ces grosses coulées ankaramitiques et des vallées qu'elles occupent, est N 70, orientation identique à celle des dykes et des fissures du grand accident qui affecte l'Ouest de l'île. De même que pour les basaltes aphyriques, ces directions ont servi de zone fragilisée propice à la création de vallées.

D. EVOLUTION STRUCTURALE DE LA SERIE ANCIENNE

D.1. LES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX (FIG.45)

D.1.1. LE RIFT N 100

Beaucoup moins actif que durant la Série bréchique, ce rift continue pourtant à fonctionner et fournit un ensemble de dykes épais, jointifs, de 2 à 3 m d'épaisseur et groupés en faisceaux de 200 à 300 m de large. Deux générations se rencontrent dans le massif Bambous (fig. 45) : (1) Les dykes correspondant aux basaltes aphyriques sont compacts et peu altérés (Le Val - Rivière Champagne); (2) Ceux émettant les ankaramites sont épais de 3 m, bulleux et riches en zéolites et épidotes (cascade Diamamouve : Pointe du Diable). La direction du rift N 100 recoupe le cratère central qui présente un lien évident avec ce dernier (cf. § D.2.).

D.1.2. LES ACCIDENTS N 70 ET N 20

Bien que peu marqués dans la Série bréchique, ces accidents se multiplient dans la Série ancienne. Ils sont soulignés par des dykes épais de 1 à 3 m, groupés par 5 ou 6, composés de basalte à olivine riche en zéolite ou de basalte aphyrique bulleux qui s'arrêtent ou s'effilent à tous les niveaux de la série. Cette disposition est la mieux représentée au fond de la Rivière Tamarin (fig.45) où des intrusions N 70 traversant les ankaramites inférieures sont recouvertes par les grosses barres sommitales. Un peu en aval, des intrusions semblables traversent l'ensemble de la série jusqu'au toit des falaises ankaramitiques (fig.43). Ces directions N 70, souvent fragilisées, sont propices à la formation de vallées de même orientation empruntées par les coulées. Comme dans la Série bréchique, les accidents N 20 restent peu nombreux ; les accidents et intrusions N 70 se disposent en échelons le long de ces fractures. Ces deux directions N 70 et N 20 ainsi que les paléovallées qu'elles engendrent se cantonnent à l'Ouest de l'île se calquant sur les accidents de la Série bréchique.

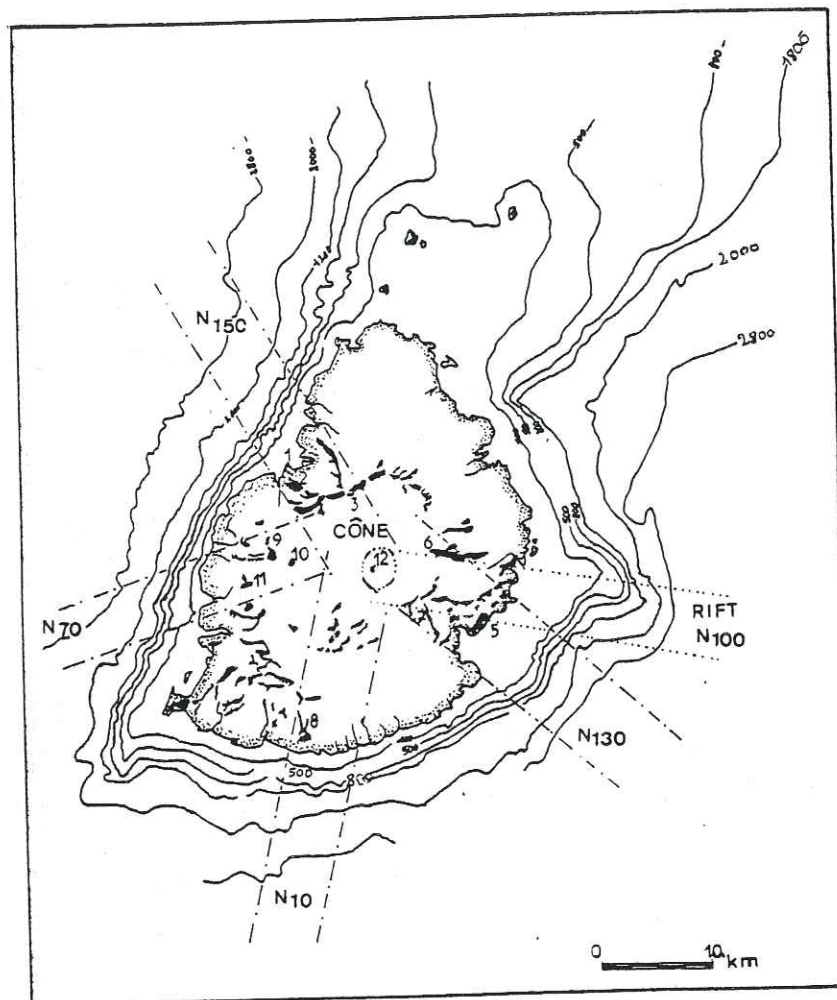
D.1.3. LA CALDEIRA

L'édification du bouclier primitif basaltique s'est faite en deux étapes structurales majeures : gonflement et affaissement.

D.1.3.1. Le gonflement

Il se matérialise par des ouvertures majeures, radiales par rapport au centre de l'île : N 130 - N 70 - N 10 - N 150 (fig.46). Il s'agit d'essais de fissures soulignées par des complexes de dykes verticaux d'océanite, de basalte aphyrique, d'ankaramite et même de verre se refermant à tous les niveaux de la série. Les fissures et dykes qui traversent la masse de la Série ancienne s'engagent selon la géométrie simple d'un système en étoile qui affecte l'ensemble de l'édifice volcanique (fig. 46). Il est à noter que ces fissures radiales n'apparaissent que sur les courbes de niveaux - 100, - 500 ; - 800 et - 1 000 m qui correspondent aux flancs sous-marins de l'île alors que le rift N 100 affecte toutes les courbes jusqu'à - 2 800 m donc le plancher océanique.

Fig. 46: Le système en étoile⁻⁵⁰⁻ et le rift N 100.
Leur influence sur les courbes bathymétriques (Fisher et al. 1967)



- | | |
|-------------------------|-------------------------|
| 1: Port-Louis | 8: Massif Jurançon |
| 2: Montagne des Signaux | 9: Corps de Garde |
| 3: Laura Malenga | 10: Candos |
| 4: Le Pouce | 11: Montagne du Rempart |
| 5: Massif Bambous | 12: La Terre |
| 6: Montagne Blanche | |
| 7: Le Val | |

a) Le système radial

Les directions des quatre branches qui composent le système distensif radial matérialisent le gonflement du bouclier.

La branche N 150-160, large de 6 km, s'étend depuis Port-Louis (de la Montagne des Signaux à la Laura Malenga) jusqu'à la bordure sud du Pouce. Les dykes de basalte à olivine ou aphyrique (1 à 3 m d'épaisseur) traversent avec une direction constante le massif du Pouce et les fissures sont responsables de l'alignement et du découpage des collines Moneron et de la citadelle (carte h.-t.) dans le centre de Port-Louis. L'aiguille du Pouce, dominant Port-Louis est à l'intersection de deux types de dykes : (1) Des dykes N 150, appartenant au système radial, très altérés et zéolitisés avec un débit prismatique souligné par un remplissage d'argile ; (2) Des dykes N 20 beaucoup plus jeunes qui se rattachent aux grands accidents N 20 (cf. p. 49) qui recoupent les précédents. Cette direction N 150 ne se prolonge pas dans la mer ou du moins, elle est peu visible, marquée seulement par quelques ondulations des courbes - 100 et - 500 m.

La branche N 130 correspond à des fissures, des zones broyées et à un essaim de dykes métriques de basalte à olivine ou de basalte doléritique, visibles dans le massif Bambous où il recoupe tous les dykes N 100 du rift. La largeur de cette branche est inconnue car la morphologie est dominée par le rift qui efface toutes les directions N 130 ; cependant elles apparaissent nettement à Montagne Blanche où la largeur du faisceau est de 5 km. Dans la région du Val, sur une largeur de 2 km, les flancs des buttes sont découpés par des accidents N 130 très nets qui guident le ravinement et sont responsables de la morphologie de la région, correspondant au centre de la branche Bathymétriquement, cette direction ressort légèrement au Sud de la grande avancée du rift et se caractérise par un très léger bombement du fond océanique (courbes - 100, - 500, - 800 et - 1 000 m).

La branche N 10 est peu marquée et aurait une largeur de 3 km environ. Les intrusions qui la matérialisent, arment le massif Jurançon au Sud. Ce sont des dykes de basalte bulleux à olivine de faible épaisseur (50 cm à 1 m). Si

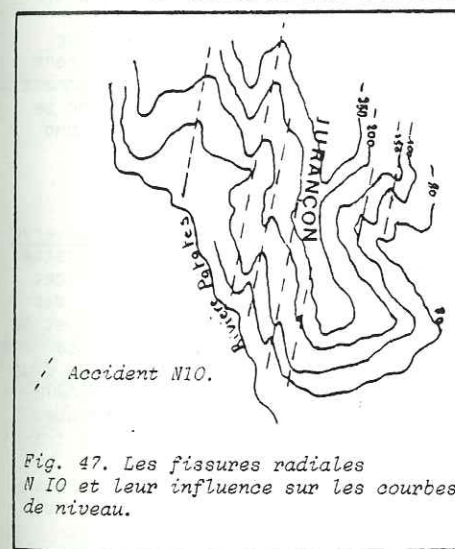
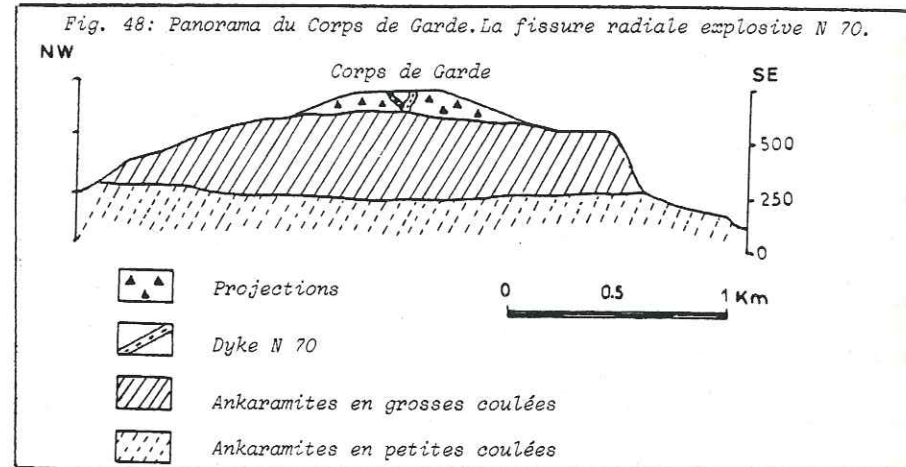


Fig. 47. Les fissures radiales N 10 et leur influence sur les courbes de niveau.

les intrusions sont peu importantes, les fissures sont très nombreuses et responsables de l'érosion en dent de scie de ce massif (fig.47). Au pied du Mont Jurançon en rive gauche de la rivière Patate, un plan de fracture très net est visible dans les océanites mais ce cas est rare et, dans la Série bréchique latéritisée, seules quelques traces de fissures ont été conservées.

Cette direction N 10 est la seule, d'après mes observations à présenter un recourbement en sill de quelques décimètres d'épaisseur qui s'insère dans un plan de stratification entre deux coulées de basalte doléritique à nodule de quartz. Cette direction pourtant peu marquée dans la partie émergée du volcan correspond à une série d'ondulations des courbes bathymétriques - 800 et - 1 200 m.

La branche N 70 s'étend sur 6 km de large entre le Corps de Garde et la Montagne du Rempart, se suit jusqu'au massif du Candos. Ces intrusions (1 à 3 m) sont constituées d'ankaramites ou sont simplement vitreuses (à débit en parallélipèdes allongés) et sont beaucoup plus abondantes que dans les autres branches. A ce système, appartiennent les fissures éruptives du Corps de Garde (fig. 48), surmontées d'un petit cône de projections en liaison avec des dykes N 70. Malheureusement la partie supérieure de ce massif est inaccessible.



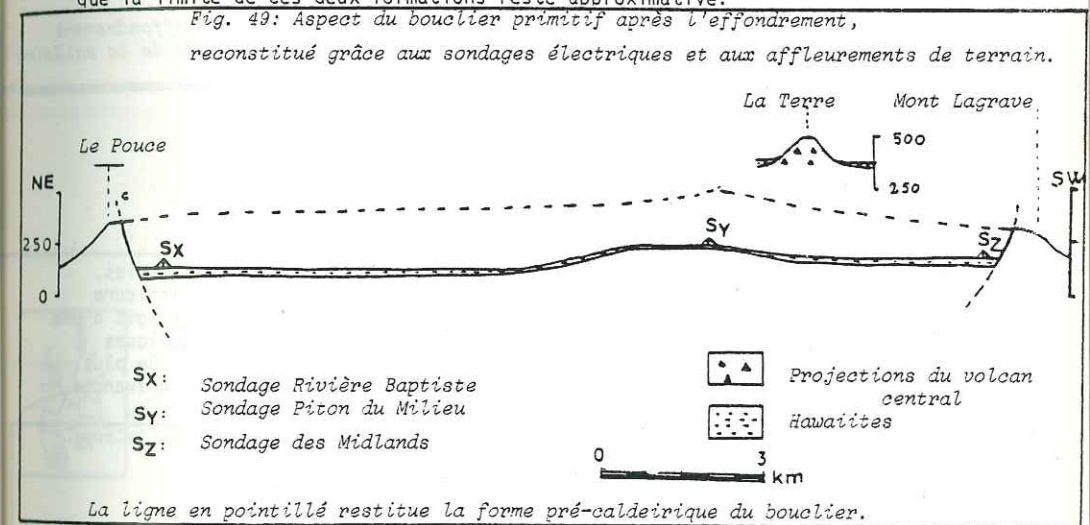
Il est difficile de différencier les dykes du système radial N 70, et ceux du grand accident de l'Ouest de l'île. Cette différence repose sur des critères de terrains : les dykes N 70 sont souvent isolés, séparés par plusieurs mètres de coulée alors que ceux du grand accident N 20 se groupent en faisceaux de plusieurs individus. Cette observation ne souffre apparemment pas d'exception. Les courbes bathymétriques indiquent que cette direction se poursuit dans l'océan où elle est liée à une ondulation peu marquée du fond sous marin (de - 100 à - 1 200 m).

b) Le volcan central

La densité maximale d'intrusions pour ces quatre directions s'observe dans la région du Piton du Milieu - Montagne La Terre. Malheureusement, cette zone disparaît sous les séries récentes qui masquent tous les témoins de cet ancien volcan central. On observe cependant des buttes isolées émergeant des hawaïtes récentes : le Piton du Milieu qui, sans doute, n'a rien à voir avec ce cône central du fait de son âge tardif : 5,5 M a. (Mac Dougall, 1969). La Montagne La Terre, très différente du dôme trachytique voisin, est formée d'un amas argilisé de 200 m de haut d'où se détachent des blocs de faible taille (10 à 20cm) souvent à l'altération poussée, constituée de basaltes aphyriques et de fragments d'aspect "grenu" tachetés de blanc qui font penser à des trachytes. Le lien entre ces types de lave ne pouvant être observé, nous en sommes réduits à penser que l'ensemble n'est qu'un amas de téphras argilisés riche en blocs bulleux et zéolitisés (autolithes des niveaux inférieurs) qui marquerait la position des points de sortie. Chevallier (1979) décrit des téphras identiques dans la région du plateau Kerguelen (île de la Réunion) et les relie à des centres éruptifs. Un système semblable, composé de trois

collines distinctes, se retrouve à quelques kilomètres au Nord-Est à Saint-Jullien Hillock. Grâce à l'absence de végétation et à quelques carrières, l'exposition est meilleure et trois types de laves sont reconnues au sein de l'argile : (1) des blocs altérés à aspect doléritique (rares) ; (2) des blocs altérés de basalte riches en zéolites à géode de quartz. Ces deux roches se disposent en dykes d'orientation générale N 100 dont les bordures figées souvent colorées en rouille mais parfois conservées sont très nettes ; (3) des blocs anguleux sains, de taille variable (du mm au m) de basalte aphyrique. Ce système, laves éclatées et dykes, marquant le passage d'une branche mineure sans doute explosive du rift, constitue un cône adventif au volcan central.

D'après les sondages électriques de la C.W.A. (Central Water Authority) (cf. § suivant), effectués dans la zone qui nous intéresse (Ln3 - Lo5 - K 17), l'épaisseur des hawaïtes récentes est très faible, (2 à 5 m). Elles recouvrent donc là un point culminant de la Série ancienne. Les sondages électriques avoisinants, notamment aux Midlands (cf. carte h.-t.) au pied du Mont Lagrave, traversent sur plus de 20 m des hawaïtes. De même à Hermitage, à Cote d'Or et Rivière Baptiste (situés à l'ouest du cône central), les séries supérieures récentes ont environ 15 à 20 m d'épaisseur. Donc d'après ces observations, on peut donner une coupe du bouclier primitif (fig. 49). Il s'agit d'un cône volcanique culminant dans les environs de la Montagne La Terre et descendant en pente douce vers la périphérie pour venir butter contre les accidents de la caldeira. Il est à noter que les séries intermédiaires (décrites chapitre IV) sont difficiles à différencier électriquement de la série ancienne, si bien que la limite de ces deux formations reste approximative.



En conclusion, la concordance des sondages électriques et des observations de terrains permet de situer dans la région du Piton du Milieu et de la Montagne La Terre un volcan central masqué actuellement par les séries récentes. Sa position est confirmée par les quatre directions radiales qui se recoupent aux environs de ce cône.

0.1.3.2. L'affaissement

La période terminale de la Série ancienne est marquée par l'effondrement d'une caldeira polylobée de 20 km de diamètre environ, caractérisée par des reliefs appartenant au bouclier primitif et surplombant les hawaïtes récentes. Cette caldeira est responsable de la forme de l'île. La partie centrale, en

se comblant de produits laviques formera un grand plateau dont l'altitude est de 600 m environ.

a) Les observations de terrain (fig. 67)

Les témoins de ces effondrements sont très dispersés et s'il est possible de relier les différents accidents, cela reste hypothétique. Ce sont :

(1) Le Massif du Pouce, coté Moka où le rejet visible est de 400 m, réparti sur plusieurs compartiments. (fig. 50 - 51)

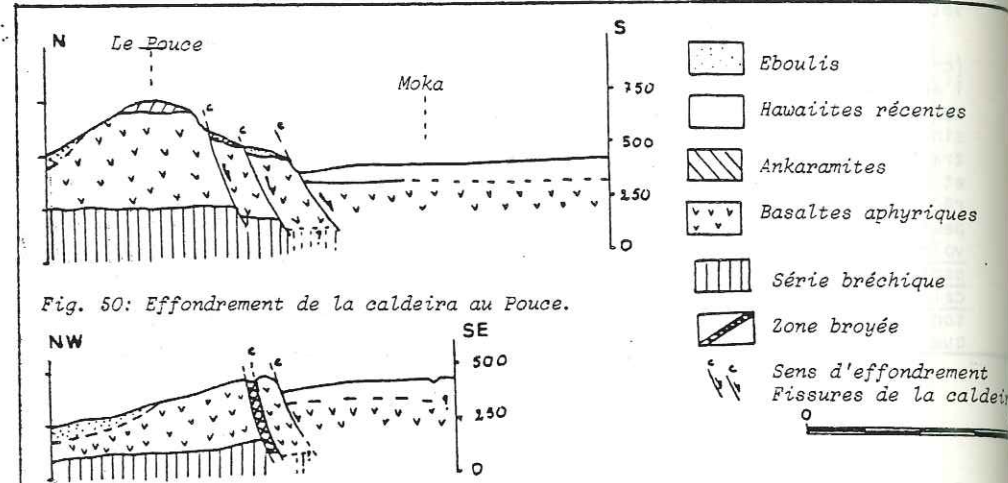
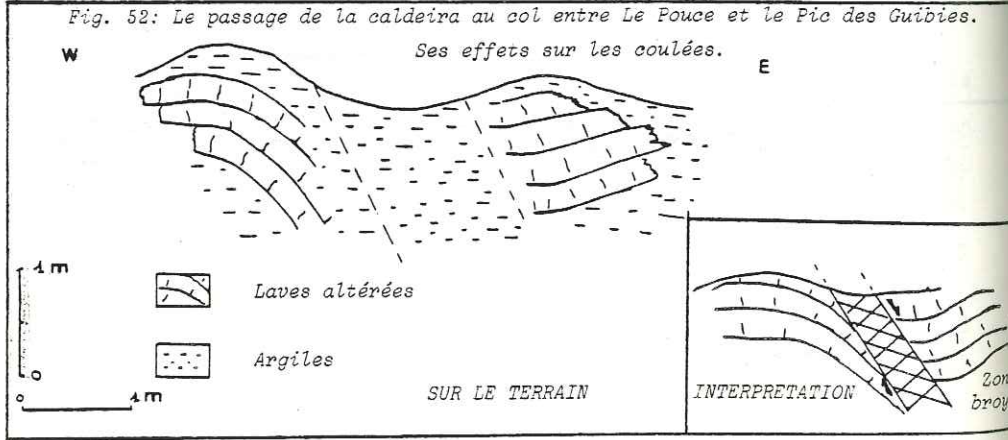


Fig. 50: Effondrement de la caldeira au Pouce.

Fig. 51: Aspect de la caldeira au col entre Le Pic des Guibies et Le Pouce.

Ces fractures courbes peuvent se raccrocher au nez coupé du Pic des Guibies. En effet, dans le col situé entre ces deux massifs, une zone broyée affleure sur le chemin forestier conduisant à Anse Courtois (cote 310 m). Il s'agit d'une zone fracturée et argilisée dans laquelle subsiste les fantômes de quelques coulées présentant des crochons à mouvement d'affaissement (fig. 52). De plus, cette fracture contourne un bloc de basalte aphyrique dont la position avancée et la cote très basse ne peuvent s'expliquer que par un effondrement.

Fig. 52: Le passage de la caldeira au col entre Le Pouce et le Pic des Guibies. Ses effets sur les coulées.



SUR LE TERRAIN INTERPRETATION

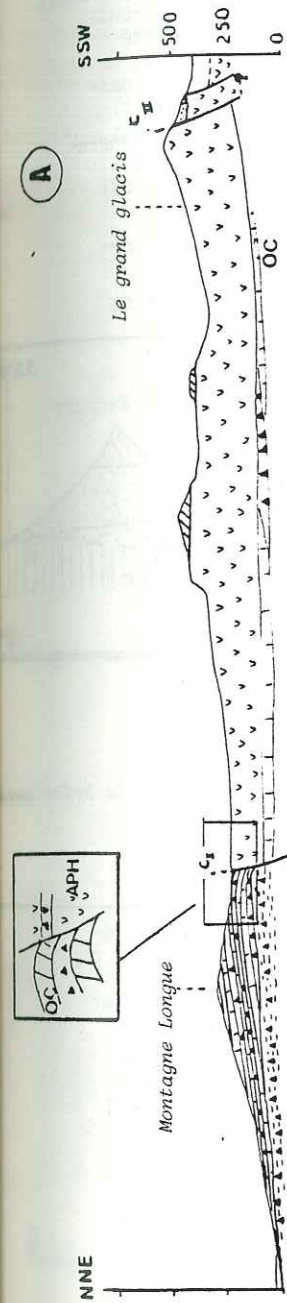


Fig. 53: Relation entre les deux caldeiras dans le massif du Pouce.

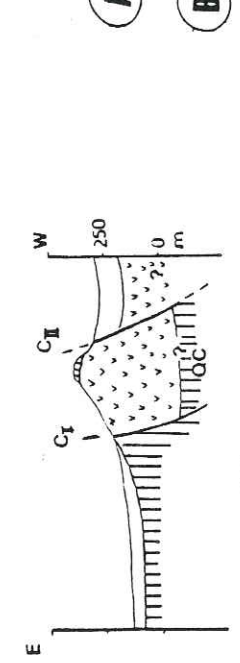


Fig. 54: Coupe du rebord Nord de la caldeira.

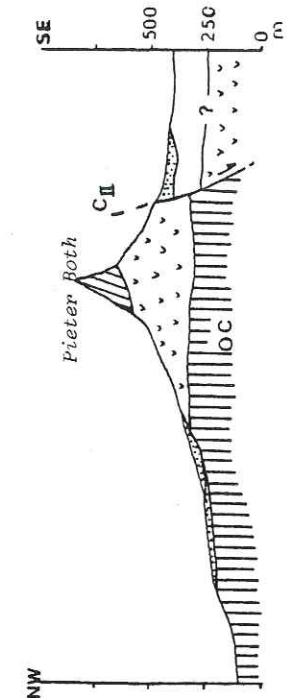


Fig. 55: Coupe du rebord Nord de la caldeira.

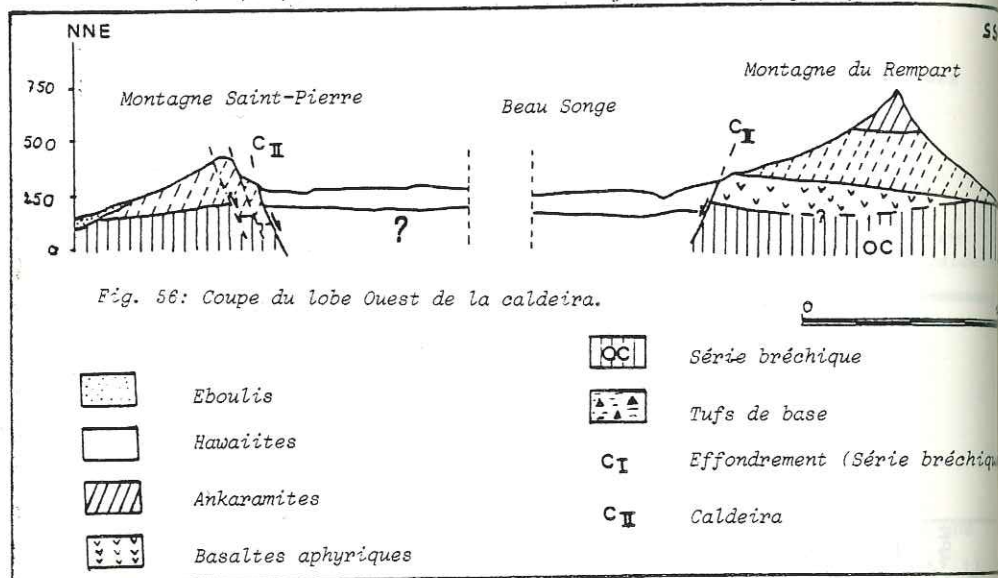
LEGENDE: VOIR FIG 56.

(2) La falaise du Pic Berthelot et du Pic Junction qui poursuit les accidents du Pic des Guibies. Le nez coupé du Pic Junction est découpé de grandes fissures courbes. Cette falaise s'arque le long de la Montagne Ory et prend une nouvelle direction. Il est à remarquer que la faible largeur de cette montagne (à peine 300 m) est due au rapprochement de l'effondrement I et de la caldeira éloignés à Montagne Longue de 3,5 km (fig. 53). Il est donc possible de supposer que la caldeira reprend des accidents de l'effondrement.

(3) Le Corps de Garde dont la forme en pointe est guidée par l'effondrement. Le rejet visible est de 500 m, divisé en deux escaliers sur le flanc Nord. Au Sud il se présente en un véritable mur, semblable aux bordures des caldeiras récentes subactuelles type Fournaise (Réunion).

(4) Le Candos, point avancé de la Série ancienne qui n'est qu'un compartiment abaissé de 100 m.

(5) La Montagne Saint-Pierre, hachée de fissures courbes ouvertes de taille métrique qui poursuivent la falaise du Corps de Garde (fig. 56).



(6) La Montagne du Rempart et les Trois Mamelles qui, si elles ne présentent pas de véritables falaises, sont par contre découpées en "copeaux" par des accidents à faible rejet ; parfois soulignés par des dykes ou des zones hachées. Ces fissures, de par leur position, sont difficiles à expliquer car elles sont perpendiculaires aux effondrements de la caldeira (fig. 58).

(7) Vers l'Ouest, ces limites se rattachent sur carte (fig. 67) aux Monts d'Hauvillard. Mais ces petits massifs très altérés ne gênent que très peu la progression des hawaiïtes récentes. Cependant, ils servent de relais entre les Trois Mamelles et le Mont Lagrave découpé par de grands accidents courbes soulignés par des plans de failles ou des zones broyées (fig. 57). Dans les alentours du Massif Bambous, la limite de cette caldeira est moins nette en raison soit de la végétation luxuriante, soit de l'altération et de l'érosion. Cependant, de loin et sur photos aériennes, on distingue les séries récentes buttant contre des reliefs dont le seul affleurement visible est formé de boules d'ankaramites (Pied du Mont Laselle), (fig. 57).

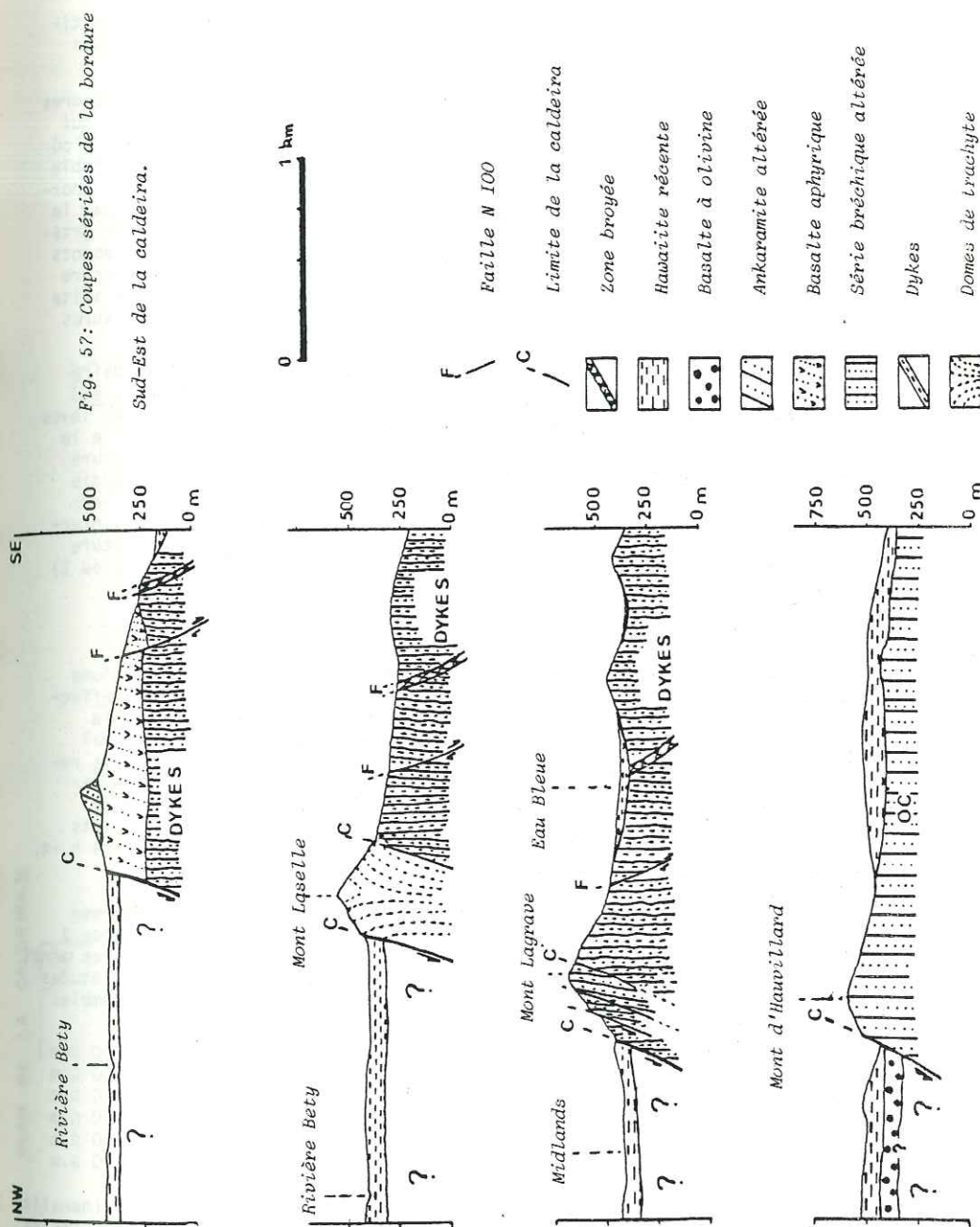


Fig. 57: Coupes séries de la bordure

Sud-Est de la caldeira.

La terminaison de cet effondrement à l'Ouest et au Nord reste hypothétique sur le terrain. Les quelques reliefs de l'Ouest ne présentent ni brèches ni accidents témoignant d'un affaissement.

(8) au Nord, les bords de celui-ci sont tellement hachés par des fissures radiales ou pas, que seuls quelques pics subsistent et émergent des laves qui les moulent. Ceci est le cas entre la Laura Malenga et les Monts Calebasses où quelques petites pointes de roches anciennes (Basalte aphyrique) font obstacle aux émissions récentes (fig. 54,55). A Nouvelle Découverte, si le contact anormal laves anciennes-hawaïites n'est pas visible, il est du moins marqué par le réseau hydrographique. Cette région se caractérise par une ligne de puits artésiens dont le plus célèbre est "Eau Bouillie". Les eaux s'infiltrent aux points hauts dans les hawaïites fissurées, s'écoulent et viennent s'accumuler contre la Série ancienne réputée imperméable. Lorsque la pression s'élève, à la suite de fortes pluies par exemple, l'eau s'échappe en jets par de petites fissures affectant la croûte supérieure des coulées d'hawaïites (fig.59).

Malgré toutes ces observations de terrain, la limite de cette caldeira reste approximative. Les remparts de cette caldeira sont souvent altérés et parfois l'on peut douter de leur origine tectonique (fig.54). De plus, les laves récentes ont débordé de cet enclos par de larges brèches rendant difficile le raccordement entre les différentes observations. A Beau Songe, une rupture de pente, visible aussi bien sur carte que sur le terrain, de géométrie arrondie et rejoignant la Montagne Saint Pierre à la Montagne du Rempart, marque sans doute le passage de l'effondrement. Mais de tels cas sont rares et leur interprétation difficile. A Camp de Masque ainsi qu'à La Chaumière, si la rupture de pente est visible, elle ne se poursuit que sur quelques kilomètres (1 ou 2) avant de disparaître.

b) Les sondages

Devant tant de doute, il est difficile d'admettre l'existence d'une véritable caldeira dans l'île. Force nous oblige d'utiliser les sondages effectués depuis 1964 jusqu'à nos jours d'abord par Santenac (1964) puis par la F.A.O. (Fund Agricultural Organization) et actuellement par la CWA (Central Water Authority). Tous ces forages et sondages électriques ont pour but la recherche d'eau dans les hawaïites fissurées, aussi n'ont-ils pas tous une limite inférieure précise, mais les données qu'ils fournissent permettent de chiffrer approximativement le rejet de la caldeira et de préciser les points obscurs. Tous les sondages isolés ou groupés sont positionnés sur la carte h.-t. de même que les zones de prospection électrique.

Rappel : La méthode électrique utilisée est le quadripole Schlumberger où la ligne MN est choisie suffisamment petite par rapport à AB. On procède à une série de mesures en augmentant chaque fois la longueur AB, les chiffres ainsi obtenus correspondent à des tranches de sol de plus en plus grandes. Les études effectuées sur l'île Maurice ont permis de classer grossièrement les ensembles de terrains selon une échelle de résistivité citée ci-dessous :

- laves et scories sèches	500 à 1 000 Ω.m
- laves et scories à eau douce	100 à 300 Ω.m
- formations détritiques et tufs	50 à 500 Ω.m
- tufs à eau douce	30 à 50 Ω.m
- terrains argileux	5 à 50 Ω.m
- terrains eau salée	1 à 20 Ω.m

Ainsi, il sera facile de déterminer la limite entre laves récentes (hawaïite et laves anciennes (basalte aphyrique et ankaramite) argilisées car leurs résistivités sont très différentes. La limite entre les séries intermédiaires

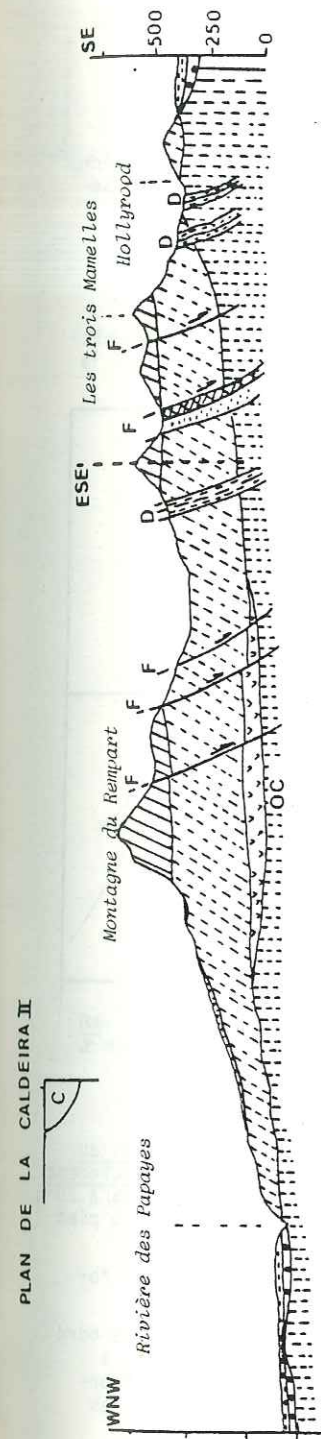


Fig. 58: Coupe dans le plan de la caldeira de la montagne du Rempart.

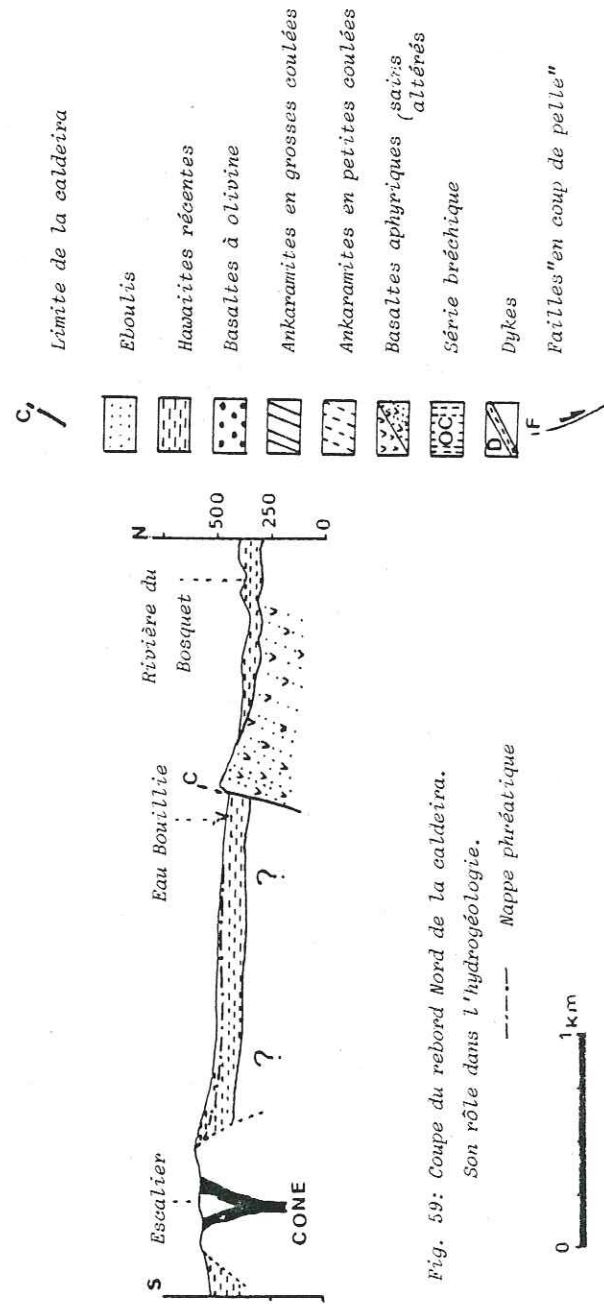


Fig. 59: Coupe du rebord Nord de la caldeira. Son rôle dans l'hydrogéologie. Carte phréatique

tufacées et la Série ancienne sera plus difficile à déceler car ces deux formations sont altérées, cependant la première étant plus tufacée à une résistivité plus élevée. Plusieurs types de courbes sont ainsi tracés selon les différents cas rencontrés. Ils sont au nombre de quatre (fig.60) qui se répartissent comme suit :

- DN 90 : lave en surface. Tufts en profondeur
- DM 495 : tufts en surface relayés par des tufts en profondeur
- CP 33 : alternance coulées de laves saines, coulées altérées
- CP 29 : laves altérées relayées par des coulées saines.

Quelques cartes de résistivité furent tracées selon trois longueurs AB: 60, 300 et 600 m. Elles serviront à préciser la topographie de l'île avant la mise en place des hawaïtes récentes.

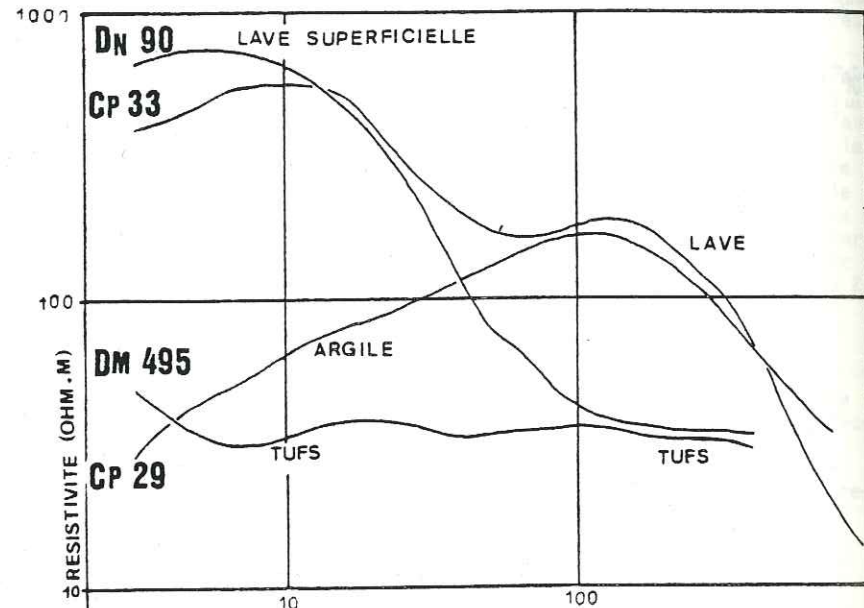


Fig. 60: Quelques courbes témoins des sondages électriques AB (Santenac 1964)

Les premiers forages électriques que j'ai étudié furent ceux situés au pied des falaises de manière à préciser l'importance du rejet de l'effondrement. Dans la région de Rivière Baptiste et du Mont Lagrave, on peut retenir 15 à 20 m pour la couverture lavique récente ce qui porte l'affaissement à 540 m au pied du Pouce et 650 m au Mont Lagrave.

Aux abords de la Montagne du Rempart, du Corps de Garge, plusieurs forages furent effectués :

(1) Ceux situés au sud du Corps de Garde permettent de localiser le bord sud de la caldeira. A Pierrefonds (22) 61 m d'hawaïtes furent carrotés, à Solferino (28) 76,2 m et à Hollyrood (35) 84,5 m. Le rejet total de l'effondrement est donc d'au moins 750 m. En effet, aucun forage ayant atteint les

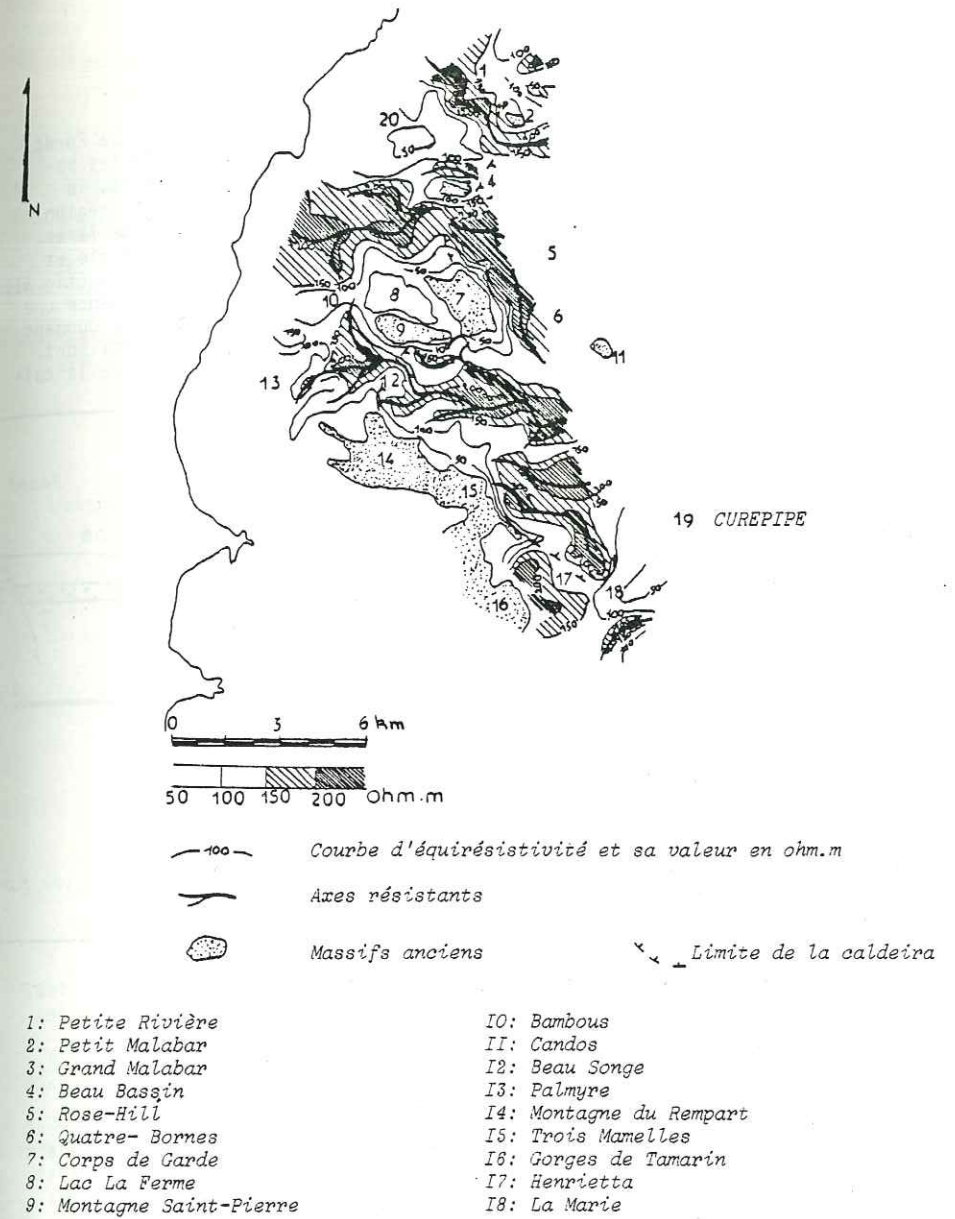
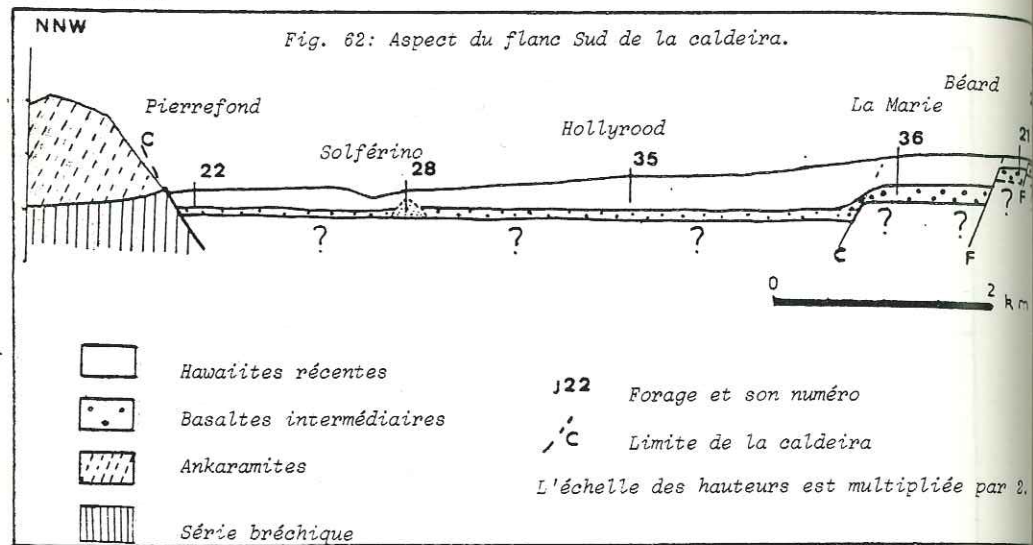


Fig. 61: Carte de résistivité des plaines Wilhems (Santenac 1964).

basaltes aphyriques, toutes les valeurs sont à majorer. A la Marie, La Forêt, la limite hawaïte récente - basalte intermédiaire est visible mais les basaltes aphyriques ou les ankaramites ne sont pas traversés. Cependant, la carte de résistivité AB = 300 m (fig. 61) met en évidence dans cette région un massif argileux ancien (Série bréchique) masqué par les coulées de laves. La limite de la caldeira se situerait donc dans les environs de La Marie et ne serait que le rejeu du bord de l'effondrement de la Série bréchique (fig. 61). Les forages ne confirment pas l'étude électrique. Ils mettent en évidence une série d'accidents en graben qui affectent les basaltes intermédiaires donnant un rejet de 30 m à Béard et de 20 m à La Marie (fig. 62). Ces accidents sont à rattacher au système décrochant N 20 qui masquent tous les rejets de la caldeira.



(2) Au Nord du Corps de Garde, un sondage très intéressant fut réalisé. Il se situe à Plaisance (24), (cf. carte h.-t.) où il traverse sur 200 m les hawaïtes. Le n° 34 Corps de Garde (carte h.-t.) poursuivi jusqu'à 89 m donne le même résultat. A l'Ouest, les forages La Mecque (30), Bosquet (31), Bambous (29) et La Chaumière (27) annoncent respectivement, depuis la surface topographique, une profondeur de 76, 91, 38,8 et 47,6 m pour la limite hawaïtes - Série bréchique inférieure (fig. 63). Ainsi le mur de l'effondrement est positionné dans les environs de Bosquet et passe en avant du Grand Malabar (fig. 66). La limite est ici entaillée par une grande vallée qui se poursuit vers La Mecque. Cette vallée, mise en évidence par les sondages électriques, est visible sur la carte de résistivité AB : 200 m (fig. 61). La bordure de la caldeira se poursuit au Nord, entre le sondage 33 (Chebel) et 23 (Beau Bassin) où sur 1,5 km le rejet apparent est de 188 m, et va rejoindre la Montagne Ory décrite précédemment comme une bordure caldeirique.

A l'Est, une série de sondages carotés permet de préciser deux points : le passage du mur de la caldeira ; l'origine des grandes entailles entre Montagne Fayence et Montagne Blanche et entre celle-ci et le massif Bambous. Les sondages Pont Bon Dieu (297), Pondar n° 6 (292), Pondat n° 4 (285), Pondar n° 2 (278) (carte h.-t.), donnent des coupes très détaillées de la Série récente. Aucun n'atteint les basaltes aphyriques ou les ankaramites bien qu'ils descendent

Fig. 63: Coupe du bord Nord-Ouest de la caldeira (Bloc de Beau Bassin).

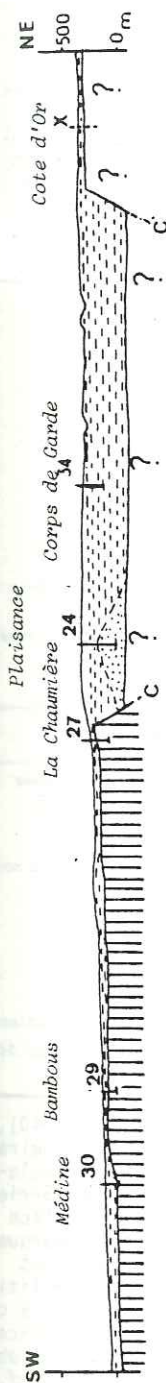
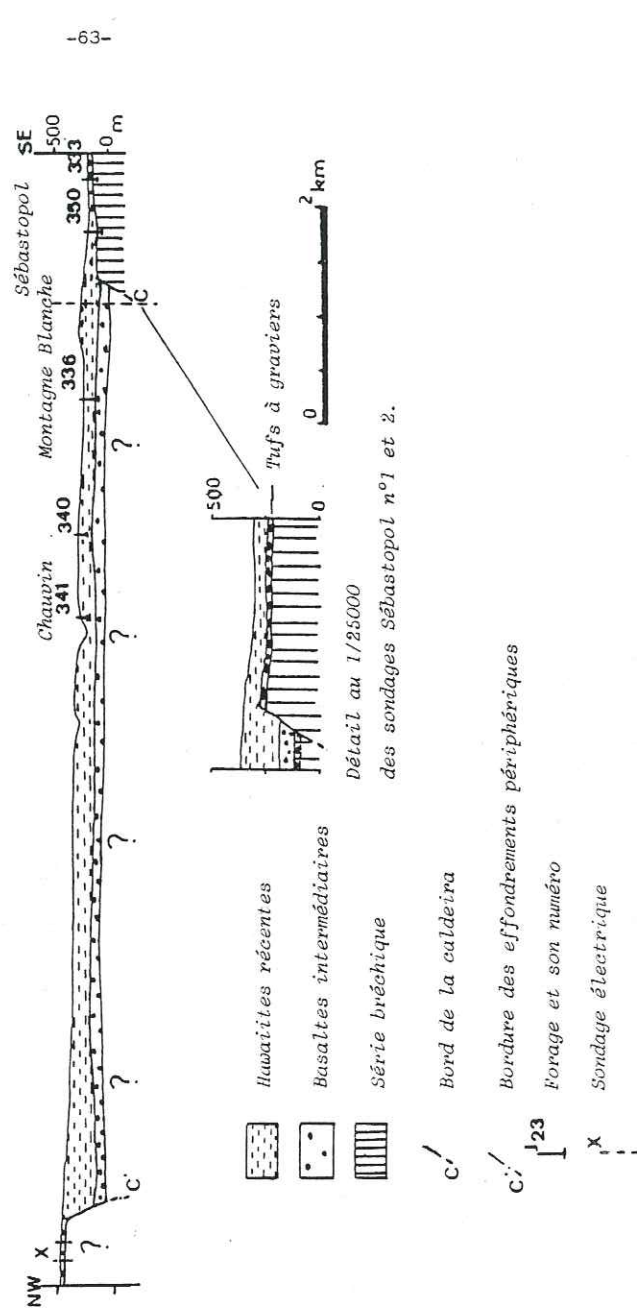


Fig. 64: Coupe du bord Est de la caldeira (Bloc de Montagne Blanche)



respectivement à 70, 80, 70 et 110 m (fig. 65). En revanche, à 1 km à l'Est, une seconde ligne de forages fut effectuée. Il s'agit de Rich Fund (308), Lalmatie (348), Motte à Thérèse (349) qui, poursuivis sur 80 à 90 m, rencontrent tous vers 67 m, l'ancienne surface topographique marquée par un niveau de tufs argileux rouge brique (fig. 65). Ainsi, la bordure de la caldeira se situe approximativement entre les deux lignes de forages et va passer en avant des Monts Fayences marquant un rejet apparent de 30 m (fig. 67 et carte h.-t.).

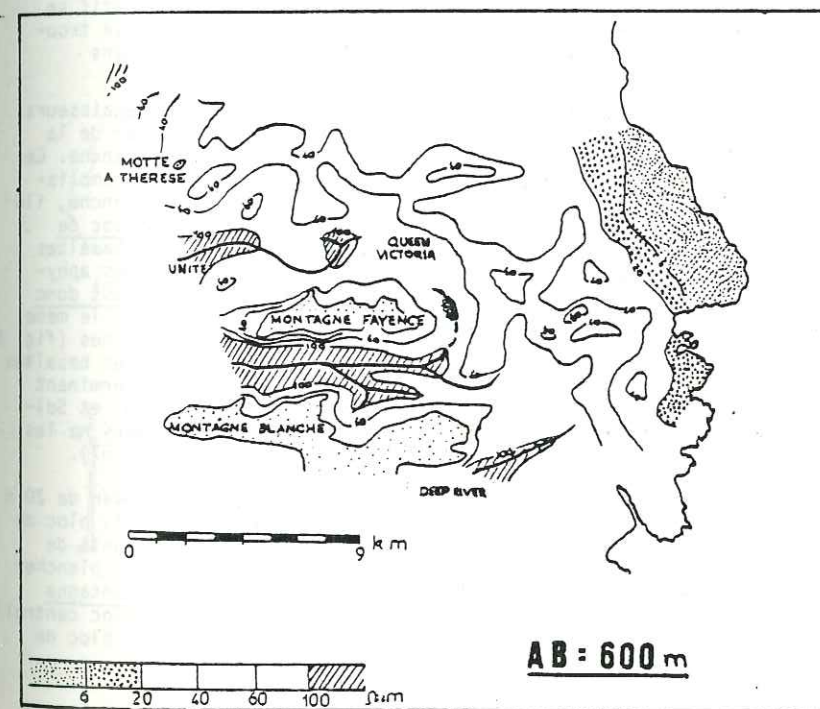
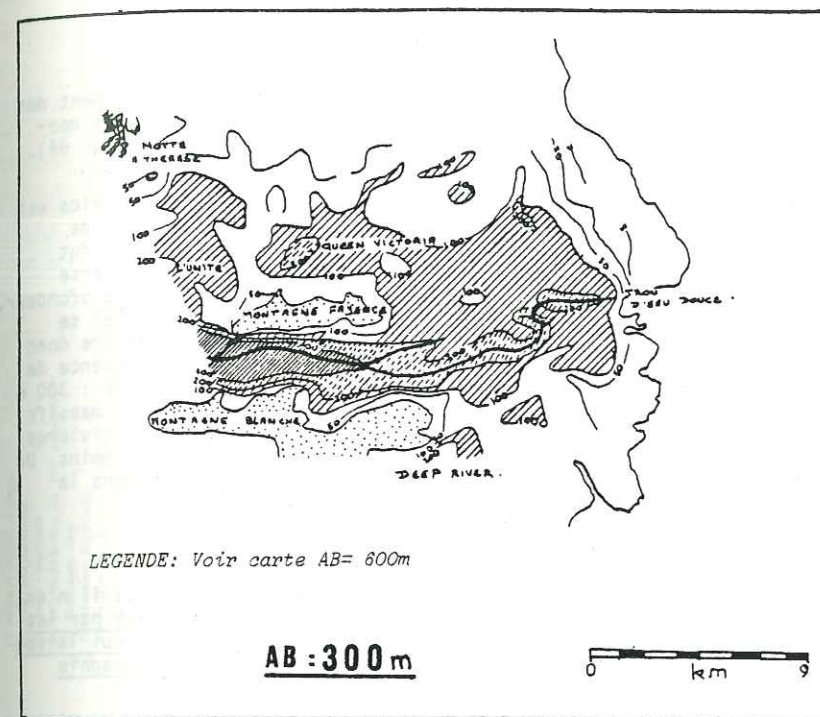
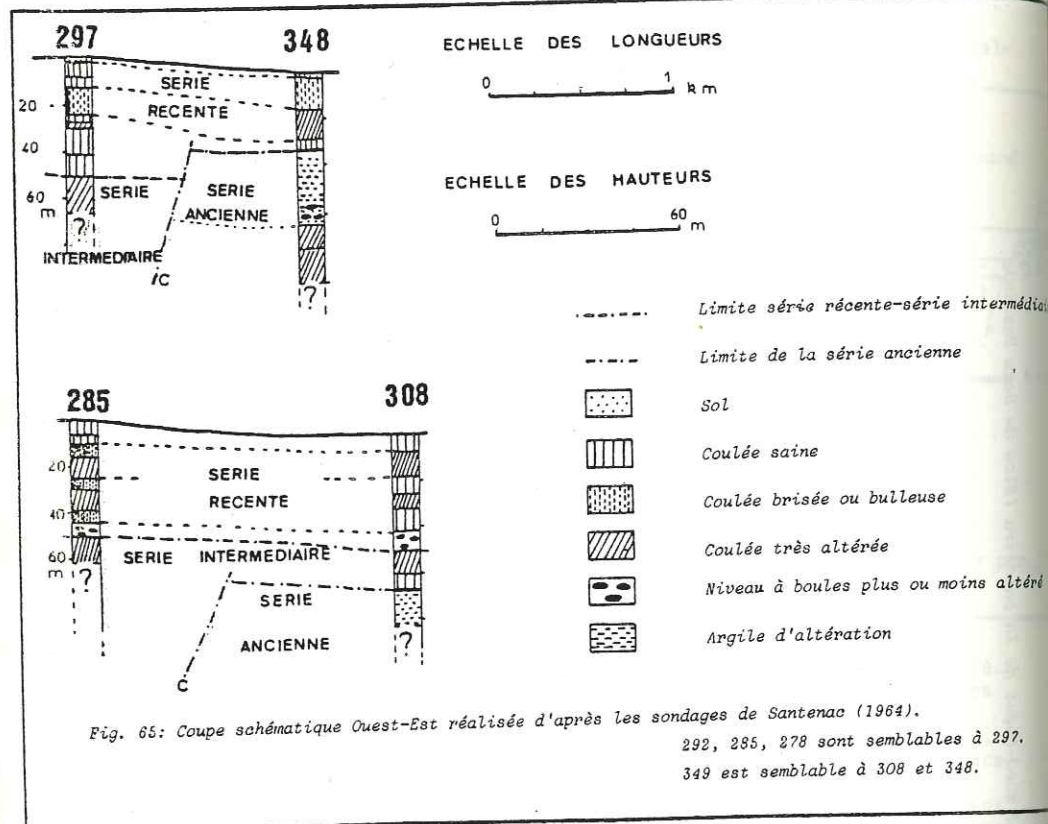


Fig. 66: Carte des résistivités des environs de Montagne Blanche.

En aval, les sondages Sébastopol 1 et 2 (350 et 333) de 70 m donnent des résultats très différents. Le niveau d'argile rouge brique marquant le contact hawaïite-basalte aphyrique est recoupé aux environs de 45 m (fig. 64). Dans le sondage 350, il est même souligné par des niveaux de graviers.

Le passage de la caldeira entre Montagne Blanche et Montagne Maurice est donc précisé et pour conforter ces observations, une étude du sondage de Petits Paquets (339), (carte h.-t.) situé au pied de Montagne Blanche fut faite : sous les hawaïites récentes, épaisses de 20 m, le forage traverse une trachyte à toit altéré dominant une brèche affleurant à 40 m de profondeur. On sait par ailleurs (cf. p.104) que ces trachytes (type Mont Laselle) se sont mises en place, pour une part, le long des fissures de la caldeira donc leur position donne exactement celle des murs de la caldeira. La présence de graviers dans le sondage 350 et l'étude des cartes de résistivités AB : 300 m et AB : 600 m (fig.66) laissent supposer que les entailles entre les massifs Fayence, Montagne Blanche et Bambous ne sont dues qu'à l'action des rivières qui creusent des gorges à bords raides d'une profondeur de 200 m au moins. De telles gorges sont visibles actuellement, notamment celle creusée dans la Montagne Maurice par la Grande Rivière Sud Est.

D.1.3.3. Aspect topographique de la caldeira (fig. 67)

Si les limites de l'effondrement sont maintenant bien définies, il n'en est pas de même de son aspect topographique. Les profondeurs données par les forages ont des valeurs très différentes, variant de 15 à 300 m ce qui laisse supposer que cette caldeira n'avait pas un fond plat mais une topographie tourmentée.

La partie centrale de l'île comprise entre les Midlands, Piton du Milieu, Hermitage, Côte d'Or et Moka (carte h.-t.) est couverte par des laves dont l'épaisseur reste faible (de 15 à 20 m). En effet, si le centre éruptif se situait à Piton du Milieu - Mont La Terre, les zones périphériques se trouvaient plus basses ce qui s'accorde avec le pendage faible des volcans boucliers actuels (Hawaii par exemple).

A l'Est, près de Melrose et Petits Paquets (carte h.-t.) les épaisseurs des hawaïites récentes sont beaucoup plus importantes et le plancher de la caldeira se situe à 270 m à Camp de Masque et à 220 m à Montagne Blanche. Cependant, si à Camp de Masque, les carottages atteignent la base du remplissage de la caldeira à la limite des séries anciennes, à Montagne Blanche, ils s'arrêtent au toit des basaltes intermédiaires. L'effondrement du bloc de Montagne Blanche est donc à majorer de 50 m (épaisseur moyenne des basaltes intermédiaires estimée à l'affleurement) portant la cote des basaltes aphyriques et ankaramites à + 170 m au-dessus du niveau marin. Ce bloc est donc un rejet de 200 m par rapport au bloc central (fig. 68). A l'Ouest, le même phénomène se répète. Les sondages effectués à Rose-Hill - Quatre Bornes (fig. 67) traversent sur 300 m les hawaïites récentes portant ainsi le toit des basaltes aphyriques à l'altitude de -30 m par rapport au niveau marin et déterminant un rejet de 300 m avec le bloc central (coupe h.-t.). A Beau Songe et Sol-férino, la cote des basaltes aphyriques est de 250 m mais les forages ne les ont pas atteints car ils sont peu profonds (65 à 80 m), (fig. 68 et 67).

En conclusion : la caldeira, de forme polylobée avec un diamètre moyen de 20 m à une configuration topographique très complexe. La partie centrale I, bloc de Piton du Milieu, effondrée de près de 600 m, est cernée d'affaissements de petit diamètre (7 km maximum) au nombre de quatre qui déterminent un plancher de caldeira en grandes marches d'escalier. Il s'agit : du bloc de Montagne Blanche (II) de 7 km de diamètre, décalée de 200 m par rapport au bloc central ; du bloc de Rose Hill (III), 6 km de diamètre effondré de 300 m ; du bloc de

- 1 : La Source
- 2 : La Source
- 3 : La Source
- 4 : Anse Cochet
- 5 : Pic des Gaillards
- 6 : Montagne Orly
- 7 : Rivière Baptiste
- 8 : Rivière Boch
- 9 : Monts des Callahanses
- 10 : Nouvelle Isamberte
- 11 : Camp de Masque
- 12 : Montagne Espérance
- 13 : Montagne Blanche
- 14 : Montagne Maurice
- 15 : Cratère Primamata
- 16 : Mont Laselle
- 17 : Mont Laselle
- 18 : Mont Laselle
- 19 : Midlands
- 20 : La Terre
- 21 : Piton du Milieu
- 22 : Mont d'Hermitage
- 23 : Côte d'Or
- 24 : Trois Mamelles
- 25 : Montagne du Rempart
- 26 : Beau Songe
- 27 : Montagne Saint Pierre
- 28 : Condo
- 29 : La Chaudière
- 30 : Grand Mûrier
- 31 : Petit Mûrier
- 32 : Petit Mûrier
- 33 : Petit Mûrier
- 34 : Petit Mûrier
- 35 : Petit Mûrier
- 36 : Petit Mûrier
- 37 : Petit Mûrier
- 38 : Petit Mûrier
- 39 : Petit Mûrier
- 40 : Petit Mûrier
- 41 : Petit Mûrier
- 42 : Petit Mûrier
- 43 : Petit Mûrier
- 44 : Petit Mûrier
- 45 : Petit Mûrier
- 46 : Petit Mûrier
- 47 : Petit Mûrier
- 48 : Petit Mûrier
- 49 : Petit Mûrier
- 50 : Petit Mûrier
- 51 : Petit Mûrier
- 52 : Petit Mûrier
- 53 : Petit Mûrier
- 54 : Petit Mûrier
- 55 : Petit Mûrier
- 56 : Petit Mûrier
- 57 : Petit Mûrier
- 58 : Petit Mûrier
- 59 : Petit Mûrier
- 60 : Petit Mûrier
- 61 : Petit Mûrier
- 62 : Petit Mûrier
- 63 : Petit Mûrier
- 64 : Petit Mûrier
- 65 : Petit Mûrier
- 66 : Petit Mûrier
- 67 : Petit Mûrier
- 68 : Petit Mûrier
- 69 : Petit Mûrier
- 70 : Petit Mûrier
- 71 : Petit Mûrier
- 72 : Petit Mûrier
- 73 : Petit Mûrier
- 74 : Petit Mûrier
- 75 : Petit Mûrier
- 76 : Petit Mûrier
- 77 : Petit Mûrier
- 78 : Petit Mûrier
- 79 : Petit Mûrier
- 80 : Petit Mûrier
- 81 : Petit Mûrier
- 82 : Petit Mûrier
- 83 : Petit Mûrier
- 84 : Petit Mûrier
- 85 : Petit Mûrier
- 86 : Petit Mûrier
- 87 : Petit Mûrier
- 88 : Petit Mûrier
- 89 : Petit Mûrier
- 90 : Petit Mûrier
- 91 : Petit Mûrier
- 92 : Petit Mûrier
- 93 : Petit Mûrier
- 94 : Petit Mûrier
- 95 : Petit Mûrier
- 96 : Petit Mûrier
- 97 : Petit Mûrier
- 98 : Petit Mûrier
- 99 : Petit Mûrier
- 100 : Petit Mûrier

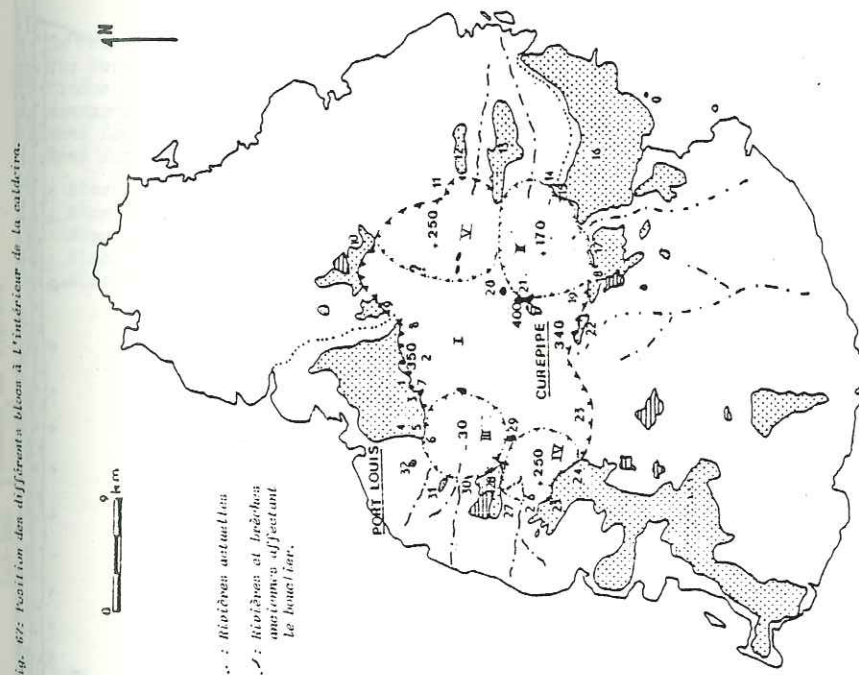













Fig. 67: Position des différents blocs à l'intérieur de la caldeira.

1 : Bloc central
 II : Côte d'Or, Piton du Milieu
 III : Bloc de Montagne Blanche
 IV : Bloc de Beau Songe
 V : Bloc de Saint Julien

1 : Cote du toit des basaltes aphyriques au des ankaramites par rapport au 0 marin de la caldeira
 2 : Parties affaissées du bloc central (La Terre)
 3 : Projections du cratère central (La Terre)
 4 : Limites d'effondrement du bloc central
 5 : Limites d'effondrement des blocs périphériques

 Bord de la caldeira
 limites des effondrements secondaires
 Hawaiites récentes
 Basaltes intermédiaires

 Produits d'altération
 dykes
 Ankaramites
 Fissures émettrices de Saint Julien
 Projections avec blocs aphyriques
 Projections du volcan central
 Ankaramites





 Basaltes aphyriques sains altérés
 série bréchique saine altérée
 Forage et son numéro
 Sondage électrique

Fig. 68: Coupes séries Nord-Sud transversales à la caldeira. Remarquer les altitudes du fond variables selon les coupes.

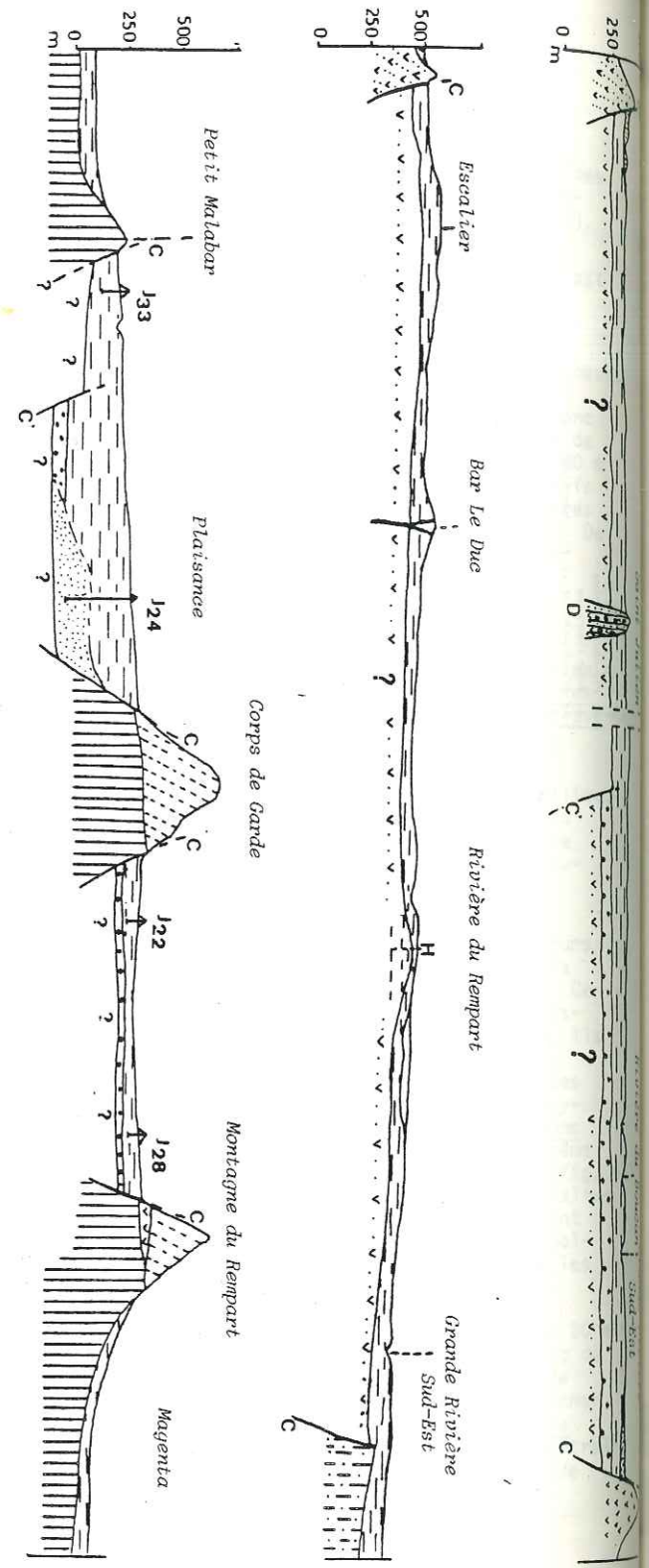
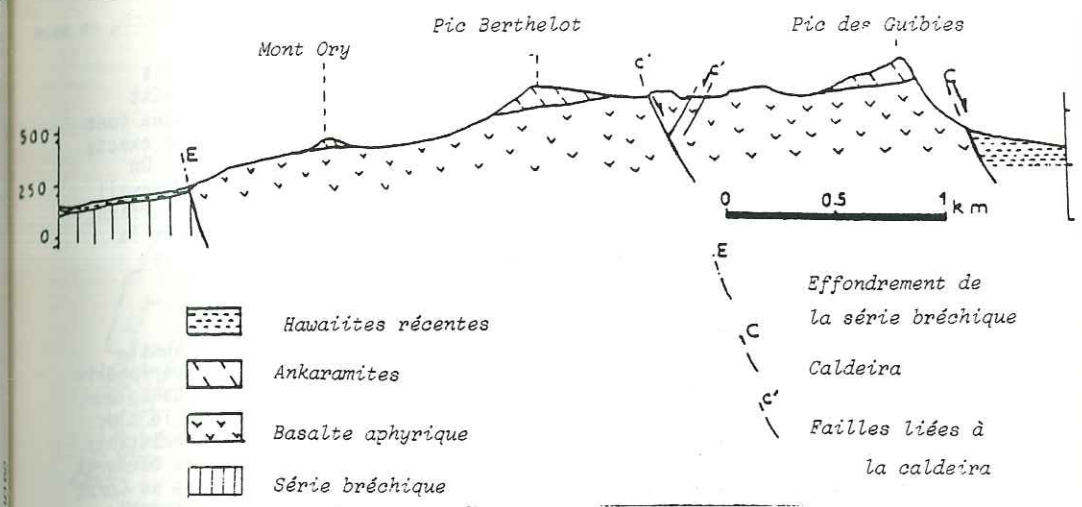


Fig. 69: Les fissures du Pic Berthelot (Massif de Port Louis)










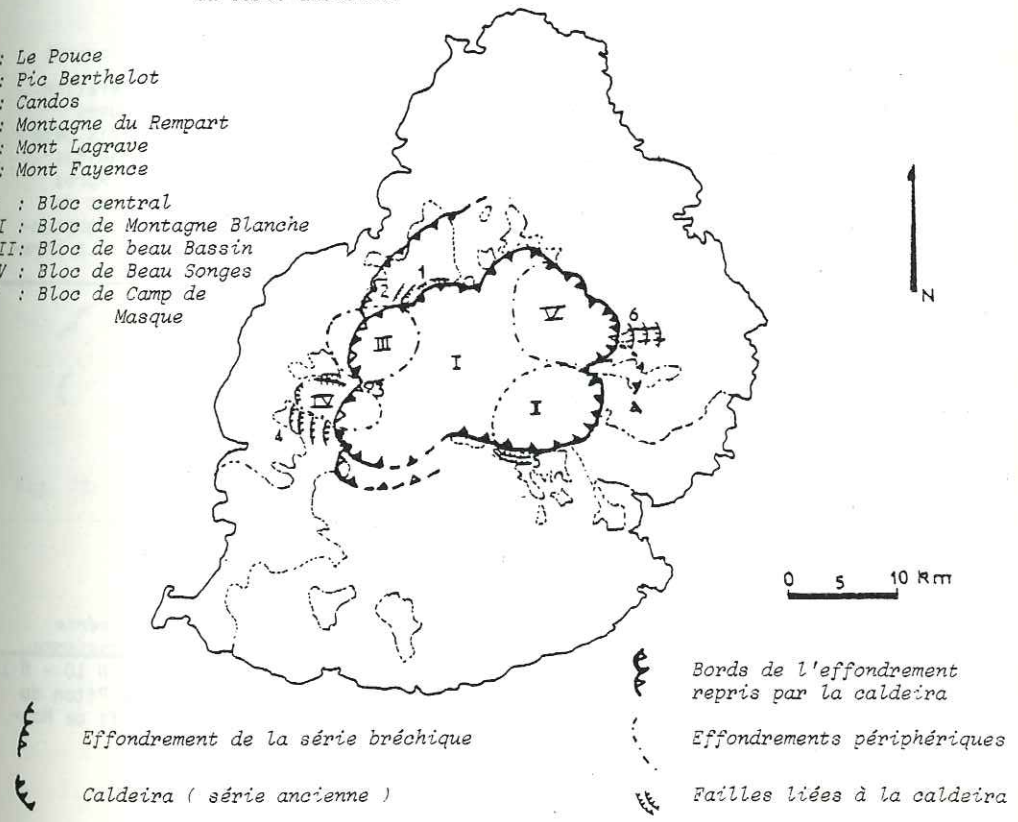





 Hawaiites récentes
 Ankaramites
 Basalte aphyrique
 Série bréchique
 Effondrement de la série bréchique
 Caldeira
 Failles liées à la caldeira

Fig. 70: Relations entre l'effondrement de la série bréchique et les limites du bloc central de la caldeira de la série ancienne.

- 1: Le Pouce
- 2: Pic Berthelot
- 3: Candos
- 4: Montagne du Rempart
- 5: Mont Lagrave
- 6: Mont Fayence
- I : Bloc central
- II : Bloc de Montagne Blanche
- III: Bloc de beau Bassin
- IV : Bloc de Beau Songes
- V : Bloc de Camp de Masque



 Bords de l'effondrement repris par la caldeira
 Effondrements périphériques
 Failles liées à la caldeira
 Effondrement de la série bréchique
 Caldeira (série ancienne)

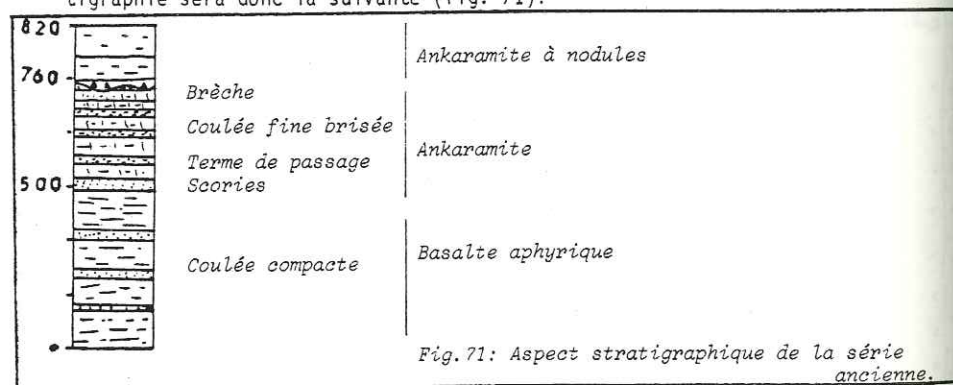
Beau songe (IV) de 4 km de diamètre dont le rejet reste imprécis mais estimé à plus de 150 m ; un quatrième bloc existerait, situé au Nord-Est dans la région de Camp de Masque (V). Les cotes données par les forages sont de 100 m inférieures à celle du bloc central (fig. 67) mais la limite exacte de cet effondrement est mal définie à cause de la rareté des forages. On peut comparer la structure de la caldeira de Maurice aux caldeiras d'Hawaii qui se forment par réunion de petits effondrements appelés pits. En surface, actuellement rien ne laisse supposer une géométrie aussi complexe pour la caldeira I car les hawaïites ont nivelé tous les reliefs sous-jacents.

D.1.3.4. Chronologie des événements

Une telle caldeira ne peut s'individualiser en une seule fois aussi deux hypothèses chronologiques sont possibles : (1) soit les blocs périphériques inférieurs à 7 km de diamètre s'effondrent d'abord entraînant dans leur suite le bloc central. Ce schéma est décrit à Hawaii. Cependant, si le bloc central s'effondre en dernier, sa limite aurait suivi les contours existants. Or le bloc central est responsable d'affaissements qui recoupent les bordures des blocs périphériques (le Candos est affaissé de 100 m par rapport au Corps de Garde) ; (2) soit le bloc central s'effondre en premier s'accompagnant d'accidents secondaires (fig. 70 et carte h.-t.). Dans les falaises du pic Berthelot, un pan affaissé en coin apparaît (fig. 69). La Montagne du Rempart et les trois Mamelles sont découpées par des failles "en copeaux" (fig.58). Ces accidents secondaires sont sans doute repris tardivement et facilitent l'effondrement des blocs secondaires (Vincent 1960 décrit un tel phénomène au Tibesti (voir deuxième partie).

E. CONCLUSION

Après une période de calme éruptif (0,7 Ma.) qui permet l'altération poussée de la Série bréchique, l'activité de l'île reprend. Des volumes importants de basalte aphyrique emplissent l'effondrement I et parfois même débordent les falaises périphériques. Ils sont suivis par les ankaramites en petites coulées coiffant de façon uniforme le bouclier primitif. Après une période de repos où l'érosion agit principalement dans le Sud-Ouest de l'île, de grandes coulées riches en olivine et pyroxène en nodules, empruntent les paléovallées terminant ainsi le cycle des Séries anciennes. La stratigraphie sera donc la suivante (fig. 71).



La présence d'un système de fractures en étoile N 70 - N 130 - N 10 - N 150 laisse supposer l'existence d'un volcan central dans les régions du Piton du Milieu. Ce cône central serait matérialisé par l'accumulation des tufs de Montagne La Terre.

Mise en place des coulées de basalte aphyrique et d'ankaramite (6,2 à 5,4 Ma).

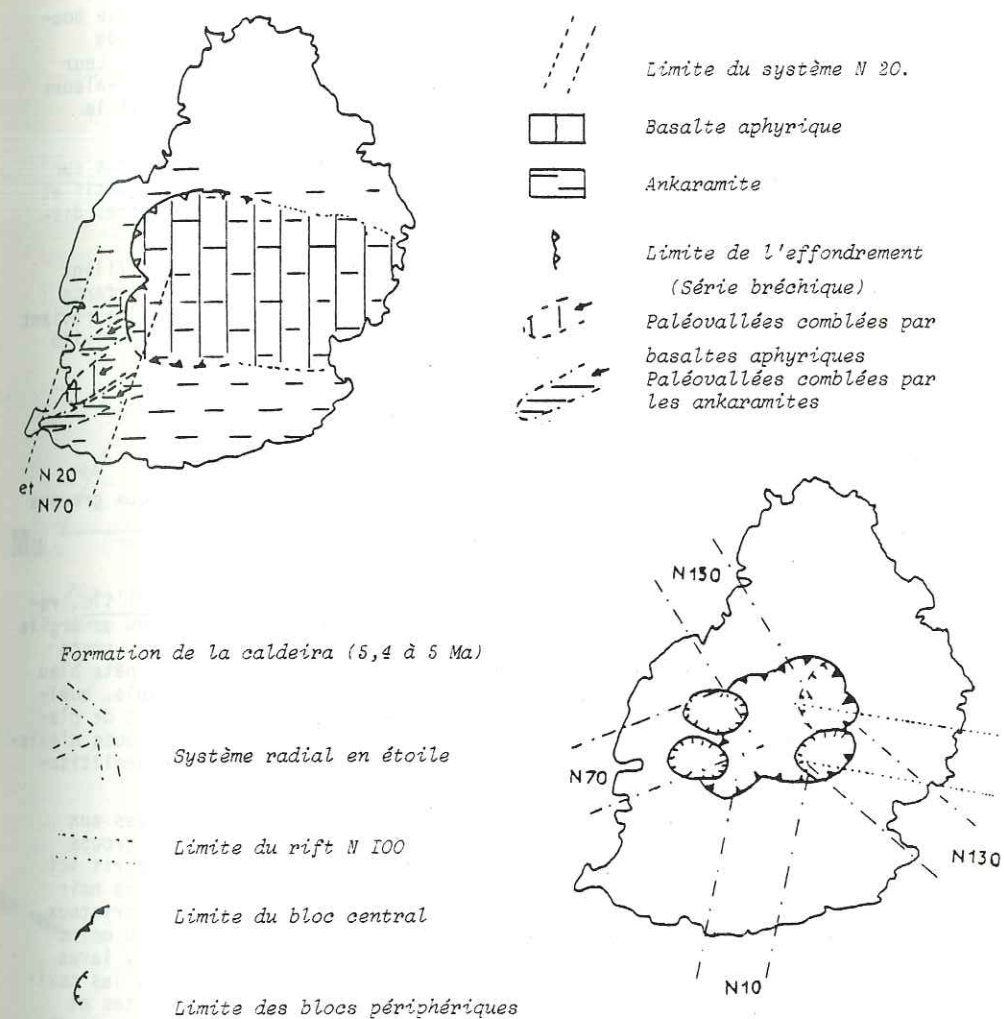


Fig. 72: Résumé des deux épisodes principaux édifiant le dôme primitif. (Période de la Série ancienne)

Une caldeira complexe de 20 km de diamètre, polylobée, couronne ce bouclier. Elle est issue de l'effondrement d'un bloc central d'un rejet de 600 m, bordé par des affaissements périphériques au nombre de quatre. Leur rejet par rapport au bloc central varie entre 100 à 200 m (fig. 72), valeurs mises en évidence par sondages car les hawaïites récentes ont nivelé la topographie sous-jacente.

Un rift N 100 existe dans la région du cratère central et se calque sur la position du rift des Séries bréchiques. Il reste cependant moins actif et se matérialise par des faisceaux de dykes de 100 à 300 m de large, très dispersés (fig. 71).

Les accidents N 20 et N 70, matérialisés par des dykes qui s'effilent ou s'arrêtent à tous les niveaux des Séries anciennes sont plus importants en taille et en nombre que dans la Série bréchiq. Le calme revient vers 5.2. M a. et le bouclier s'érode avant une nouvelle reprise d'activité du rift (5 M a.) génératrice des grands dômes de l'île.

F. PETROGRAPHIE DES SÉRIES ANCIENNES (Fig. 74)

F.1. LES LAVES

Malgré leur important volume, elles ne sont formées que par deux groupes pétrographiques distincts.

a) Aspect macroscopique

Les basaltes aphyriques : c'est le type le plus courant de l'île, représenté dans tous les massifs. L'altération transforme ces basaltes en argile riche en boules métriques saines mais la majeure partie de ces laves reste saine. Sous une couche millimétrique oxydée, la roche possède une pâte bleue noire à structure microlithique aphanitique et une matrice fine. Seuls, quelques cristaux d'olivine, de pyroxène et des baguettes millimétriques de plagioclases apparaissent sporadiquement dans la pâte. La variété bulleuse n'existe pas dans ce groupe : la lave reste compacte et aucune trace de zéolitisation est visible.

Les ankaramites : bien que le passage des basaltes aphyriques aux ankaramites soit souligné par des coulées de basalte à olivine, ce groupe est trop peu représentatif par rapport aux deux autres pour être décrit ici (cf. § C). De structure microlithique, ce mélabasalte de couleur gris noir à patine rousse se caractérise par l'abondance et la diversité des cristaux de pyroxènes (1 mm à 1 cm) toujours sains, d'olivines (5 mm) plus ou moins oxydées et de plagioclases à l'état de baguettes millimétriques. Ces laves sont plus ou moins bulleuses et la minéralisation se concentre dans les cavités. Dans la plupart des cas, il s'agit de chlorite, de rares zéolites et d'épidote. Dans la partie sommitale du bouclier primitif, les coulées d'ankaramites s'épaissent et l'on peut observer des phénomènes cumulatifs. Ainsi, au Mont Brabant, des cristaux de 2 cm, des nodules d'olivines et de pyroxènes de 10 cm de diamètre sont repérés. Les plagioclases sont alors mieux représentés (7 à 8 mm). Ce groupe pétrographique est tellement homogène que même les scories gardent les caractères des coulées.

b) Microscopie

Basalte aphyrique. Les laves de ce groupe possèdent une matrice riche en microlithes de plagioclases. La mésostase vitreuse est bien représentée. Les phénocristaux sont inexistantes mais quelques traces d'olivines altérées et de pyroxènes sont repérées. Il n'y a pas de plagioclases visibles ce qui les différencie des mugéarites de la Série bréchiq.

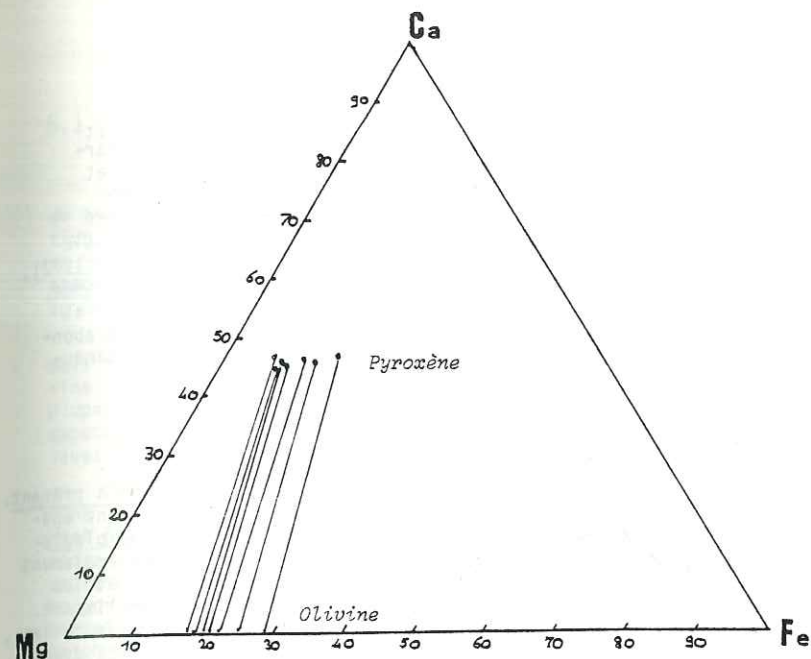


Fig. 73: Diagramme Ca-Fe-Mg. Coexistence de l'olivine et des pyroxènes dans la Série ancienne. (Baxter 1972)

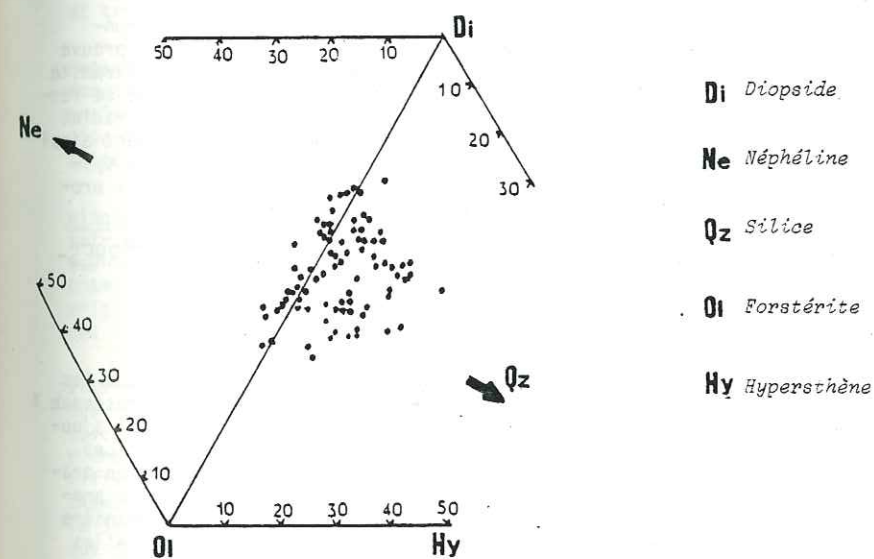


Fig. 74: Projection normative des compositions de la Série ancienne depuis le plagioclase sur les plans Ne-Di-Ol et Di-Ol-Qz. (Baxter 1972)

Ankaramites. Les cristaux sont abondants et la phase principale est représentée par les olivines appartenant à deux générations : l'une appartient au magma cristallisé dans les laves saines, l'autre est héritée et montre des cristaux altérés à lamelles qui, d'après Baxter (1972), proviennent de la désagrégation des dunites. Les phénocristaux de pyroxènes sont généralement sains et zonés. Il s'agit souvent de diopsides vert pâle et d'augites brunes entourées de bandes de titanaugite. D'après Baxter (1972), les deux phases (olivine-pyroxène) cristallisent en équilibre. Le diagramme Ca Fe (tot)-Mg montre les relations entre les compositions des olivines et des pyroxènes (fig. 73). Le plagioclase est rare en phénocristaux mais abondant dans la matrice constituée également d'augite, d'olivine et de titanaugite.

F.2. PÉTROGRAPHIE DU SYSTÈME RADIAL

Ce système, représenté par un ensemble de dykes et fractures N 70 - N 150 - N 130 - N 10, contient tous les types de roches décrits jusqu'à présent. Le groupe dominant est celui des basaltes aphyriques mais se rencontrent également : les ankaramites à phénocristaux d'olivine, de pyroxène et de plagioclase, les mélabasalts riches en pyroxène et pauvres en olivine et également des dykes vitreux. L'altération d'ensemble est toujours très poussée et les minéraux les plus courants tapissent les parois des bulles ou les emplissent. Sont visibles : la chlorite qui colore la matrice en vert ou emplit les bulles, des zéolites parfois bien cristallisées, de l'épidote surtout dans les dykes d'ankaramites.

Microscopiquement, les groupes pétrographiques précités se retrouvent et l'on peut préciser les minéraux de l'altération. On peut noter deux faits : (1) la chloritisation des minéraux ferromagnésiens ; (2) l'altération des verres en oxychlorites et zéolites donnant aux roches leur couleur beige ou vert clair qui sont l'indice d'une transformation des paragenèses magmatiques par des fluides hydrothermaux le long des fissures et des filons. Cette altération hydrothermale correspond à un faciès à chlorite-zéolite, semblable à celui décrit dans le rift (cf. Chapitre III).

Ces fluides qui viennent percoler les coulées magmatiques en empruntant le système radial sont sans doute engendrés par le rift comme le prouve la similitude du faciès d'altération. De plus, au sein des dykes d'ankaramite et de basalte aphyrique, des dykes de basalte à olivine ou de dolérite se rencontrent. La présence de ceux-ci montre l'étroite relation du système radial avec le rift (seul générateur des dolérites ; cf. Chapitre I) confirmant ainsi l'existence d'une relation entre ces deux systèmes (rift d'une part et système radial de l'autre). L'altération hydrothermale sera donc semblable provenant de la même source (cf. Chapitre III).

G. GEOCHIMIE DES SÉRIES BRÉCHIQUES ET LAVIQUES ANCIENNES CORRESPONDANT À LA PREMIÈRE PHASE D'ACTIVITÉ

G.1. INTRODUCTION

Quatorze échantillons de lave de la Série bréchique prélevés à tous les niveaux du bouclier primitif et deux dykes, ont été analysés par fluorescence X (Analyste F. Keller, 1981, cf. Tableau annexe I). À ces analyses furent ajoutées quatre analyses de mugéarites aphyriques tirées de Baxter (1972). Les Séries anciennes (basaltes aphyriques et ankaramites) ayant été très bien analysées par Baxter (1972), seule une analyse nouvelle a été faite. Seize analyses de basaltes aphyriques et deux d'ankaramites ont été choisies de manière à avoir un échantillonnage complet de tous les massifs de l'île, auxquelles il faut ajouter cinq analyses de trachytes (dômes). Cet éventail d'analyses permet une comparaison entre les deux séries : ancienne et bréchique.

G.1. CARACTÉRISATION DES TYPES DE ROCHES DANS LE DIAGRAMME R1-R2 DE H. DE LA ROCHE (1980) (FIG. 75)

Devant la difficulté d'emploi du diagramme de Streikesen (1971) à cause du problème de l'albite, la classification utilisée est basée sur l'utilisation des paramètres R1-R2 de De La Roche (1980). La plupart des échantillons se regroupent dans le domaine des basaltes à olivine et en particulier l'ensemble des laves de la Série ancienne. Le basalte aphyrique du Pouce (Analyse Ge 6) notamment est groupé avec les laves analysées par Baxter (1972).

Pour la Série bréchique les points représentatifs sont plus dispersés mais l'ensemble des roches se situe bien dans le champ des basaltes à olivine ; les océanites se regroupant dans celui des basaltes picritiques. La plupart de ces distinctions ont déjà été introduites pétrographiquement, cependant le diagramme permet de mieux définir l'appartenance de certaines laves à tel ou tel groupe (en particulier les mugéarites).

Les laves du Grand Malabar par exemple (Ge 2 annexe I) se situent dans le champ des lati-basaltes et tendent donc vers les mugéarites. Le Mont Beauchamp (BP 2 annexe I) reste dans le champ des basaltes à olivine alors que, aussi bien minéralogiquement que normativement, aucun péridot n'est représenté. Il est probable que l'altération en détruisant les assemblages polycristallins est responsable de variations qui faussent les valeurs et ne permettent pas une bonne classification. Cette lave aurait dû se situer dans le champ des lati-basaltes ou dans celui des mugéarites.

G.3. CARACTÉRISATION DES BASALTES (DIAGRAMME DE PEARCE 1976)

Ce diagramme (fig. 76) ne concerne que les basaltes à olivine et les basaltes picritiques décrits précédemment. Avec ce type de diagramme, utilisant les fonctions discriminantes, il est possible, à partir d'analyses d'éléments majeurs des basaltes, de visualiser six types de magmas définis par leur environnement tectonique.

Vingt six analyses de laves de l'île Maurice (treize de Série ancienne et treize de Série bréchique) ont été utilisées (cf. Annexe).

Dans le diagramme F1/F2, les basaltes intraplaques (continentaux et océaniques) sont nettement différenciés des basaltes de rides et d'arcs : la fonction F1 discrimine les basaltes intraplaques pauvres en SiO₂ et riches en TiO₂, des basaltes d'arcs pauvres en TiO₂ et riches en SiO₂. La fonction F2 discrimine les basaltes de rides riches en MgO et pauvres en K₂O des basaltes d'arcs riches en K₂O et pauvres en MgO.

Les laves de l'île Maurice se situent dans le champ des basaltes intraplaques, mais on remarque que ces basaltes ont une nette tendance à s'appauvrir en K₂O et à s'enrichir en MgO (tendance vers les océanites) si bien que le basalte du Priest Peak (point cerclé, fig. 76) se retrouve dans le champ des basaltes de fond océanique. On peut considérer que ce basalte a une origine plus profonde et qu'il est moins différencié que les autres basaltes des Séries bréchiques.

Dans le diagramme F2/F3, la fonction F3 sépare les basaltes riches en alumine (champ 3) des tholéiites d'arcs (champ 4). Les points représentatifs des laves de l'île Maurice ne présentent aucune affinité avec les basaltes calco-alcalins. Ils passent d'une source peu différenciée vers des faciès plus riches en K₂O. Comme sur le diagramme F1/F2, on suit donc une tendance à la différenciation à partir d'une souche basaltique peu différenciée (points du champ 1). Cependant, cette tendance est différente entre les deux séries : la Série ancienne se groupant en un nuage de point alors que la Série bréchique se disperse sur l'ensemble du domaine.

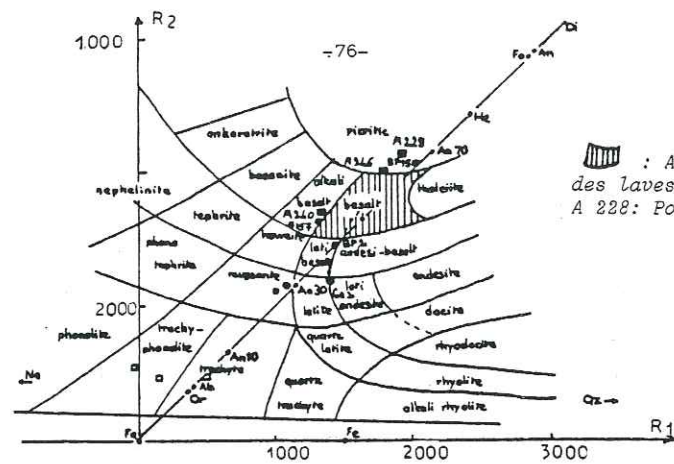


Fig. 75: Diagramme de De La Roche.

$$R1 = 4 Si - 11 (Na+K) - 2 (Fe+Ti)$$

$$R2 = 6 Ca + 2 Mg + Al$$

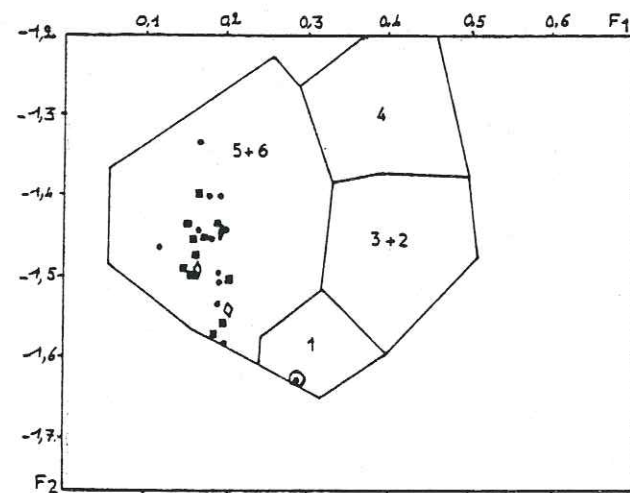
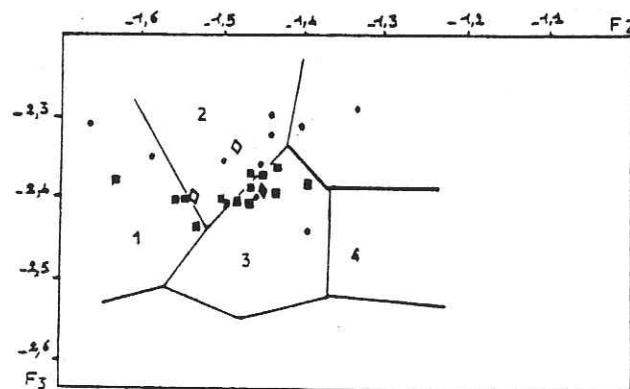


Fig. 76: Diagramme de Pearce (1976).

- OFB 1: Basaltes des for océaniques
- LKT 2: Tholéites d'arc
- CAB 3: Basaltes calco-alcalins
- SHO 4: Shoshonites
- OIB 5: Basaltes des îles océaniques
- CON 6: Basaltes contin

⊙ Océanites du Pries

Voir légende Fig.



3.4. VARIATION DES ÉLÉMENTS MAJEURS EN FONCTION DU D.I. (THORNTON ET TUTTLE 1960) (FIG. 77 A' ET B).

Les coupures utilisées sont celles de Maury et al., (1980). L'évolution est très nette pour les deux séries :

a) Pour la Série bréchique (fig. 77a) : le DI passe de 13 à 57 au cours de la différenciation depuis le basalte sub-alcalin à olivine jusqu'aux mugéarites. Les variations des éléments majeurs sont bien mises en évidence et la tendance à la différenciation se traduit par : un enrichissement net en Al_2O_3 , Na_2O et K_2O et plus faible en SiO_2 ; un appauvrissement faible en FeO , plus important en MgO et CaO pour les basaltes et les hawaïites tendant à s'affaiblir au niveau des mugéarites ; une constance en TiO_2 remarquable pour les basaltes et les hawaïites. Cette valeur ne tend à chûter qu'au niveau des mugéarites (D.I. > 50).

b) La Série ancienne (fig. 77b) montre une tendance à la différenciation se caractérisant par : un étalement plus ou moins invariant de SiO_2 et du FeO entre DI : 18 et 36 ; un fort accroissement de Al_2O_3 , Na_2O et K_2O ainsi que de TiO_2 ; un appauvrissement net en MgO et CaO .

Il est intéressant de noter l'absence totale des laves mugéaritiques et benmoreïtiques ; seuls sont présentes les trachytes très différenciées. Cette lacune s'explique par la rétention dans une chambre magmatique d'un magma qui se différencie au cours d'une période de calme éruptif suffisamment longue. La faible tendance à la différenciation des basaltes de la Série ancienne s'explique par leur rapidité d'émission (environ 0,7 M a) par rapport aux 3,5 M a. au cours desquels a été émise la lignée différenciée de la Série bréchique.

G.5. DIAGENÈSE DE KUNO ET AL. (1957) - $FeO-Si-SiO_2-S.I.$ ET $TiO_2-S.I.$ (FIG. 78)

S.I. : l'indice de solidification permet d'évaluer le degré de différenciation au cours de l'évolution d'une lignée magmatique. Il est constamment décroissant au cours de la différenciation par cristallisation fractionnée. Les résultats obtenus sont semblables à ceux du diagramme D.I. et permettent de séparer les deux Séries (bréchique et ancienne). SiO_2 est corrélée positivement avec S.I. Cependant, les points des deux séries sont trop dispersés pour tracer une courbe précise. Les comportements de TiO_2 et FeO en fonction du S.I. sont très différents selon les deux séries.

a) La Série bréchique

La corrélation $TiO_2-S.I.$ est faiblement positive jusqu'à S.I. : 30 puis négative. FeO est corrélé négativement à partir de S.I. 30 mais est constant au début de la différenciation. Cependant la forte dispersion des points ne permet pas de préciser cette valeur. Donc l'évolution magmatique des Séries bréchiques se traduit par une augmentation faible puis un chute du TiO_2 alors que la teneur en FeO est constante en début de différenciation puis décroît rapidement.

b) La Série ancienne

TiO_2 est corrélé positivement avec le S.I. La corrélation $FeO-S.I.$ est constante au début puis positive à partir de S.I. = 35. L'évolution magmatique de la Série ancienne se traduit donc par une augmentation nette du TiO_2 concomitante à une teneur en FeO qui est sensiblement constante au début de la différenciation puis qui augmente rapidement.

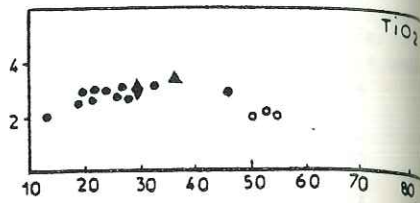
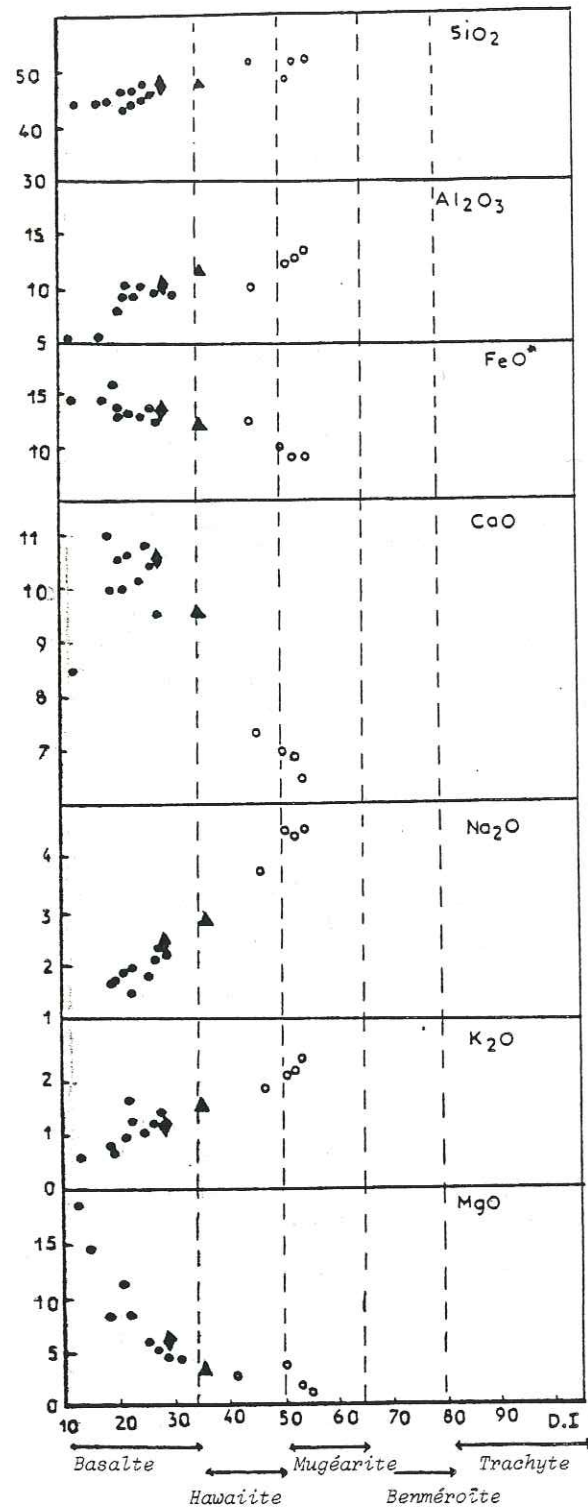


Fig. 77a: Diagramme D.I/ Eléments majeurs (% poids) pour la Série bréchique.

D.I = Ne + Lc + Or + Ab + An (normatifs)

LEGENDE:

- Basalte à olivine
- ▲ Latibasalte
- Mugéarite
- Basalte aphyrique
- ◆ Dyke de la Série bréchique (Dolérite Ge 15)
- ◇ Dyke de la Série ancienne (Basalte aphyrique Ge 14 et Ge 16)

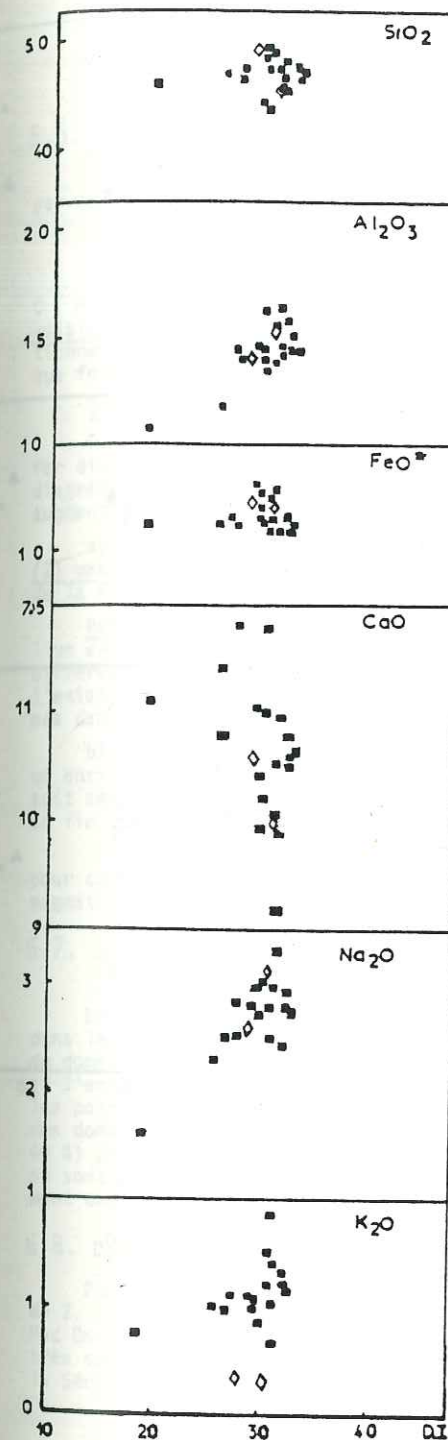


Fig. 77b: Diagramme D.I/ Eléments majeurs (pourcentage poids) pour la Série ancienne.
D.I = Ne + Lc + Or + Ab + An (normatifs)

Voir légende Fig. 77.

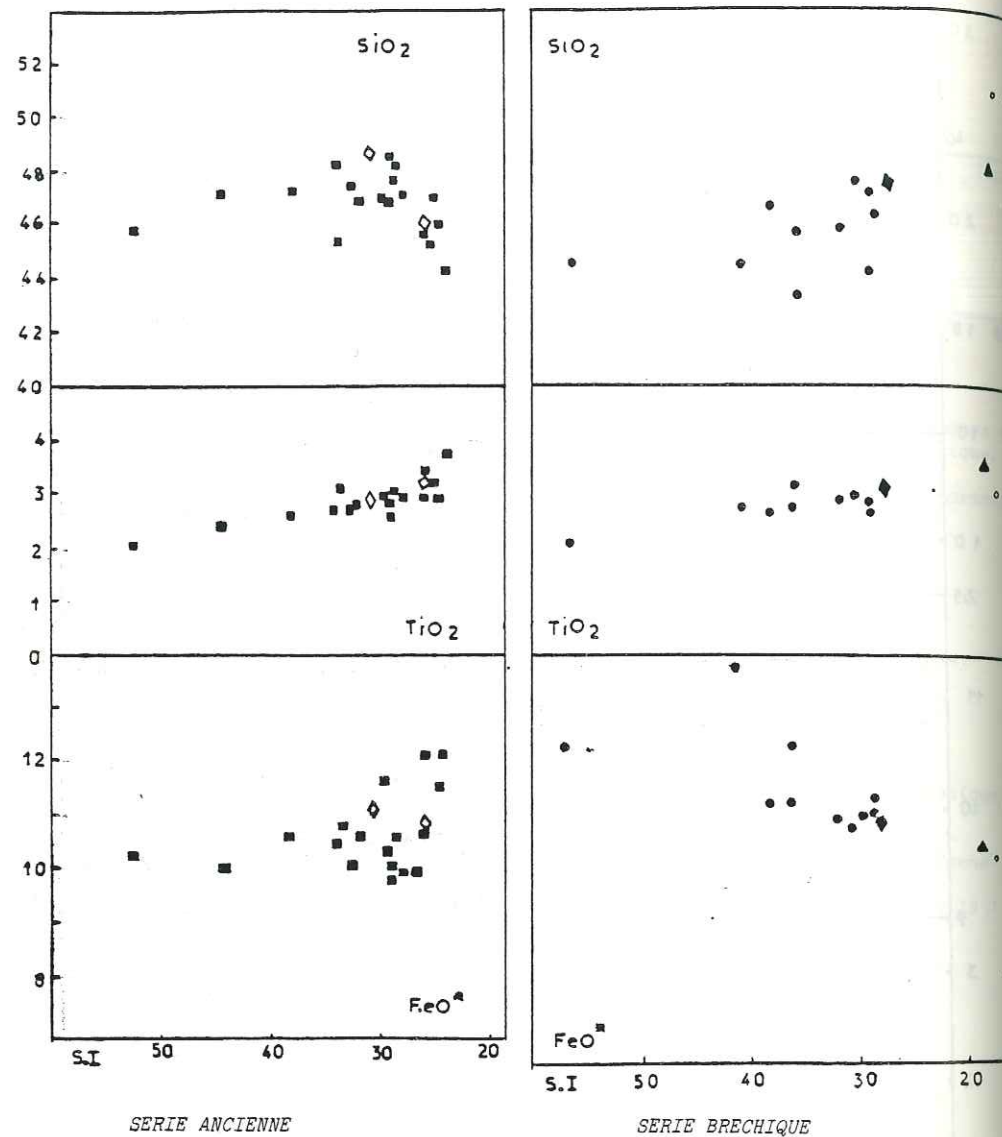


Fig. 78: Diagramme $SiO_2/S.I.$, $TiO_2/S.I.$, $FeO/S.I.$. (Kuno et al. 1957)

$$S.I. : \text{Indice de solidification} = \frac{MgO}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O} \times 100.$$

Voir légende Fig. 77.

5.6. DIAGRAMME DE MYASHIRO (1974)

Vingt analyses de laves de Réunion portant sur les océanites émises par le rift (Laux 1974) permettant d'établir les relations avec Maurice.

Diagramme TiO_2/FMG pour les termes basiques (fig. 79)

TiO_2 est corrélé positivement avec FMG dans les trois diagrammes A, B, C (Maurice et Réunion), ce qui indiquerait dans chaque cas des liquides voisins d'une source originelle et qui se traduit dans ce cas par le fonctionnement d'un rift océanique. En effet, la ligne évolutive se rapproche chaque fois de celle des tholéïtes abyssales.

Diagramme FeO/FMG pour les termes basiques (fig. 79)

Dans les diagrammes A et B (Réunion et Série bréchique de Maurice), le fer diminue en fonction de FMG (corrélation négative); par contre, dans le diagramme C (Série ancienne) le fer constant au départ, montre ensuite une augmentation régulière en fonction de FMG (corrélation positive)

a) La Série bréchique de Maurice présente: (1) un enrichissement en TiO_2 , (2) une diminution en fer, deux évolutions qui sont identiques à celles des de la Réunion directement liées au fonctionnement du rift.

Remarque: la Série bréchique présente cependant deux groupes de points: l'un en début d'évolution, non différencié (dolérites) lié au rift; l'autre différencié tend vers les mugéarites et laisse présager, en fin d'activité, l'existence d'une chambre magmatique; les analyses de ces points n'entrant pas dans le schéma classique de la Série bréchique.

b) La Série ancienne a une évolution différente et présente à la fois un enrichissement en fer et en titane. Bien que le comportement du titane soit semblable à celui de la Série bréchique celui du fer tend à se rapprocher, en fin d'évolution de celui des basaltes alcalins continentaux.

De telles caractéristiques pourraient supposer une double origine pour cette série: l'une directement liée au rift, l'autre liée à une chambre magmatique, sans doute en relation avec ce rift.

6.7. COMPORTEMENT DES ALCALINS. DIAGRAMME Na_2O+K_2O/SiO_2 KUNO 1959 (FIG. 80)

La majorité des points des deux Séries (bréchique et ancienne) est située dans le domaine alcalin. Un dyke (Ge 16) de la Série ancienne se rapproche du domaine tholéïtique et confirme son appartenance au rift. Cependant, si l'ensemble des points de la Série ancienne sont tous typiquement alcalins, les points représentatifs de la Série bréchique sont proches de la limite des domaines alcalins et tholéïtiques. L'étalement des valeurs de SiO_2 (43 à 49%) pour une faible valeur de K_2O (voisines de 1%) montre que les séries ne sont que très peu potassiques, sauf les mugéarites qui démarquent nettement des autres laves (fig. 81).

6.8. DANS LE DIAGRAMME Na_2O/K_2O (FIG. 82)

Pour les Séries bréchique et ancienne, le rapport Na_2O/K_2O est voisin de 2. Il est comparable à celui des séries alcalines océaniques défini par Mac Donald et Katsura (1964). Les séries volcaniques de Maurice sont donc très sodiques. Cependant, si la Série ancienne a un rapport supérieur à 2, la Série bréchique se situe entre 1 et 2.

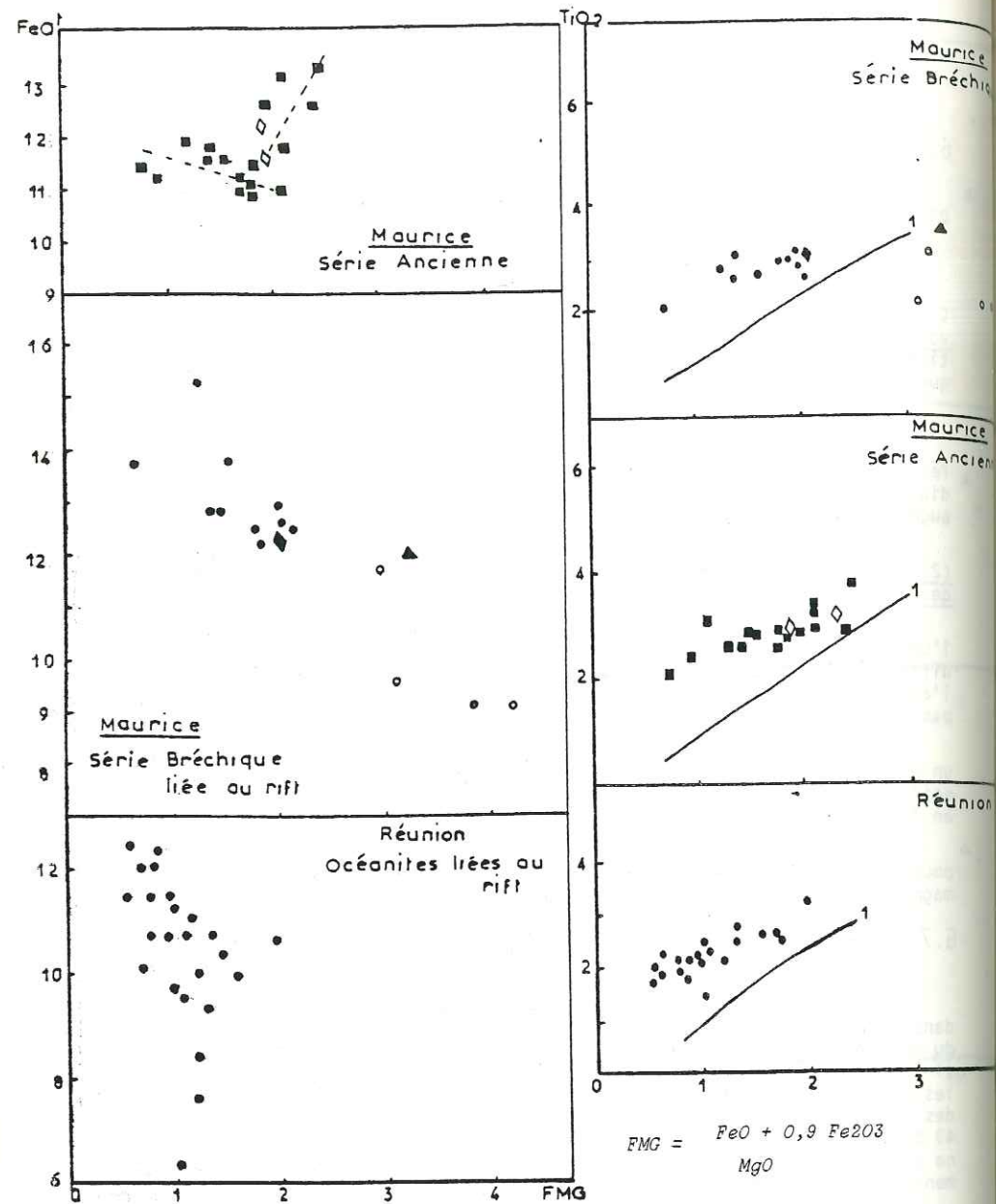


Fig. 79: Diagramme de Miyashiro (1974) pour les océanites de La Réunion (liées au rift) et pour la Série bréchique et la Série ancienne de l'île Maurice.

I: lignée des tholéites abyssales (Miyashiro 1974).

Voir légende Fig. 77.

$$FMG = \frac{FeO + 0,9 Fe_2O_3}{MgO}$$

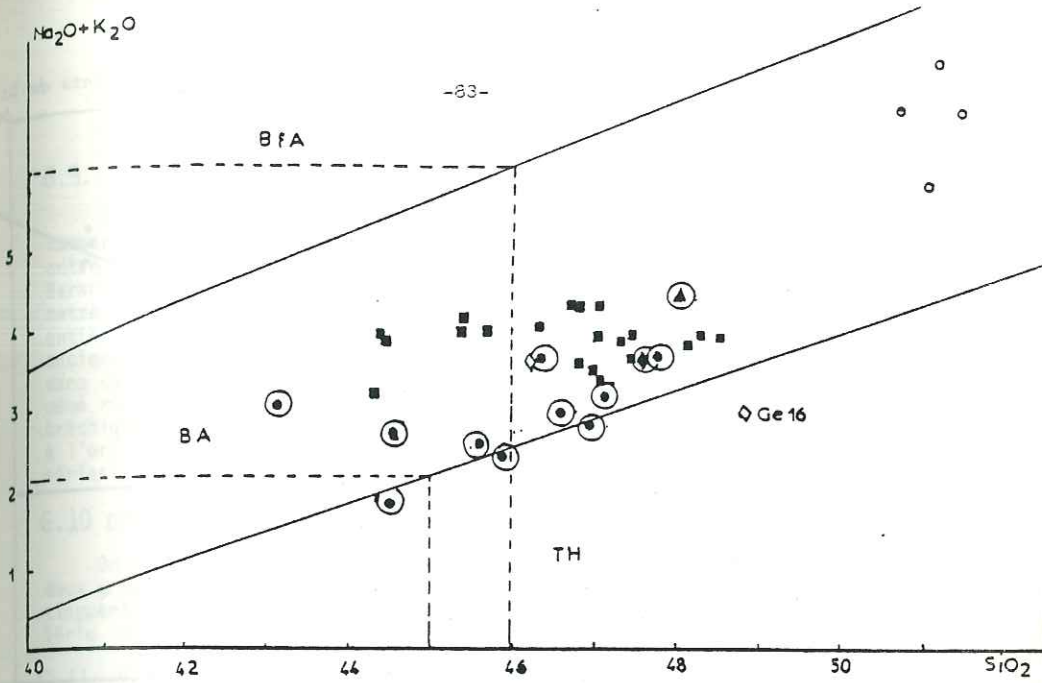


Fig. 80: Diagramme alcalins / SiO₂ (% poids).

TH: Domaine des lignées tholéitiques.
 BA: Domaine des lignées faiblement alcalines.
 BfA: Domaine des lignées fortement alcalines.

Voir légende Fig. 77.

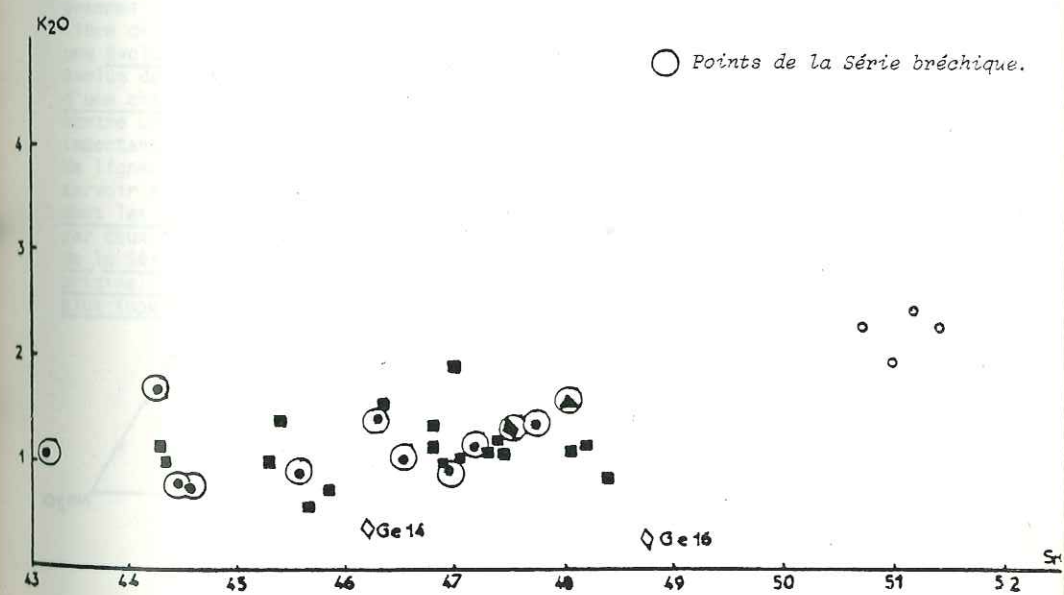


Fig. 81: Diagramme K₂O / SiO₂.

Voir légende Fig. 77.

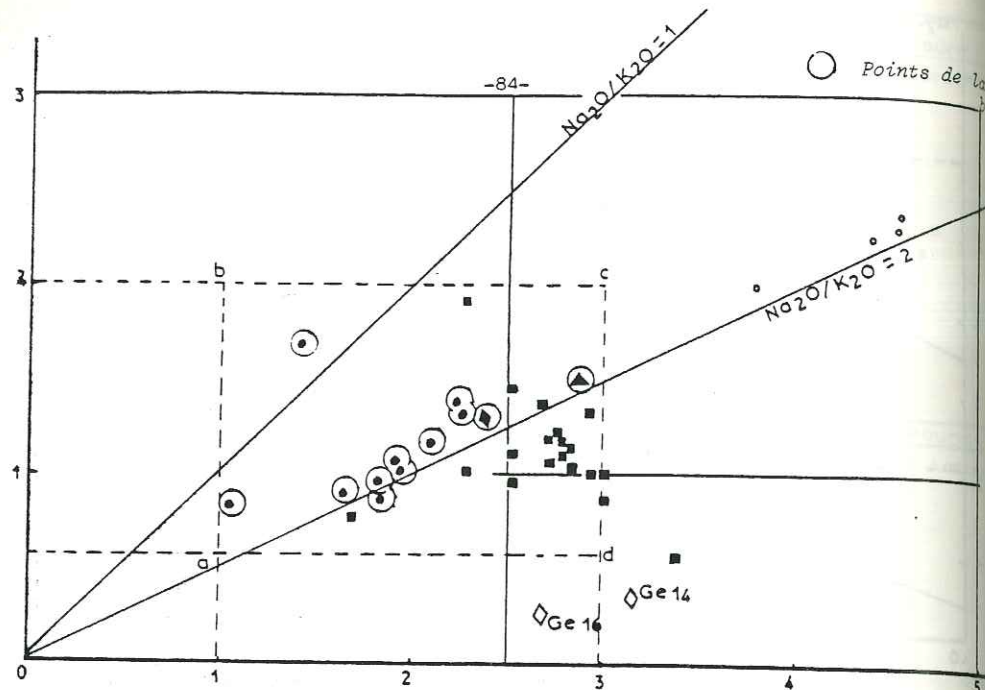
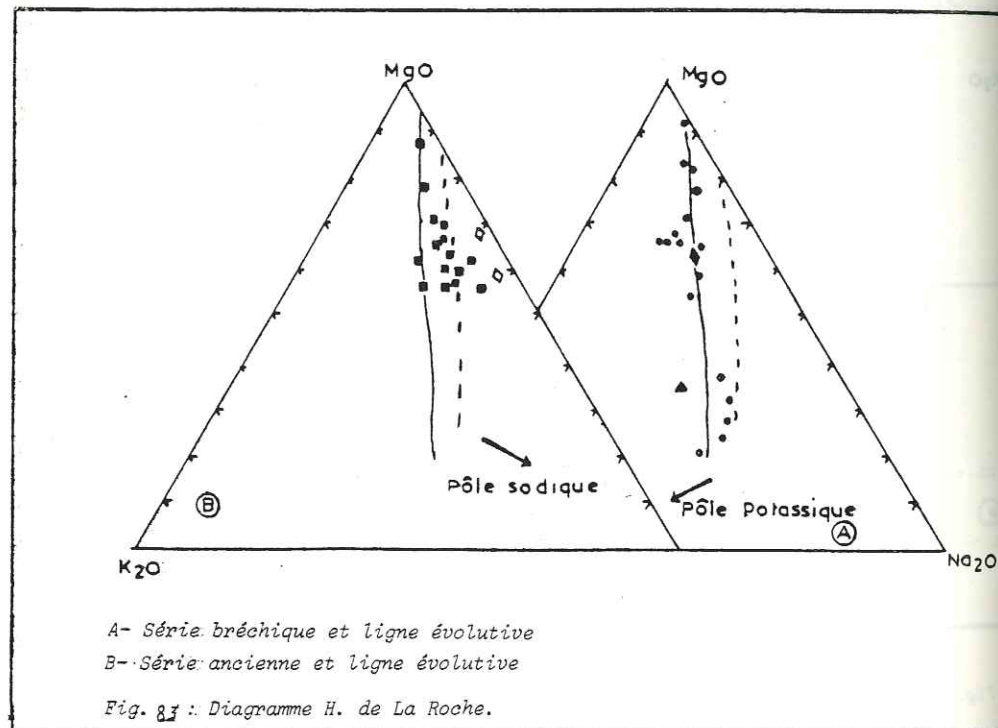


Fig. 82: Diagramme K_2O/Na_2O . (d'après Maury 1980 sur la chaîne des Puys)
abcd: champ des séries alcalines océaniques (Mac Donald et Katsura 1964)



G.9. DANS LE DIAGRAMME AN-AB'-OR (FIG. 84A)

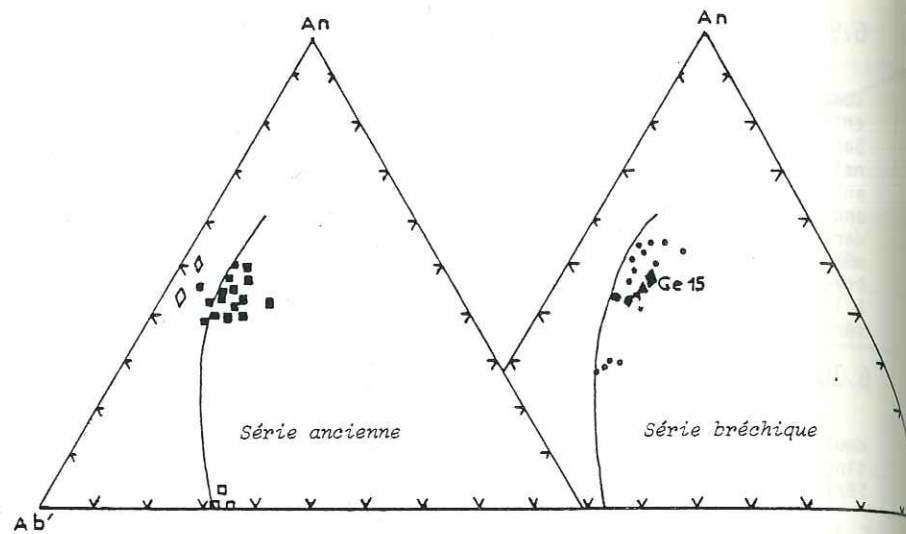
Ce diagramme complète le précédent et permet, ainsi de comparer le comportement des deux Séries, bréchique et ancienne. La courbe de séparation entre les domaines potassique et sodique océaniques est celle d'Irvine et Baragar (1971), (fig. 84b). Les différences entre les deux séries sont très nettes sur ce diagramme. En effet, les laves de la Série bréchique se situent entièrement dans le domaine alcalin potassique alors que celles de la Série ancienne chevauchent la courbe de séparation des deux domaines et tombent dans celui des laves à tendance sodique. Les dykes montrent exactement la même répartition : le dyke doléritique (Ge 15), un des générateurs de coulées bréchiques, se situe dans le domaine potassique alors que (Ge 14) et (Ge 16) à l'origine des coulées de basalte aphyrique, se situent dans le champ des séries à tendance sodique.

G.10 DIAGRAMME $MgO-K_2O-NA_2O$ (H. DE LA ROCHE 1975)

On constate un appauvrissement progressif des teneurs en MgO dans les deux groupes de laves bréchique et ancienne, cependant deux lignées se distinguent : la Série bréchique tendant vers le pôle potassique alors que la Série ancienne reste constamment plus sodique (fig. 83).

G.11. CONCLUSION

Les deux Séries, bréchique et ancienne, appartenant toutes les deux au domaine alcalin présentent deux lignées différentes : une lignée sodi-potassique (Série ancienne) et une lignée potassique (Série bréchique). Le type magmatique défini d'après le diagramme de Pearce (1976) est celui des basaltes d'îles océaniques bien que certaines laves de la Série bréchique tombent dans le champ des basaltes des fonds océaniques et proviennent vraisemblablement d'une source mantellique non contaminée. Les différents types de diagrammes de différenciation utilisés montrent que la lignée en majorité régulière de la Série bréchique peut se comparer à celle de la Réunion et montre une évolution proche des lignées basaltiques originelles ; que cette lignée évolue de façon irrégulière en fin d'activité laissant supposer la fixation d'une chambre magmatique ; que la lignée irrégulière de la Série ancienne montre une évolution semblable à la précédente avec deux sources : l'une, peu importante, alimentant les dykes d'origine profonde, l'autre, se rapprochant de lignées de différenciation des basaltes continentaux provient d'un réservoir magmatique plus superficiel. Ces caractéristiques laissent supposer dans les deux cas, la contamination des liquides des réservoirs magmatiques par ceux issus d'une source originelle profonde. La forte contamination de la Série bréchique laisse prévoir une position proche de ces sources originelles mantelliques ; par contre le réservoir de la Série ancienne est plus superficiel et éloigné de la source originelle (faible contamination).



$Ab' = Ab + 5/3 Ne$

Fig. 84a: Diagramme Or-An-Ab' (normatifs)

Même légende que la Fig. 77.

Fig. 84b: Exemples de séries potassiques et sodiques mondiales.

(D'après Irvine et Baragar 1971).

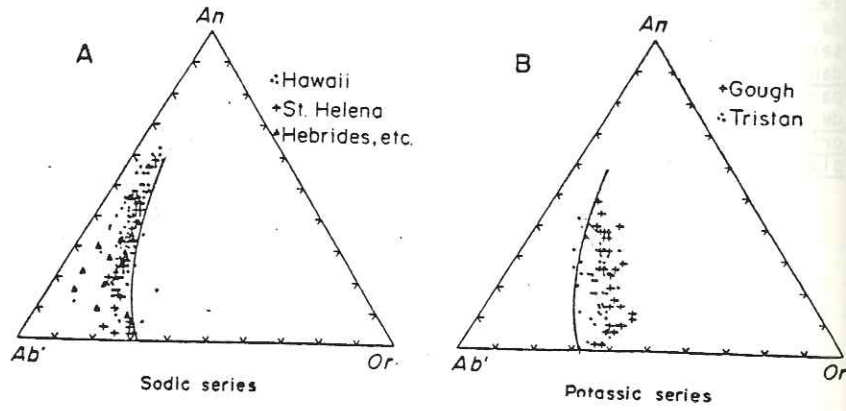
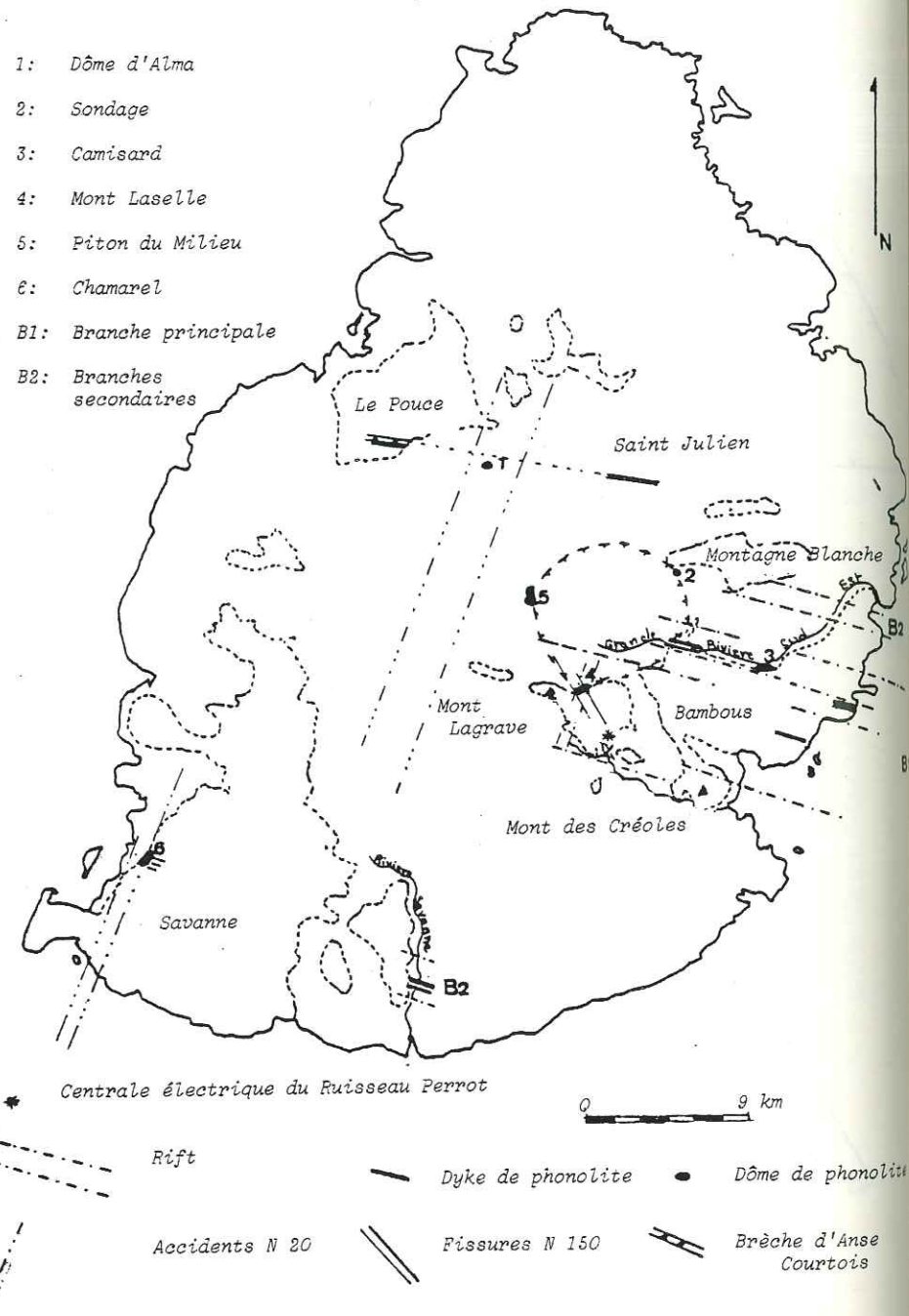


Fig. 85: Position du rift et des dômes.
Contexte tectonique des dômes.



CHAPITRE III

LE RIFT N 100 - STRUCTURE ET PETROGRAPHIE
SON ROLE DANS LA MISE EN PLACE DES PHONOLITES

A - INTRODUCTION

Après l'étude des Séries bréchique et ancienne, il convient maintenant d'entreprendre de façon plus précise celle des dykes du rift N 100 qui régissent, durant cette période, la mise en place des coulées. Ce rift se situe dans la partie Est de l'île et se surimpose exactement au Massif Bambous, mais il existe d'autres branches beaucoup moins importantes (fig. 85) : La branche principale s'étend depuis la Grande rivière Sud-Est jusqu'aux Monts des Créoles au Sud soit sur 7 km de largeur. Ils s'étire, pour la partie visible depuis le Mont Lagrave où il s'envoie sous les Séries récentes jusqu'à l'océan soit sur 18 à 20 km de longueur. Les branches secondaires sont au nombre de deux : (1) au Nord, elle se calque sur la bordure de Montagne Blanche ou elle se résume à 500 m de dykes altérés. (2) au Sud, est mise à jour par la rivière Savanne et s'étend sur 1 Km de large. Elle se dispose en faisceaux de 30 m d'épaisseur regroupant une vingtaine de dykes.

Au point de vue morphologique les dykes de la branche centrale se présentent sous forme de collines, de buttes et d'ondulations rocheuses de faible altitude dont l'alignement général est N 100. Cette disposition est bien visible sur les photos aériennes (photo g5. planche 108).

B - DESCRIPTION ET MISE EN PLACE DES DYKES

B.1. DESCRIPTION

La description des dykes est faite sur des observations concernant la branche centrale; les dykes des branches secondaires étant rattachés à des modèles décrits dans celle-ci. En dehors de toute considération pétrographique, on distingue six types de dykes.

B.1.1. LES DYKES ONDULEUX DE BASALTE DOLERITIQUE (Type I)

Ce sont des dykes fins, 20 à 50 cm d'épaisseur, ondulés aux bordures figées bien visible formés de basalte doléritique. L'orientation générale est N 100 avec des ondulations à N 70 et leur agencement est très complexe. En effet, ces dykes s'effilent et se pincet dans leur partie haute et leur longueur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres sur un même affleurement (fig. 86).

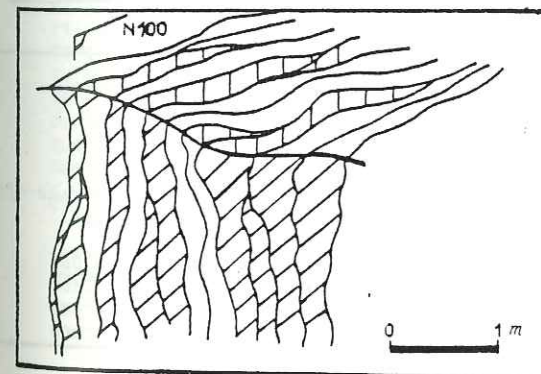


Fig. 86: Agencement des dykes N 100
Schéma de la butte située à l'Ouest
du Val (Massif Bambou).

Trois trajets sont observables (fig. 87). Sa forme arquée (a) est la plus courante et concerne les dykes recourbés en sills et pentés d'environ 30° (au maximum) vers l'Ouest. Les formes verticales (b) et en escalier (c) sont plus rares et ne sont visibles que dans des coupes importantes (rivière Savanne et Grande rivière Sud-Est).

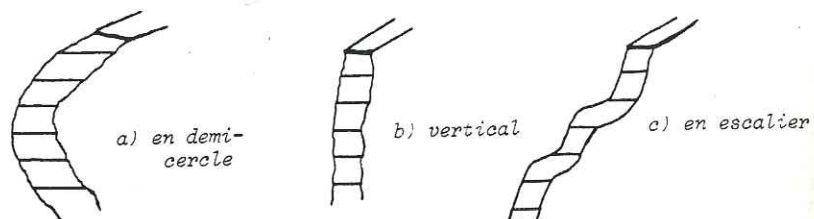


Fig. 87: Les différents trajets des dykes onduleux.

Ils affleurent de façon très sporadique dans les champs de cannes à sucre où il est souvent difficile de les repérer malgré leur disposition en petites buttes ravinées. En fait, les eaux de ruissellement, guidées par les bordures figées des dykes, les modèlent en bosses et en creux leur conférant un aspect très remarquable. Ces intrusions, nombreuses dans les environs de Saint-Hubert et du Val, sont aussi visibles en rive droite et gauche de la rivière Champagne (carte h.-t.) et se retrouvent à Ferney soit à quelques centaines de mètres de la mer, plus au Nord à Pointe aux Roches (carte h.-t.), un affleurement de ce type disparaît dans l'océan. L'altération superficielle très intense dans cette partie de l'île leur donne une patine grisâtre, les brise en petits éléments arrondis de quelques centimètres de diamètre formant un sol caillouteux jamais rencontré dans la décomposition des laves.

Dans les environs du Val, dans le parc à cerfs en rive droite du ruisseau Perrot (carte h.-t.) tous les stades d'une altération se rencontrent (fig. 88): A la base (cote 200 m) les dykes sains apparaissent avec leur aspect raviné (lit du ruisseau Perrot) surmontés par des zones fragilisées qui se débitent en blocs cubiques de grosses tailles. Vers le haut (cote 260 m) la taille des éléments diminue jusqu'à une disparition complète (col de la crête de Cent-Gaulette) (cart h.-t.).

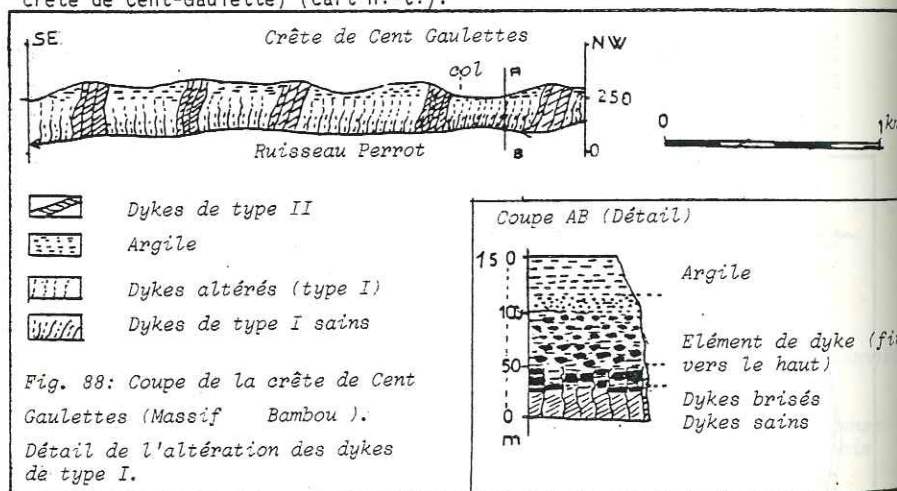


Fig. 88: Coupe de la crête de Cent Gaulettes (Massif Bambou).
Détail de l'altération des dykes de type I.

Ces dykes se retrouvent sous la Montagne Blanche. Stratigraphiquement ils appartiennent bien au même type mais leur faible exposition et leur altération rend leur identification difficile. Les intrusions de rivière Savanne, malgré leur disposition en faisceaux se rapportent au type I, le ravinement, les bordures figées bien visibles et leur faible épaisseur leur conférant le même aspect.

B.1.2. LES DYKES DE BASALTE APHYRIQUE (Type II)

D'épaisseur variant de 1 à 5 m, ils sont groupés en faisceaux de largeur variable (de quelques m à plusieurs centaines de m). Ils sont rectilignes, orientés N 100, mal définis du fait de la minceur de leur bordure figée et essentiellement formés de basalte aphyrique à pyrite. Les eaux de ruissellement leur donnent une patine ocre et masquent les bordures figées leur conférant un aspect de coulées. Cependant, les centres de certains dykes bulleux s'érodent en creux et créent le long des falaises des alignements de cavernes (fig. 89). Géométriquement, ils atteignent une

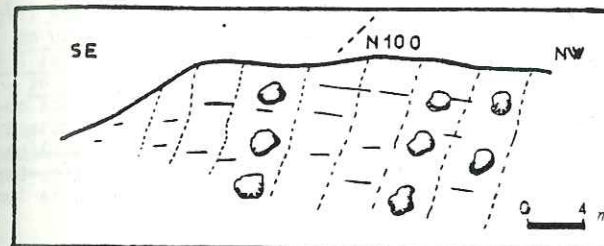


Fig. 89: Un aspect caractéristique des dykes N 100 de type III.

altitude de 260 à 300 m contrairement à ceux du type I qui culminent à 200 m (pour la partie saine). Ils se regroupent dans la branche centrale depuis le Mont Lagrave jusqu'à la Pointe du Diable (carte h.-t.) où ils disparaissent dans l'océan.

B.1.3. LES DYKES DE TYPE III

Beaucoup moins nombreux que les précédents, ils se réunissent en faisceaux de 200 à 300 m de large dont le plus remarquable est celui observé dans le lit de la rivière Sud-Est au niveau des cascades Diamant-mouve (carte h.-t.). Ces intrusions de basalte à pyroxène et d'ankaramites épaisses de 2 à 4 m sont bien définies grâce à des bordures figées épaisses. Leur débit en "frites" est caractéristique et ils forment de véritables murs perpendiculaires au lit du torrent. Leur orientation générale est N 100 - 110. D'autres faisceaux sont encore observés, en particulier à Montagne Bambous, au Mont Chat (carte h.-t.) ou ils sont ennoyés par les hawaïites et à Pointe du Diable où ils disparaissent dans l'océan. Au Sud dans la rivière Savanne (fig. 85 p. 88) une dizaine de dykes isolés s'effilent dans les ankaramites du Mont Juraçon (carte h.-t.). Géométriquement, ils culminent entre 400 et 500 m. Parfois, ces dykes s'accompagnent de brèches de taille métrique dont les éléments anguleux sont des fragments de dykes ou de coulées (océanite, basalte à olivine). Le ciment est de même nature que les intrusions c'est-à-dire ankaramitique. Un tel système est observé dans la base océanique du Mont Chat (210 m) et schématisé à la figure 90.

B.1.4. LES DYKES DE TYPE IV

Contrairement aux trois types précédents, il ne s'agit pas véritablement de dykes mais plutôt d'éléments de dykes remaniés. En effet, au Nord du Val (carte h.-t.) dans la vallée du ruisseau Lovard, deux affleurements distants de 300 m apparaissent sur quelques mètres carrés. Ils s'alignent selon une direction N 100 qui recoupe un troisième affleurement situé

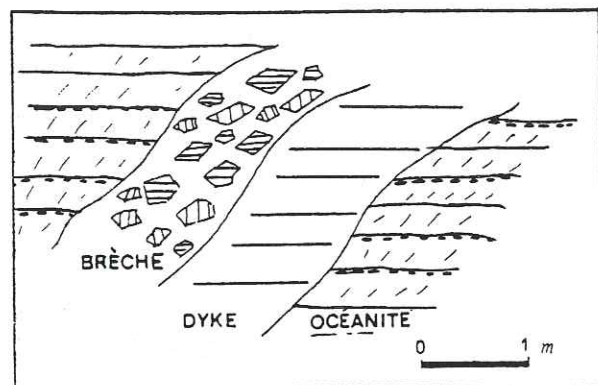


Fig. 90: Les brèches associées aux dykes N 110 de type III. (Mont Chat)

dans le lit du ruisseau Perrot au Nord-Est de la centrale électrique (fig. 85 p. 88). Il s'agit d'un amalgame "en mosaïque d'éléments allant du mm au cm sur plusieurs mètres de largeur, armé par quelques petits dykes N 100 et N 130 du système radial. Le ciment est peu important, aphyrique, et l'ensemble fait penser à des produits d'explosion. Ce fait a déjà été observé dans d'autres secteurs (ruisseau Lovard; rivière Eau Bleue) mais à une échelle plus réduite. En effet, à l'intersection de deux dykes, l'un N 70 vertical, l'autre N 110 penté 35°, on observe le même phénomène. Ces brèches sont les éléments du dyke N 110 éclaté qui se sont alignés le long de l'intrusion N 70 (fig. 91).

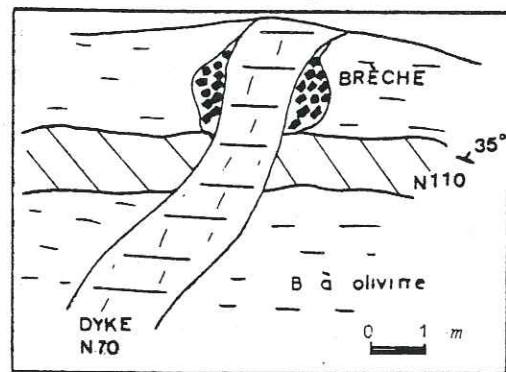


Fig. 91: Contact entre deux dykes. (Vallée du Ruisseau Lovard, rive gauche).

On peut conclure que les affleurements de type IV sont dus à la même cause mais à une échelle beaucoup plus importante. Ainsi, les dykes N 100 (type II) ont pu rencontrer au cours de leur ascension des intrusions également N 100 pentées 30° (type I) qui vont éclater. Les éléments (débris de dykes) s'étirent le long des dykes (type II) et se cimentent. La présence des deux types de dykes à quelques centaines de mètres des affleurements complète le schéma de mise en place (fig. 92).

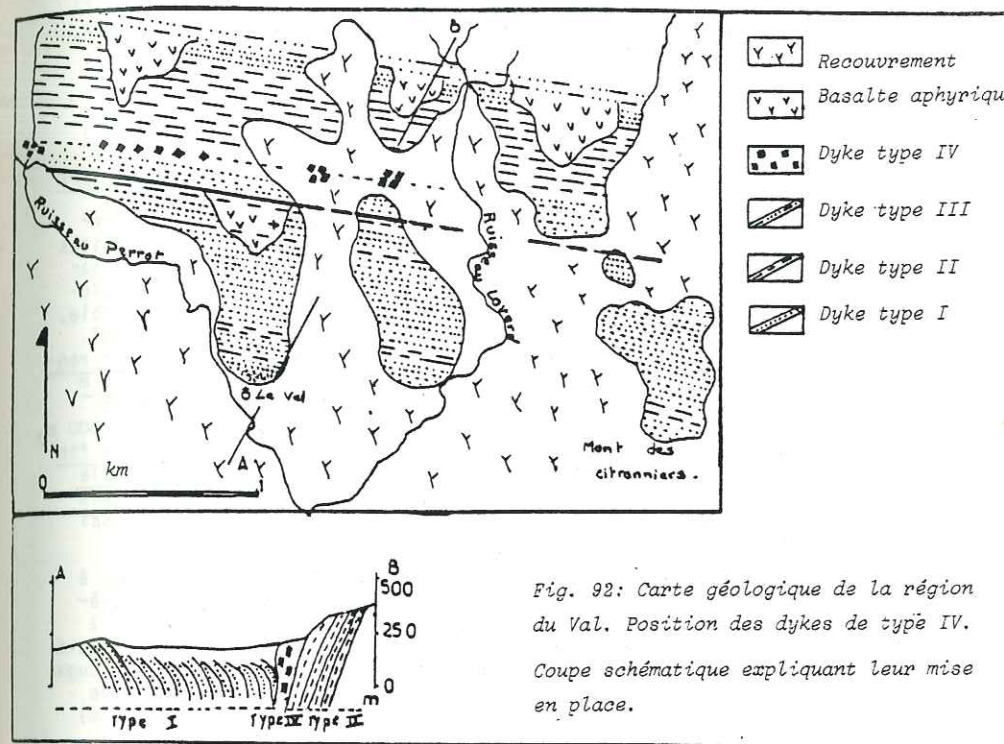


Fig. 92: Carte géologique de la région du Val. Position des dykes de type IV. Coupe schématique expliquant leur mise en place.

B.1.5. LES DYKES DE TYPE V

Peu importants, ils affleurent seulement dans Anse Bambou (carte h.-t.) à quelques mètres de la route près du ruisseau Sookum. Au nombre de quatre, ces dykes aux bordures figées, souvent altérées et riches en oxyde de fer, se repèrent bien car ils sont mis en relief par le ravinement. Leur orientation générale est N 100 et leur taille varie de 50 cm à 1 m. Ce sont des basaltes bulleux mais ce matériel ressemble aux coulées de base de la Série bréchique visibles à Anse Jonchée (carte h.-t.).

B.1.6. LES DYKES DE TYPE VI

Le seul affleurement rencontré est celui de Mont Brisé (carte h.-t.). Cette crête est formée d'un assemblage d'une dizaine de dykes de phonolite de 3 à 8 m d'épaisseur à débit particulier en prisme de 10 à 20 cm. Les bordures figées sont épaisses (1 cm) et délimitent bien chaque intrusion. L'orientation générale N 110 se poursuit le long de la crête du Piton Rouge (carte h.-t.) sur plus d'un km. De part et d'autre de cette crête on observe les blocs éboulés de cette formation.

NOTA : D'autres intrusions phonolitiques sont repérées mais sont souvent noyées dans la masse des dykes de type I et elles sont peu visibles.

B.2. L'OUVERTURE ET LE FONCTIONNEMENT DU RIFT. CORRÉLATION
DYKES - COULÉES

Les différents types et les ensembles effusifs ont été corrélés sur la base des observations de terrain. Ces observations sont confirmées par l'étude pétrographique.

B.2.1. LE RIFT PENDANT LA MISE EN PLACE DE LA SÉRIE BRÉCHIQUE

Dès la mise en place des premières coulées (cf. chap. I p. 10) le rift est actif : ce fait est confirmé par l'existence des dykes N 100 (type V) de même nature que le matériel émis (brèches). Le rift devait alors se présenter sous forme de fissures émettrices de faible largeur (5 m). Étant donné la faible quantité d'affleurements, il est difficile de donner une taille à l'ensemble. Durant l'émission de la Série bréchique (océanites et basaltes à olivine) (cf. § I), l'activité de ce rift se matérialise par des dykes onduleux N 100 (type I) qui engendrent des coulées émises à plusieurs époques (fig. 33). La relation dykes - coulées n'est jamais visible, mais comme pour la première période de construction du strato-volcan (cf. chapitre I) les dykes onduleux ont subi une altération intense que l'on rencontre dans la crête du Val (carte h.-t.) et qui se traduit par 40 à 50 m de latérite. De plus, les dykes sains n'atteignent que 200 à 230 m mais avec la partie latéritisée (crête du Val) le point culminant est à 280-300 m, altitude donnée comme étant la cote du bouclier primitif. Ainsi, dès la fin de la Série bréchique, le rift avait déjà sa largeur actuelle et il semble bien que ce soit durant cette période qu'il fut le plus actif car de part et d'autre de la branche centrale s'ouvrent d'autres fissures elles aussi génératrices de laves.

Durant la période de repos, le rift va malgré tout continuer à émettre quelques petites coulées. En effet, on trouve au sein de la latérite quelques faisceaux de dykes moins altérés. Le matériel est réduit à l'état de boules de quelques centimètres de diamètre non identifiables mais la forme est bien conservée ainsi que la bordure figée qui s'altère en rouge vif. Le meilleur exemple se situe à Quatre Soeurs (carte h.-t.), en rive droite de la rivière du même nom sur le flanc du Mont Villard (cote 90 m) dans les plantations de bananiers.

Ces dykes sont sans doute les émissaires des coulées de réactivation qui recouvrent la latérite en divers points du Massif Bambous (carte h.-t.). En effet, ces coulées sont toujours accompagnées par ces dykes. C'est le cas : (1) à Grand Sable (carte h.-t.) où, au pied du Mont Bambou, sous la barre aphyrique, se retrouvent à la fois les coulées et les dykes; (2) à Quatre Soeurs où la Pointe Saint-Lan, traversée par des intrusions altérées, est couronnée par des laves; (3) à Bambous Virieux où, dans la latérite, sous les basaltes sains, le ruisseau Terre Rouge met à jour des dykes parfois bien conservés (fig. 93); (4) à Ferney où les rives de la rivière Nyon montrent, dans la latérite, des intrusions plus ou moins altérées, surmontées par des coulées saines. Ces laves, très fragmentées ou scoriacées (fig. 94) résument la fluidité du matériel émis et leur intercalation dans l'argile prouve les activités épisodiques du rift particulièrement représentées dans la région de Bambous Virieux le long des ruisseaux Sados et Rosa (fig. 93).

REMARQUE : La mise en place de ces coulées traduit des hausses et des baisses de pression dans la chambre magmatique durant la période de calme éruptif (cf. Partie II chapitre I : formation des caldeiras).

B.2.2. LE FONCTIONNEMENT DU RIFT DURANT LA PÉRIODE DE LA SÉRIE ANCIENNE

L'activité du rift reprend avec les émissions de basaltes aphy-

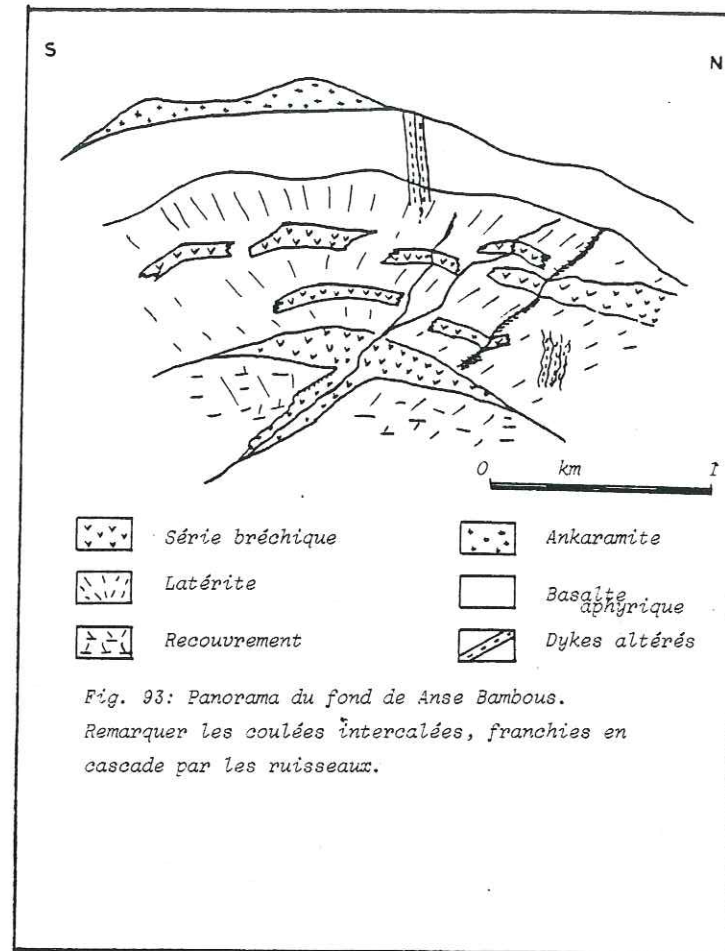


Fig. 93: Panorama du fond de Anse Bambous.
Remarquer les coulées intercalées, franchies en cascade par les ruisseaux.

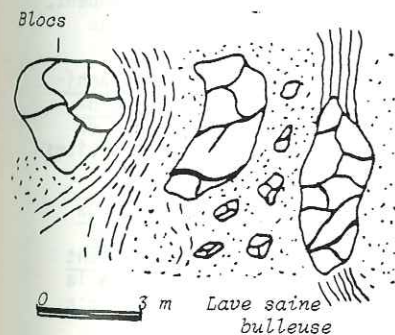


Fig. 94: Aspect des laves intercalées dans la latérite (Crête de Pointe aux Roches)

riques originaires en partie d'un volcan central situé aux environs du Piton du Milieu (cf. Chap. II)

Les dykes N 100 de basalte aphyrique à pyrite se mettent en place dans la branche centrale, les branches périphériques restant stériles. Ils traversent la latérite en faisceaux et forment ainsi des crêtes encore visibles (Colline du Val, carte h.-t. et fig. 95).

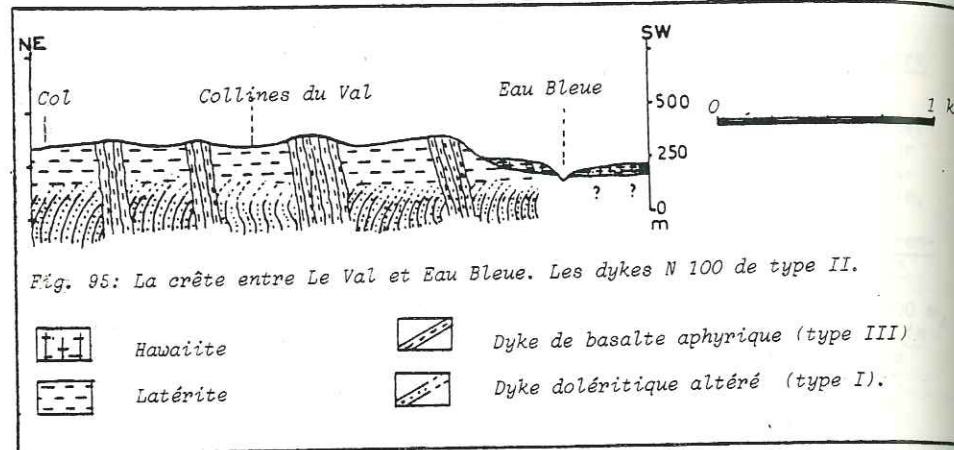


Fig. 95: La crête entre Le Val et Eau Bleue. Les dykes N 100 de type II.

Empruntant les mêmes voies d'accès que les dykes onduleux (type I), les dykes de type II provoquent la fragmentation de ces derniers, ce qui est visible dans la formation des affleurements du ruisseau Lovard. La relation des dykes de type II avec les coulées de basalte aphyrique n'est pas très nette. Dans le massif du Mont Laselle (carte h.-t.), ces intrusions sont parfois suivies de petites émissions de basalte aphyrique. Ainsi, ces dykes se placent entre le toit du bouclier primitif et les coulées de basalte aphyrique. Parfois même des dykes traversent ces coulées et se pincent à différents niveaux (fig. 96). Mais ces observations, faites de loin, dans les falaises, ne permettent pas de préciser si le passage des dykes aux coulées existe réellement. Ces coulées de basalte aphyrique sont alors traversées par des faisceaux de dykes de type III (fig. 96) repérés très nettement sur le terrain (carte h.-t.) et sur photos aériennes. Ils donnent, comme les précédents, naissance à des coulées, avec passage net comme au Mont Chat (fig. 97).

Ces intrusions traversent les basaltes inférieurs en les bréchant et rejettent les fragments anguleux sous forme d'amas en bordure de la fissure émettrice. Sur ces brèches d'explosion, présentes à la Dent de Requin et au Mont Bambou (carte h.-t.), s'écoulent les ankaramites réduites à quelques mètres cubes (fig. 98)

Les principales émissions sont les brèches à éléments anguleux ou arrondis de taille variable (du cm au décimètre) et très polygéniques (océanites, b. à olivine, b. aphyrique, dykes et même latérite). Le ciment peu abondant est zéolitisé. Souvent, au Mont Bambou, Mont Laselle et à la pyramide du massif Camizard (carte h.-t.) aucune relation dyke-coulée n'a

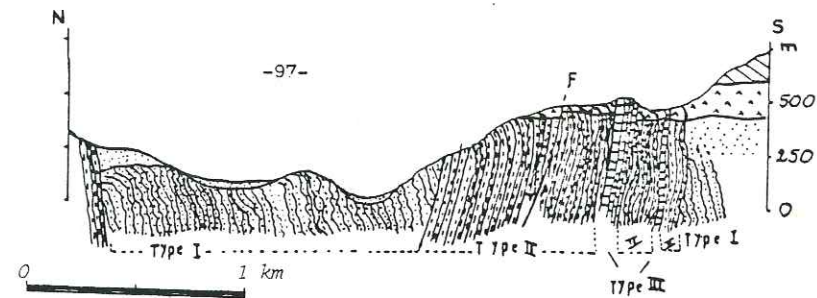


Fig. 96: La mise en place des dykes N 100 de basalte aphyrique (type II) au Nord du Val.

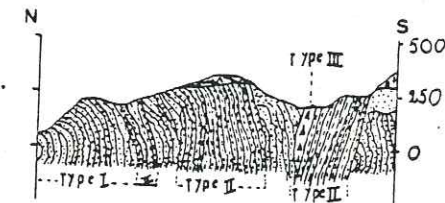
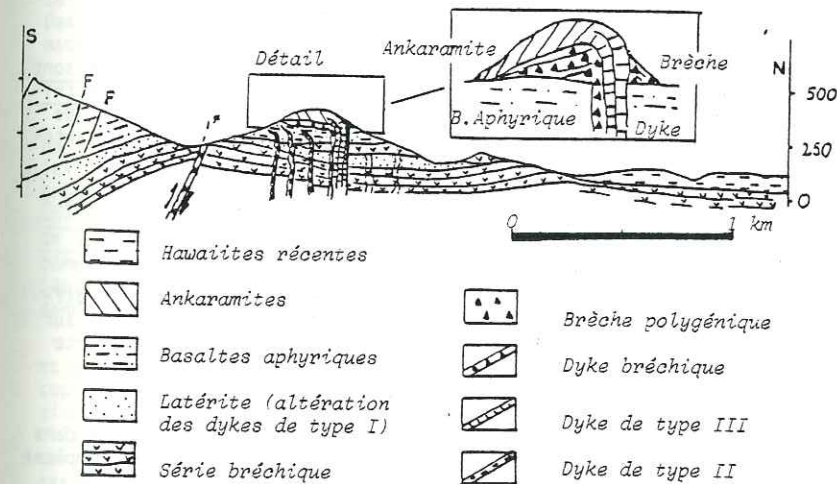
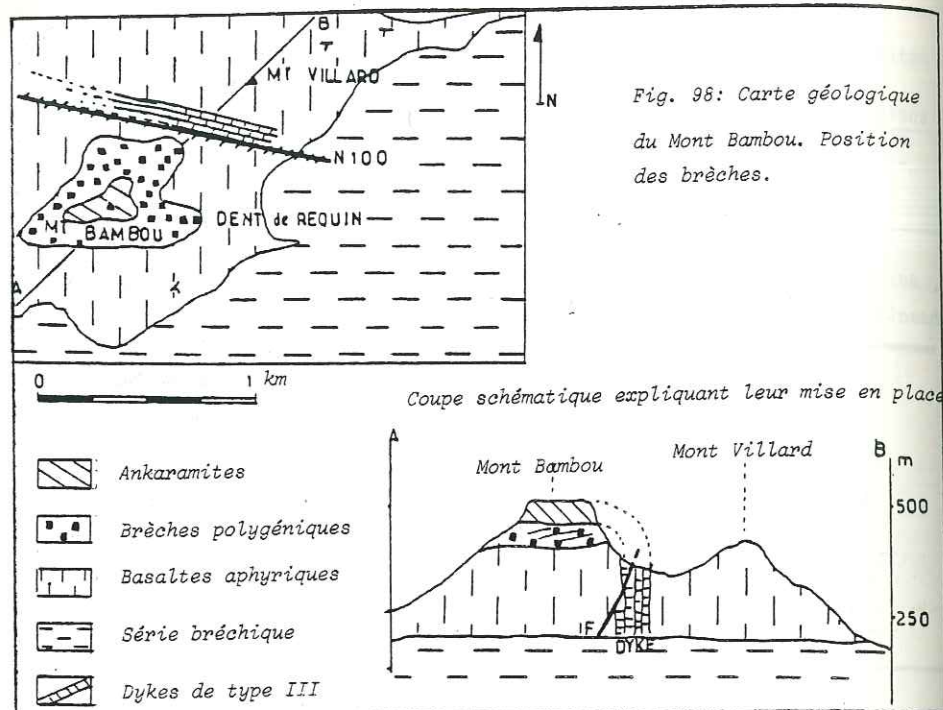


Fig. 97: Le passage dyke-coulée (Mont Chat).





pu être observée soit à cause de la végétation soit à cause de la tectonique (fig. 98); néanmoins la stratigraphie brèche-coulée se répète dans tous les cas. Durant cette période, l'activité de la branche périphérique du rift (rivière Savanne) se matérialise par quelques dykes métriques d'ankaramites traversant la falaise du Jurançon.

B.2.3. LES DERNIERES EMISSIONS DU RIFT

Le dernier type de dykes observé est celui du Mont Brisé; ce sont des venues tardives précédant de peu la fermeture des fissures (ou y contribuant) comme le prouve l'absence totale d'altération de ces intrusions. De plus, d'après leur nature pétrographique (cf. p.115) et leur position cartographique (fig. 85), ces dykes se rapprochent des dômes de phonolites.

C - LES DOMES DE PHONOLITES ET LEUR MISE EN PLACE

C.1. DESCRIPTION

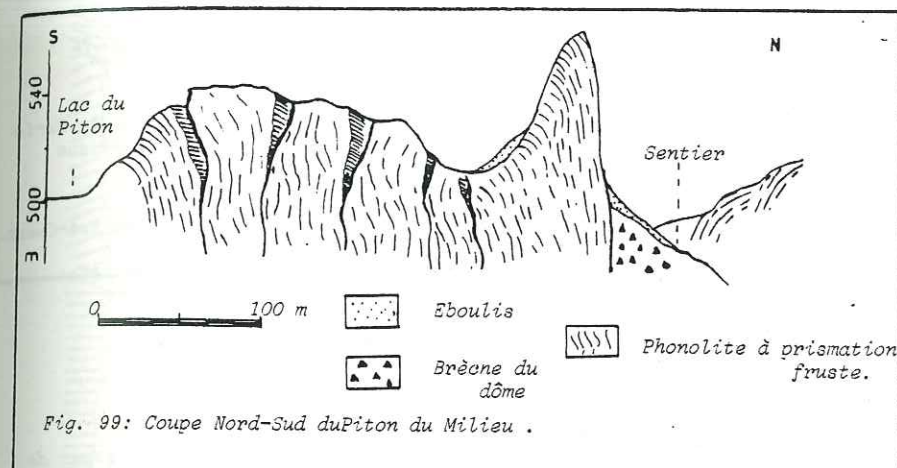
Les phonolites de l'île Maurice se présentent de façon très différente selon les cas (dômes, aiguilles, dykes) et sont très dispersées sur toute la surface de l'île. On distingue cinq points d'affleurements (carte fig. 85).

a - Le Piton du Milieu (fig. 99)

Situé au centre de l'île, dans la caldeira, ennoyé en partie dans les hawaïites, c'est le dôme le plus important de l'île. Sa forme est complexe mais peut se résumer en la juxtaposition d'un dôme et d'une aiguille. Le massif sud, très dégagé, est constitué d'écaillles décimétriques légèrement arrondies d'orientation générale N 100 et à pendage Nord-Est; l'aiguille représentant l'une d'elles plus développée.



La partie nord, masquée par la végétation et l'altération est beaucoup moins développée, semble formée d'une juxtaposition d'écaillles à pendage Sud-Ouest. Adossée au Nord de l'aiguille, affleure une brèche épaisse de 40 m, composée d'éléments de coulées (basalte aphyrique, basalte à olivine) et de fragments de phonolites réunis par un ciment phonolitique (fig. 99).



Il semble que cette brèche occupe la fissure centrale autour de laquelle se sont mises en place en éventail les écaillles du dôme.

Pétrographiquement la lave du dôme est un trachyte à patine blanche et cassure vert-sombre à grain fin ou seul quelques cristaux apparaissent. Ces roches contiennent, englobées dans une matrice riche en plagioclases et pyroxènes en flammèches, des phénocristaux de plagioclase (oligoclase), d'anorthose et de pyroxène du type augite aégyrinique (Baxter, 1972). Des plages de néphéline, peu développées ici, et des pyrites parsèment la matrice.

b - Le Mont Camizard (fig. 100)

Bordant le Nord du Massif Bambois (fig. 85) dans les environs de l'Etoile, c'est un des deux dômes extra-caldeira. Ennoyé en partie par les hawaïites et adossé aux Séries bréchiques altérées, il est formé d'une grande écaille de 70 m d'épaisseur sur laquelle s'appuie, à sa pointe ouest, une seconde lame beaucoup plus fine (10 m) conférant à l'ensemble un aspect de dyke plutôt que de dôme. La direction générale est N 100. On note que ce dôme s'est mis en place au pied du massif Bambois, dans la grande vallée de Sébastopol dont l'existence est postérieure aux ankaramites ce qui le place donc tardivement par rapport à l'émission de ces dernières.

Pétrographiquement, la phonolite est altérée, à patine blanche et à cassure foncée verdâtre, tachetée de noir par les oxydes de fer. Microscopiquement, l'altération est aussi bien marquée. La matrice formée de plagioclase et de pyroxène est très chloritisée. Les phénocristaux de plagioclases rares sont plus ou moins fracturés et seules les anorthoses sont préservées. L'augite aégyrinique s'altère sauf en bordure (fig. 101). Les plages de néphéline, très altérées, sont nombreuses, représentant environ 3% de la surface d'une lame de 3 cm x 2 cm.

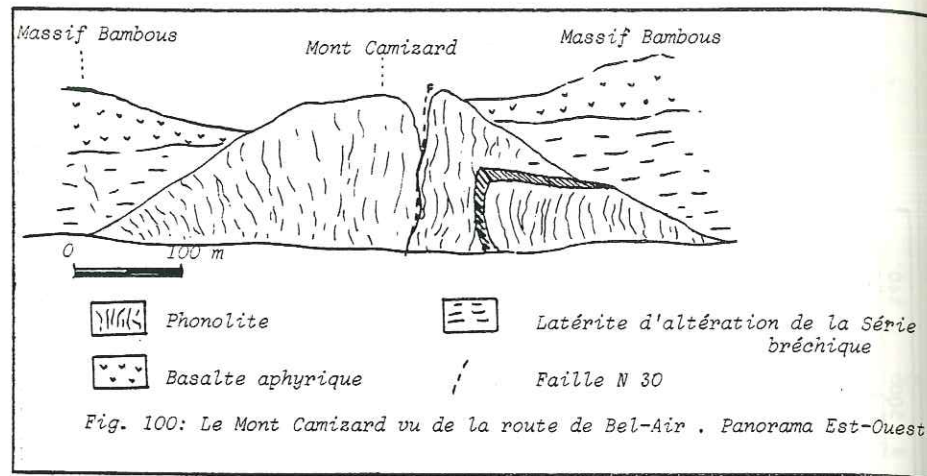


Fig. 100: Le Mont Camizard vu de la route de Bel-Air. Panorama Est-Ouest.

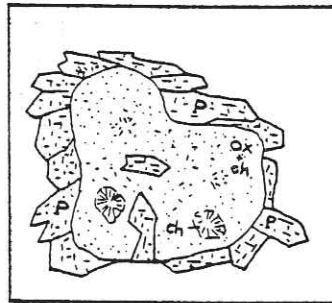


Fig. 101: Aspect microscopique des cristaux de pyroxène (augite aegyrienne) dans les phonolites altérées du Mont Camizard. (X 63)

c - Le Mont Laselle

Situé en bordure du massif Bambous, dans les environs du Mont Lagrave, il ressemble comme son nom l'indique à une selle. Sa position, en bordure de la caldeira; mais à la base des reliefs, laisse penser qu'il s'est mis en place soit après, soit pendant l'effondrement, donc tardivement. S'il est orienté par son grand axe N 100, contrairement aux deux précédents, il est formé d'écailles, ouvertes en éventail, mais de direction N 20. L'altération est encore plus poussée dans ce massif que dans les précédents. La phonolite est une roche blanchâtre, à patine brune, épaisse et friable. Si la dureté de la roche est conservée, la cohésion des grains est très faible rendant les prélèvements difficiles. Microscopiquement, l'altération se traduit par une destruction de la matrice, des cristaux de plagioclase et d'augite. La néphéline est très rare, sans doute très corrodée.

d - Le dôme de Chamarel

Isolé des précédents, en dehors de la caldeira (fig. 85) au Sud Ouest du massif Savanne, non loin de Case Noyale il affleure sous forme d'une immense falaise blanche. La végétation abondante, l'altération avancée et le recouvrement par les basaltes intermédiaires masquent la structure de ce dôme. Pourtant, à la sortie de la forêt, sur la route de Chamarel, on voit

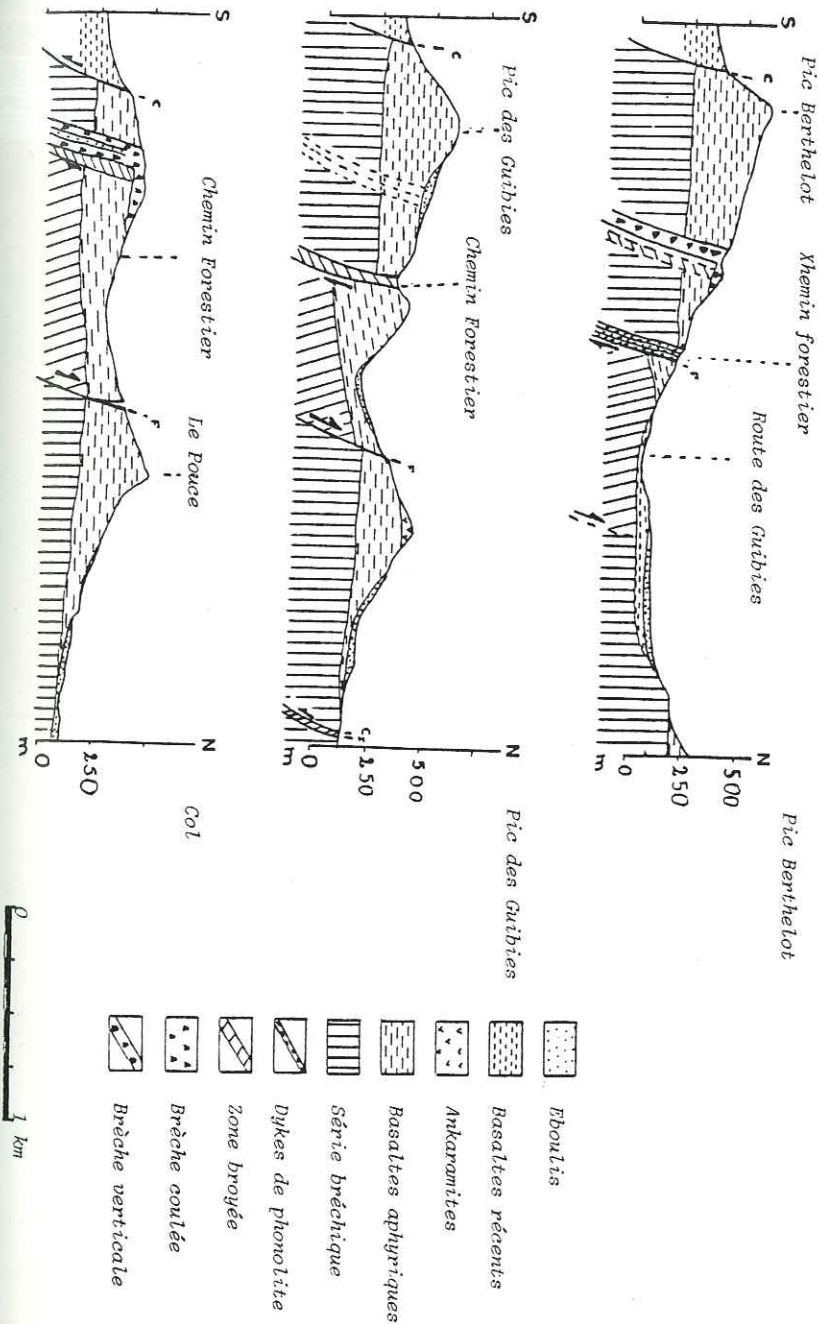
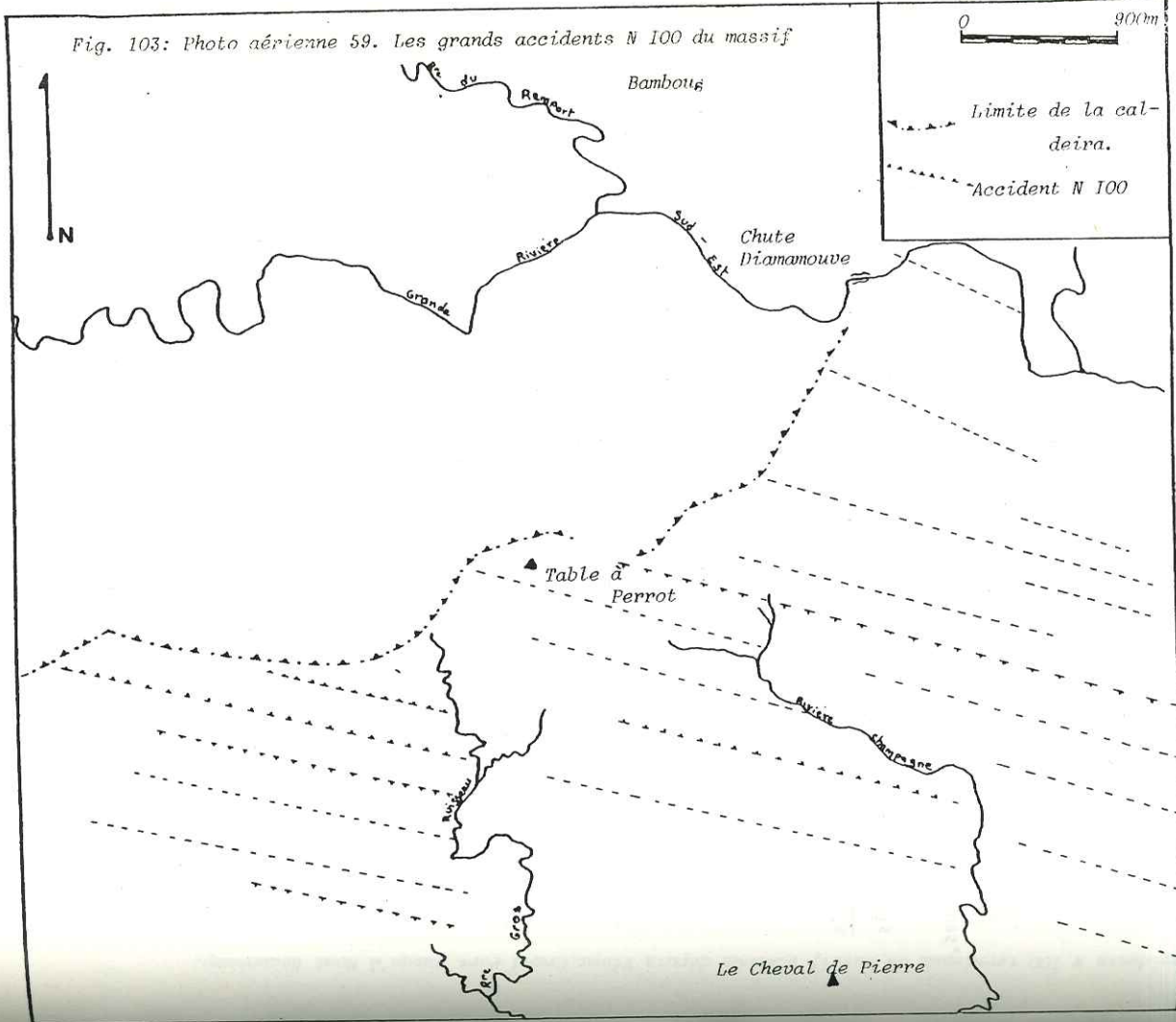


Fig. 102: Coupes sèches Nord-Sud de Anse Courtois. Noter l'évolution de la brèche et les relations brèche-dykes-



une bordure d'écaillage orientée N 100. Cette intrusion traverse toutes les coulées, depuis les océanites primaires affleurant à la base du massif jusqu'aux ankaramites très altérées. Baxter (1972) parle de la présence d'un rebroussement des laves à son contact mais ne précise pas le lieu.

Macroscopiquement, elle est très altérée et la roche, perdant toute cohésion, a la consistance d'un grès plus ou moins induré à gros grain. Aucun cristal n'est alors visible; cette lave est constituée en grande partie d'une matrice de pyroxènes et plagioclases très altérés à contours flous, parsemée de quelques phénocristaux d'anorthose corrodés et de pyroxènes très oxydés. Les plages de néphéline sont bien représentées et abondantes et se détachent nettement de la matrice altérée. Il semble cependant que cette néphéline soit plus récente et d'origine secondaire, obtenue sans doute par déstabilisation des néphélines primaires et par hydrothermalisme.

e - Le dômes de Alma

Situé dans la caldeira, aux environs de Saint Pierre (fig. 85), il disparaît presque totalement sous les hawaïites. Seule subsiste une aiguille de 10 m couverte de végétation. Aucune structure n'est visible, mais la lave est bien de nature phonolitique et voisine de celle du Mont Laselle.

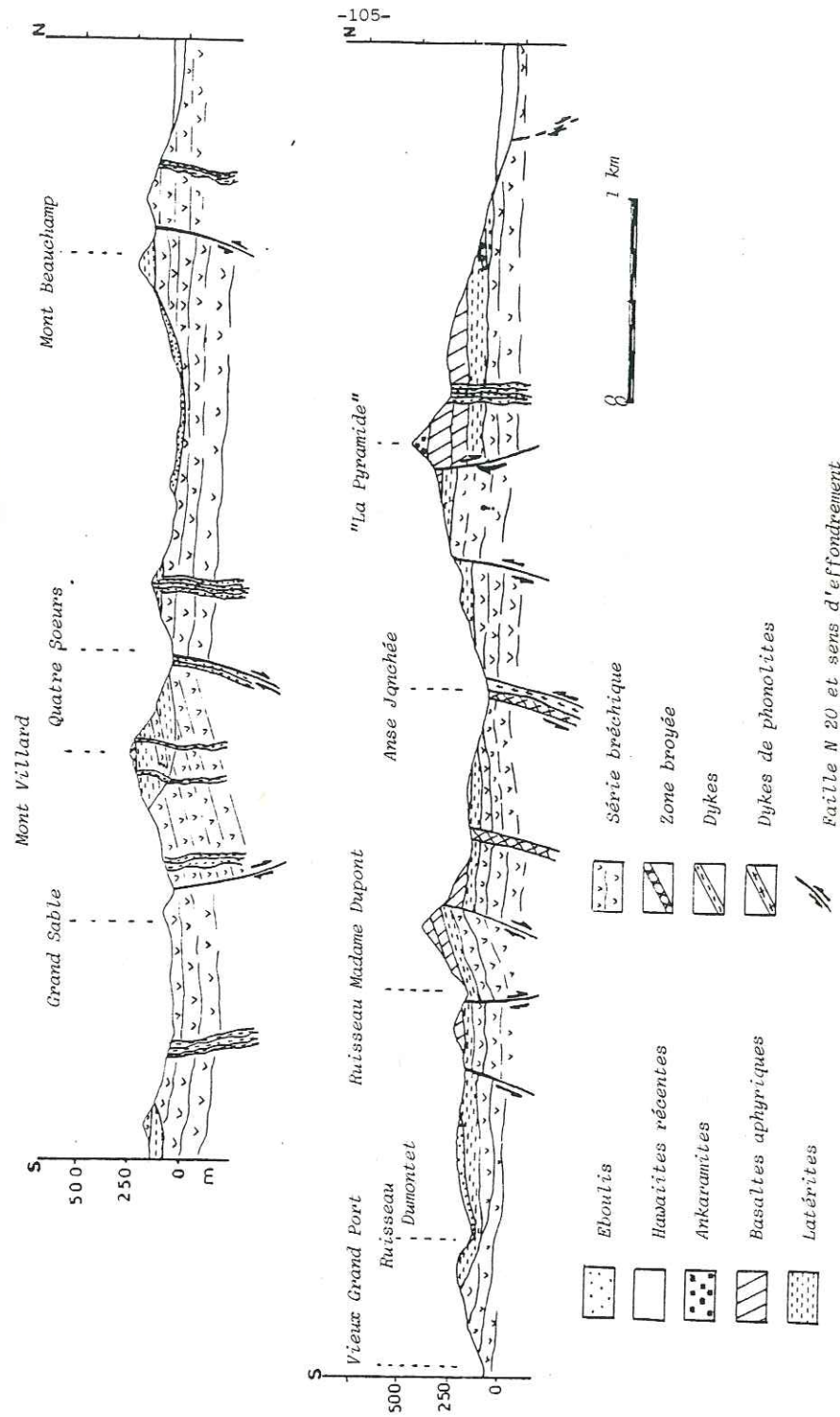
C.2. MISE EN PLACE ET ORIGINE

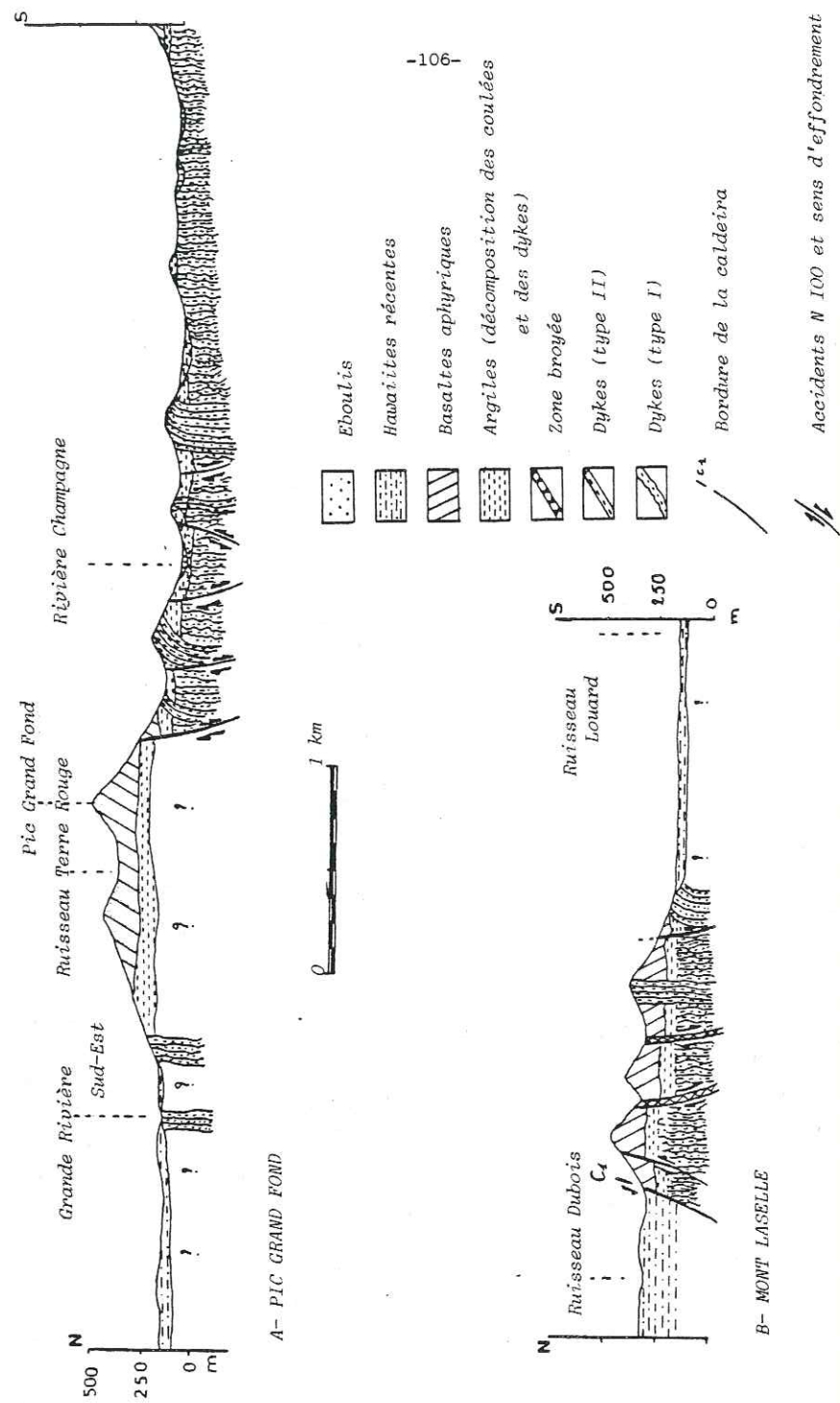
C.2.1. ORIGINE

Il est difficile d'expliquer l'origine de ces dômes de phonolites mais leur édification le long d'accidents N 100 laisse supposer qu'ils sont en relation avec le rift. Confirmant cette hypothèse, Baxter (1972) découvre, aux environs de Chamarel et du Mont Laselle, des dykes et sills métriques de trachyte orientés Est-Ouest. D'autres intrusions, de nature phonolitique ont été encore rencontrées (fig. 85 et carte h.-t.) : (1) à Anse Courtois (massif de Port Louis), il s'agit de dykes sains, métriques, sans patine et de couleur noire; ils sont aphyriques, à grain fin et à rares cristaux de pyroxène et de plagioclase. La lave possède une matrice de plagioclase et pyroxène, des phénocristaux d'andésine, de pyroxène souvent oxydé, et de la néphéline. L'altération, peu avancée, est matérialisée par quelques bulles de chlorite et des traces d'oxydes. (2) Au Mont Brisé (massif Bambous), les dykes à grain grossier sont aphyriques, mais des mégacristaux d'andésine, quelques anorthoses et des pyroxènes verdâtres souvent oxydés constituent la majorité de la lave. La matrice, parfois chloritisée ou oxydée, est plagioclasique et pyroxénique. L'appartenance de ces dykes au groupe des phonolites étant confirmée par la présence de néphéline, puisque c'est le seul type de lave de l'île contenant ce feldspathoïde (Baxter 1972 et observations personnelles).

Ces dykes, en particulier à Anse Courtois, s'accompagnent de brèches à éléments de coulées (basalte à olivine, océanite, basalte aphyrique), de taille allant du cm à 50 cm, arrondis ou anguleux. Le ciment, composé de fragments millimétriques à cristaux d'olivine et même d'agglomérats d'argile, ne contient aucun élément de magma frais. Parfois elles s'épandent sur les pentes, comme au col entre le Pouce et le Pic des Guibies (fig. 102). Ces brèches armées de dykes de phonolites, sont localisées

Fig. 104: Les accidents N 100 terminaux du Massif Bambous depuis Vieux Grand Port jusqu'à Mont Beauchamp.





Accidents N 100 et sens d'effondrement

Fig. 105: Les accidents N 100 du rift. (Ouest du Mont Bambou).

dans les zones broyées (fig. 102) visibles le long du chemin forestier allant de Moka à Pailles Hill à l'intérieur d'Anse Courtois. Elles jalonnent des failles coulissantes qui font basculer le bloc compris entre la falaise du Pouce et celle du Pic Guibies (carte h.-t.) en lui donnant un pendage de 10° vers le Sud.

Ce système de fissures N 100 se suit à travers les collines de Saint Julien, déjà décrites comme une fissure émettrice (chapitre II). Entre ces deux points (Anse Courtois et Saint Julien), se situe le petit dôme d'Alma mais les hawaïites récentes masquent les relations fissures-dômes (fig. 103). Cependant, les failles et les zones broyées sont très nombreuses dans le massif Bambous, affectant aussi bien les dykes (rivière Champagne) que les coulées (Anse Jonchée et Chemin Français) basculant de grands panneaux (Mont Villard et Piton Rouge) ou les agençant en horsts et grabens (environ du Mont Laselle). Sur les photos aériennes (fig. 103 et 106) ces fractures sont bien marquées depuis l'océan jusqu'en bordure des hawaïites récentes. Ces fissures N 100 (fig. 103) hachant la crête de Table à Perrot disparaissent aux abords du dôme du Mont Laselle (carte h.-t. et fig. 106) non affecté par ces accidents. Au Sud, dans la branche périphérique, ces fissures ne sont pas visibles, mais des dykes de phonolites N 100 sont repérés aux abords du dôme de Chamarel. Ces accidents existent certainement mais ils disparaissent sous les basaltes intermédiaires.

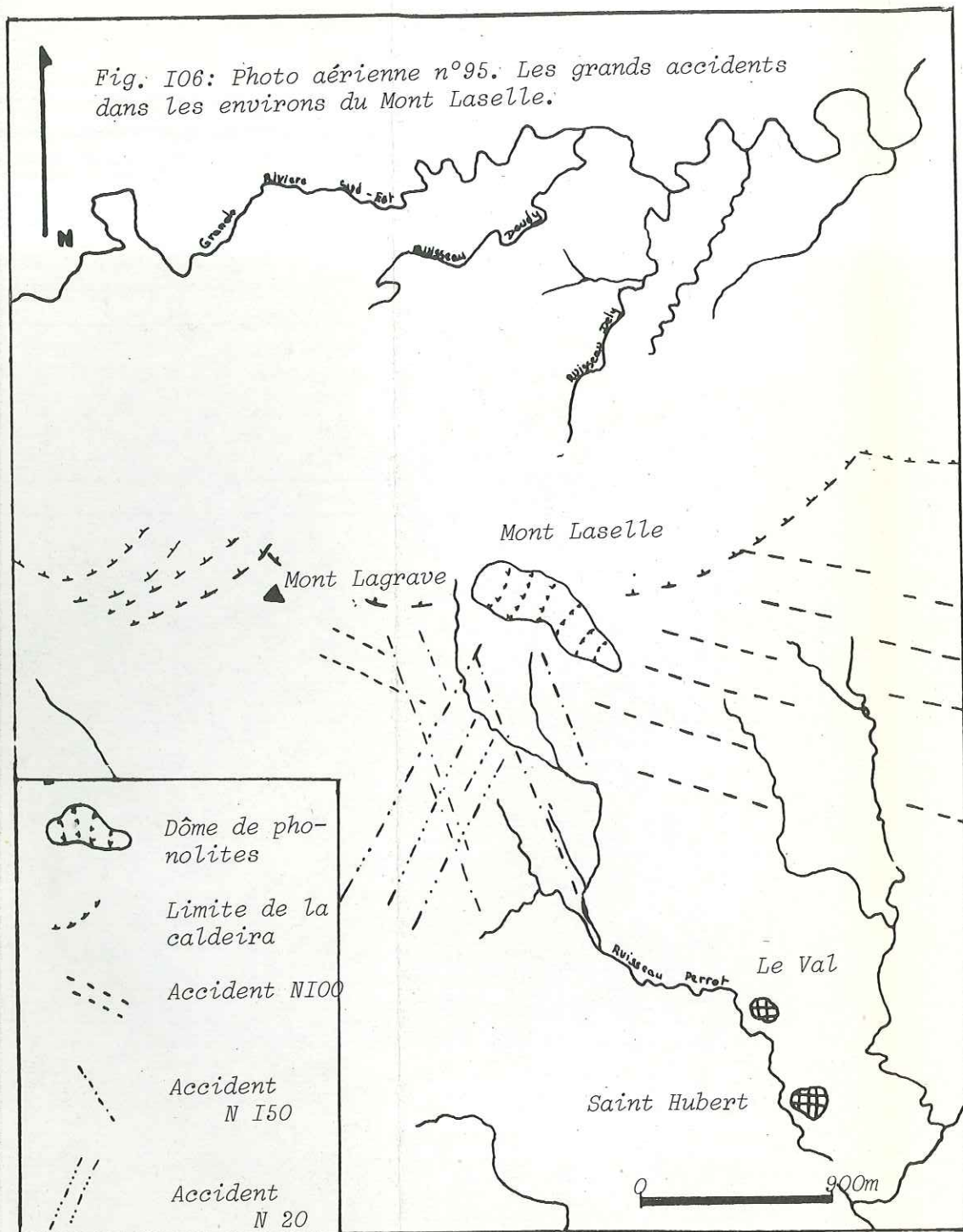
Ainsi, dans sa phase finale d'activité, les produits émis dans la zone du rift sous l'effet de l'extension intense (7 km) se fracturent et se découpent en blocs basculés, horsts ou grabens (fig. 104 et 105). Ce schéma n'est pas sans rappeler, à petite échelle, celui de la mer Rouge : gonflement de la croûte - injection de basaltes (dykes) et effondrements en grabens. Ces trois phases de formations se retrouvant à Maurice. Sous l'effet des mouvements responsables des effondrements caldeiriques, les phonolites (dernier jus différencié de la chambre magmatique) s'injectent le long de ces fissures.

C.2.2. QUELQUES SUPPOSITIONS SUR L'EMPLACEMENT GEOGRAPHIQUE DE CES DÔMES

Si les dômes sont en relation avec les fractures N 100 terminales, la complexité structurale des environs du Mont Laselle (fig. 106) montre que ces accidents ne sont pas les seuls responsables de leur position; les échelles orientées N 20 prouvant que les failles de même direction jouent également un rôle dans la mise en place du dôme. Le sondage 339 montre que les bordures de la caldeira sont soulignées par des montées de phonolites.

On peut donc interpréter la suite des événements de la manière suivante (fig. 74) : (1) Les dômes d'Alma et de Chamarel, situés à l'Ouest de l'île, se sont mis en place à l'intersection d'accidents N 100 et N 20. Ces fractures N 20 sont soulignées actuellement par une ligne de cônes récents qui a dû prendre naissance sur une ancienne zone fragilisée. (2) Le dôme de Laselle est situé sur le tracé de l'effondrement de la caldeira (à la base du mur) des accidents N 100 et des fractures N 20 (fig. 106); (3) le Piton du Milieu, comme le montre le sondage 339, se place en bordure d'effondrements caldeiriques sur des accidents N 100; (4) Le Mont Camizard échappe seul à cette règle mais sa forme, en dykes N 100, étirée sur 500 m, laisse à penser qu'il est lié aux fractures N 100. Cependant, sauf pour le Mont Laselle, en raison du recouvrement par les basaltes plus récents ou par la végétation (Chamarel), les suppositions sont déduites par analogie avec ce dernier et sur la base de l'environnement tectonique de chaque dôme (fig. 85).

Fig. 106: Photo aérienne n°95. Les grands accidents dans les environs du Mont Laselle.



D - COMPARAISON GEOCHIMIQUE DES DYKES - COULEES

Les analyses géochimiques permettent de préciser les rapports entre les dykes et les coulées. En effet (cf. chapitre II) l'analyse d'un dyke doléritique (Ge 15) est voisine de celle d'une coulée de la Série bréchique (Ge 1). De même les teneurs en éléments des dykes de basalte aphyrique se rapprochent de la moyenne des analyses de coulées (Annexe I). De plus, ces dykes ont un comportement géochimique proche de l'ensemble des coulées auxquelles ils correspondent; par exemple, les dykes doléritiques et la Série bréchique sont franchement potassiques; les dykes de basalte aphyrique et la Série ancienne sont sodi-potassiques (cf. fig. 85, p. 88).

E - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FORMATIONS DU RIFT - CARACTERES DU THERMALISME

Cinq types de dykes ont été mis en évidence sur le terrain. Ils sont définis par leurs caractéristiques pétrographiques ce qui permettra de vérifier les relations coulées - dykes formulées précédemment.

E.1. LES DYKES DE TYPE I (Echantillons n° 12 - 14 - 15 - 16 - 29 - 98 - Annexe II et carte 114)

Comme pour les océanites, dont ils semblent les générateurs, ces dykes appartiennent à plusieurs groupes pétrographiques.

a - Aspect macroscopique

* Les basaltes doléritiques représentent le groupe le plus important (80 % de l'ensemble des dykes de type I) avec une structure doléritique typique; le seul phénocrystal apparent est le plagioclase en baguettes blanchâtres millimétriques altérées. La pâte est souvent verdâtre, polluée par la chlorite, mais la lave saine est gris-clair. Parfois, l'altération très poussée masque totalement la structure et seuls quelques phénocrystals sont encore visibles. Sa roche prend alors l'aspect d'un amas verdâtre, riche en géodes centimétriques de zéolites et de chlorites, aspect rencontré aussi dans certaines coulées du Mont Camizard.

* Le basalte à olivine (5 % de l'ensemble des dykes de type I). Ces dykes sont semblables aux précédents mais l'olivine et le pyroxène sont plus abondants et parsèment la lave (20 %). La pâte est chloritisée avec des bulles remplies de chlorites et/ou de zéolites.

* Le basalte aphyrique (15 %). De structure microlithique aphanitique, il forme un groupe bien défini; les phénocrystals sont rares, de petite taille et sont uniquement plagioclasiques. La pâte, d'aspect grenu, est de couleur gris-noir. L'altération est faible et se manifeste par des pyrites millimétriques et des traces de chlorite.

b - Aspect microscopique

* Les basaltes doléritiques possèdent une grande homogénéité dans la taille des cristaux. + Phénocrystals : le plagioclase (andésine) constitue une trame enserrant une matrice à plagioclase, olivine iddingsitisée et clinopyroxène parfois maclé en sablier ou associé en croix. (fig. 107) + Minéraux d'altération : la chlorite est la plus abondante et elle s'accompagne souvent de pyrite et d'oxyde de fer; parfois, des cristaux d'hématite et d'épidote se développent dans les fissures (fig. 109 c). Les zéolites, surtout l'analcime, se déposent en baguettes ou en glomérules associés à la chlorite (fig. 109 b).

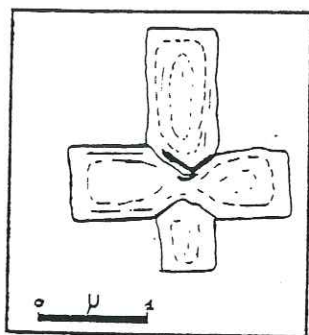


Fig. 107: Association en croix de cristaux de clinopyroxènes (basalte doléritique).

* Les basaltes à olivine présentent de nombreuses variations dans le pourcentage des cristaux. + Phénocristaux : l'olivine et le clinopyroxène (augite) souvent brisé, dépassent 10 % et l'olivine peut atteindre 30 %, pourcentage voisin de celui des océanites. Il y a donc continuité depuis des faciès riches en olivine de type océanique jusqu'aux faciès basaltiques à olivine, comme le constatait déjà Baxter (1972). Le plagioclase (labrador) est rare (1 à 3 %) et cristallisé en microlites. La magnétite et l'ilménite sont présentes, mais l'apatite n'est pas visible. + La matrice microlitique est constituée d'olivine, de clinopyroxène (augite), de labrador, de titanomagnétite, de lamelles d'ilménite, de feldspaths alcalins et de traces de verre. + Les minéraux d'altération varient selon les échantillons (tableau 1 p. 119); la chlorite remplace le verre, remplit les bulles ou constitue des auréoles autour des cristaux ou en bordure de bulles. La pyrite et l'oxyde de fer (limonite) sont disséminés. Les zéolites (analcime et scolécite) et parfois le quartz ou le quartz et l'épidote remplissent les bulles.

* Les basaltes aphyriques. + Les phénocristaux : ils se caractérisent par l'abondance de plagioclase (16 %) (andésine et oligoclase). L'olivine 5 % parfois altérée, le clinopyroxène (2 %) et les titanomagnétites sont subordonnées. L'apatite est présente uniquement dans ces laves. + La matrice est formée de plagioclase (andésine) d'olivine et de clinopyroxène (rare), ainsi que d'apatite en petites baguettes.

Ces laves appelées aphyriques correspondent en fait à des mugéarites (Muir et Villey 1961). Baxter (1972) remarque que dans les mugéarites seulement, l'apatite est présente et qu'elle apparaît souvent en association avec les cristaux de titanomagnétite. + Les minéraux d'altération : la chlorite est très abondante (fig. 108 b) ainsi que la pyrite, disséminée dans la pâte, les oxydes de fer et l'hématite en globules. L'épidote et les zoisites, présentes dans les fissures, accompagnent, dans certains cas, ces oxydes de fer.

c - Comparaison dykes et coulées (cf. chapitre I)

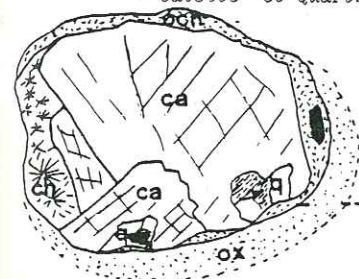
Les dykes appartiennent à trois groupes pétrographiques voisins des laves. Quelques points sont, de plus, remarquables : (1) Les augites associées en croix (fig. 107) appartiennent aux dykes de basaltes doléritiques ainsi qu'aux dolérites du bouclier primitif; dans les autres groupes, ces associations cruciformes n'existent pas. (2) Les mugéarites présentes au toit du bouclier primitif (cf. Géochimie) ont bien leur générateur parmi les dykes de type I. Les coulées d'océanite n'ont pas de dykes visibles; pourtant les intrusions de basalte à olivine riche en olivine et pyroxène se rapprochent de ce groupe. Tous ces types de laves de la Série bréchiqne sont répertoriés et ont leur équivalent dans les dykes de type I du rift, confirmant ainsi leur parenté.

Fig. 108: Remplissage des bulles dans les dykes.

Noter les relations des différents minéraux:

- Chlorite tapissant les parois
- Calcite et Quartz en remplissage terminal

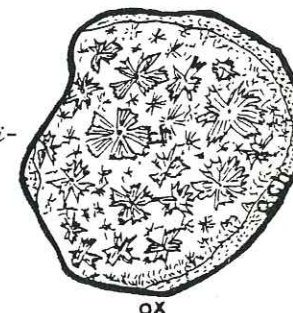
0 5 microns



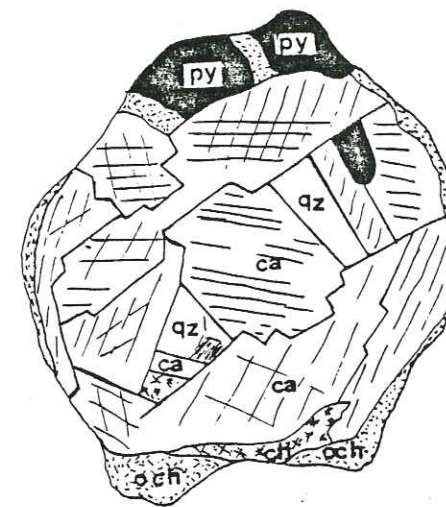
auréole d'oxyde

A) Bulle de calcite. (Dyke de basalte doléritique)

B) Bulle de chlorite cristallisée. (Dyke de basalte doléritique)



C) Intrication de chlorite et calcite. Le quartz termine le remplissage. (Dyke de basalte aphyrique)



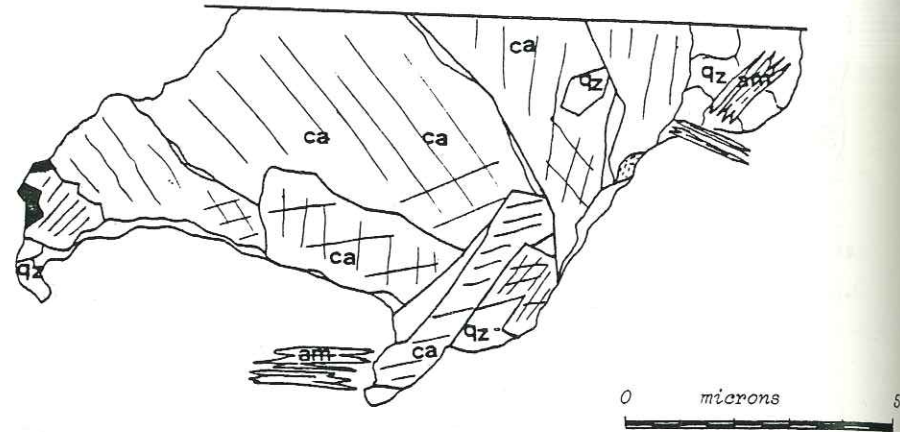
Remarque:

- ca : calcite
- qz : quartz
- ch : chlorite
- och : oxychlorite
- py : pyrite
- ox : oxyde de fer
- Ep : épidote
- an : analcime
- zl : zéolite
- am : amphibole
- pr : clinopyroxène
- he : hématite

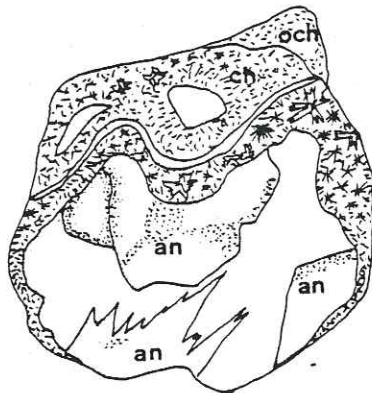
Fig. 109: Remplissage des bulles dans les dykes du rift.

Voir légende figure 108.

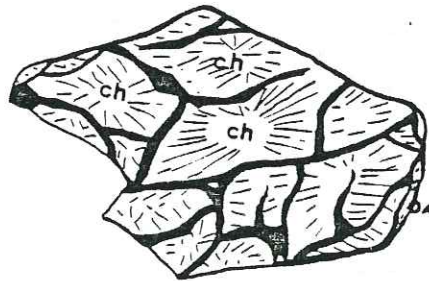
A) Imbrication quartz-calcite avec cristallisation d'amphibole. (Dyke d'ankaramites)



B) Remplissage d'une cavité par de la chlorite cristallisée et de l'analcime.



C) Cristallisation secondaire d'hématite dans une bulle remplie de chlorite.



NOTA : Les laves un peu plus différenciées (hawaïites) n'ont pas été citées mais devant leur faible volume, on peut penser que les dykes sont également peu nombreux (1 à 2 %).

E.2. LES DYKES DE TYPE II (Echantillons n° 13-45-48-65-72 et 75).

a - Aspect macroscopique

Ces dykes, comme les coulées, ne présentent qu'un seul groupe pétrographique : celui des basaltes aphyriques bleu-noir, pauvres en phénocristaux. La structure est microlitique aphanitique, à matrice fine, à la différence des mugéarites et des trachytes à grain beaucoup plus grossier. + Minéraux essentiels : les plagioclases millimétriques donnent à la pâte son aspect moiré. L'olivine altérée et les pyroxènes forment la phase mineure. + L'altération importante remplace souvent la mésostase en la dévitrifiant (cristallisation de la chlorite). Les zéolites, le quartz et la pyrite sont soit disséminés dans la pâte, soit concentrés dans les géodes et les bulles.

b - Aspect microscopique

Tous les échantillons sont uniformes. + Minéraux essentiels (5 % environ). Les olivines (2 %) sont oxydées, les clinopyroxènes (2 %) sains et souvent brisés sont des augites zonées. Les plagioclases (1 %) zonés sont des labradors avec d'occasionnelles bordures d'andésine. + La matrice contient des olivines, des clinopyroxènes (augite), des titanomagnétites, des lattes d'ilménite et surtout des plagioclases (labrador). La minéralogie de ces laves correspond à celle du basalte de transition de Baxter (1972). + Minéraux d'altération: l'altération est semblable à celles des dykes de type I. Les mêmes minéraux se rencontrent avec par ordre d'importance. La chlorite développée dans la mésostase ou dans les bulles. Les oxydes de fer et les pyrites en auréole autour des olivines ou dans les fissures. La calcite entourée d'épidote et de chlorite, parfois en remplissage asymétrique de bulles (fig. 109 a). Le remplissage n'est pas radiale mais en grandes plages d'orientation différente (fig. 108 a et c). Parfois, elle se développe au dépens de la matrice. Le quartz est souvent associé à la calcite dans le remplissage des bulles (fig. 109 a). L'amphibole, en baguettes à pléochroïsme brun est une kaersutite. Elle est toujours associée à des zones de fortes altérations et se situe au voisinage de bulles. Elle est peu fréquente et s'altère souvent en épidote (fig. 109 a).

c - Comparaison dykes - coulées (chapitre II)

La pétrographie de ces dykes se rapproche beaucoup de celle des coulées surtout en ce qui concerne le faible volume des phénocristaux (5 %).

E.3. LES DYKES DE TYPE III (Echantillons n° 61-67-76 et 89).

Ce groupe est, d'après la description minéralogique, formé d'ankaramites (Joung) et fait partie des mélabasaltes.

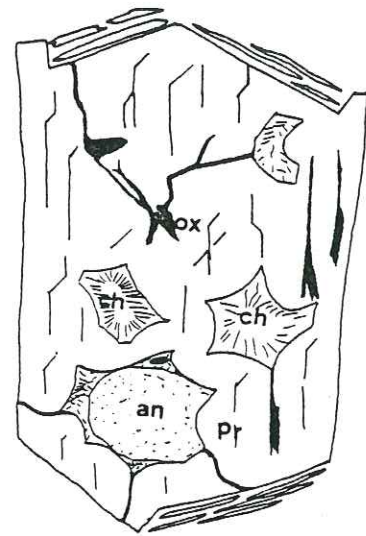
a - Aspect macroscopique

La structure est microlitique porphyrique (plus de 30 % de phénocristaux). + Les minéraux essentiels (phénocristaux) : olivine non altérée (10 %); clinopyroxènes atteignant 5 mm (16 %); rares plagioclases (andésine) (4 %). + La pâte gris-noir, à patine brune, peut être altérée ce qui rend ces laves méconnaissables. C'est le cas à rivière Champagne et aux cascades Diamamouve. + Les minéraux d'altération se développent dans les fissures,

Fig. 110: Aspect des cristaux de clinopyroxènes dans les dykes du rift.

- A) Voisins des zones de fracture
- B) Eloignés des zones de fracture

Voir légende figure 108.
0 microns 5



A) Développement des chlorites et des zéolites dans les craquelures des clinopyroxènes.

B) Déstabilisation des clinopyroxènes.

(Dyke d'ankaramite)

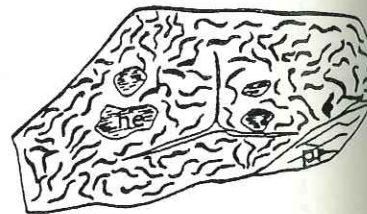
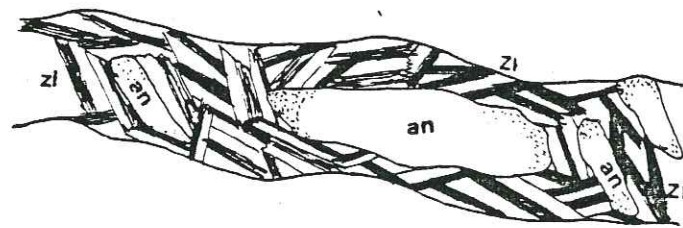


Fig. 111: Remplissage des fentes de dykes éloignés des accidents N 100. (Voir légende figure 108).



dans des bulles ou se substituent à la mésostase. Il s'agit surtout de chlorite, d'épidote en baguettes et de zéolites.

b - Aspect microscopique

Minéraux essentiels : ce sont des phénocristaux de clinopyroxènes généralement sains. Le zonage est courant et les diopsides vert-pâle ou les augites brunes sont entourés de franges de titanomagnétite, ou parfois déstabilisés (fig. 110 b); l'olivine est saine, mais des phénomènes d'iddingsitisation sont courants. Certains cristaux lamellaires sont totalement détruits. Les plagioclases (labrador) sont rares, souvent brisés et aux extrémités mal développés. La matrice est constituée de clinopyroxène (augite) d'olivine, de plagioclase (labrador), de titanomagnétite, d'ilménite et de traces de verre souvent chloritisé. Minéraux d'altération : de même que les autres groupes, l'altération est répartie de façon très variée mais la même paragenèse est encore observée. Chlorite soit dans la pâte ou dans les vacuoles ainsi que dans les cristaux (fig. 110 a); oxyde de fer et pyrite parfois en agglomérats dans les bulles, avec parfois de l'hématite ou fixés sur les pyroxènes altérés (fig. 110 b); épidote et zoisite le long des macles de plagioclases; traces de quartz et de calcite; zéolites (analcime ou scolécite) (fig. 111).

c - Relations dykes - coulées

Elles paraissent évidentes aussi bien macroscopiquement que par leur minéralogie. Ces dykes d'ankaramite possèdent deux types de cristaux d'olivine : (1) les uns appartiennent au magma et sont cristallisés précocement; (2) les autres, lamellaires et altérés, sont hérités et proviennent de la désagrégation des dunites; ces associations dérivant de cumulats de la chambre magmatique (soit néoformés soit hérités d'un matériel ancien) (Baxter 1972). Ces deux types d'olivine se retrouvent dans les coulées, bien que les olivines lamellaires soient plus rares. Il est donc évident que ces laves représentent un magma riche en cumulats, donc près du plancher de la chambre magmatique; les cumulats, au cours de l'ascension, se brisant en lamelles qui parsèment les dykes et les coulées (cf. chapitre II p. 74).

E.4 LES DYKES DE TYPE V (BASALTE VITREUX)

Ils correspondent aux coulées bréchifiées recouvrant les tufs (vallée d'Anse Jonchée). Cette lave, très bulleuse, oxydée, de structure microlitique est pauvre en minéraux. Seuls, quelques phénocristaux de clinopyroxène (augite) et quelques microlites de plagioclase parsèment la mésostase vitreuse. Les oxydes de fer (limonite et hématite) sont abondants, ainsi que la chlorite en géodes et des traces de zéolites (analcime).

E.5. LES DYKES DE TYPE VI (ÉCHANTILLONS N° 28-48 ET 70 SUR LE TABLEAU I)

De structure microlitique porphyrique, ces laves claires sont riches en cristaux (25 %). Minéraux essentiels : les feldspaths alcalins constituent la phase principale et il s'agit surtout d'anorthose. Quelques plagioclases (oligoclase) sont cependant présents. Et quelques cristaux d'augite aegyrienne (de petite taille). La néphéline, en plages plus ou moins développées, apparaît; c'est le seul groupe où elle existe de façon normative (2 à 8 %). La matrice est subordonnée composée principalement d'anorthose, d'augite aegyrienne (rare) et de quelques amphiboles (aenigmatite). La néphéline n'est jamais visible dans la matrice. Ce groupe pétrographique, sous-saturé, est formé de phonolites. Cependant, certains dykes ne présentent aucune trace de néphéline et pourraient correspondre à des trachytes (échantillons 28 et 70). Minéraux d'altération : l'altération est faible,

chlorite en auréole, oxydes de fer et pyrite abondante, zéolites (analcime) dans les fissures des dykes.

a - Relations dykes - coulées

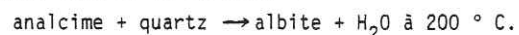
La nature phonolitique des dykes permet de les rapprocher des grands dômes de l'île. Cinq secteurs ont été repérés; certains correspondent parfois à un dôme. (1) Le Mont Brisé (Echantillon 70), formé de 20 dykes, de trachytes (pas de néphéline) s'aligne sur le Mont Camizard. (2) Anse Jonchée : un dyke associé à une zone broyée; (3) Rivière Sud-Est : 5 à 6 dykes; Anse Courtois; 2 dykes de phonolite; (5) Jurançon (Massif Savanne): quelques dykes de phonolites (15 à 30) associés sans doute au dôme de Chamarel (cf. fig. 85 p.).

F - CARACTERES DE L'HYDROTHERMALISME

Cet hydrothermalisme se manifeste durant la période (400 000 ans) qui sépare la fin des émissions ankaramitiques: l'effondrement du rift (5,4 Ma) de la mise en place des dykes de phonolites (5,0 Ma.). En effet, Ces dykes ne paraissent que très peu atteints par les transformations secondaires.

F.1. PARAGÉNÈSE

a - La paragenèse principale à chlorite, analcime, scolécite, calcite, oxyde (hématite) et sulfure (pyrite) de fer se manifeste dans une zone de faible fracturation (fig. 114). Cette paragenèse sans prehnite ni pumpellyite est identique à celle développée dans le métamorphisme de faciès zéolite dans des conditions de pression et de température faibles (0,5 à 1,5 kb et 100 à 500° C). D'après les travaux de Liou (1971), dans les associations riches en quartz, l'analcime n'a qu'un faible domaine de stabilité compte-tenu de la réaction :



Il semble, au contraire que, dans les contextes dépourvus de silice libre, l'analcime présente un domaine de stabilité beaucoup plus large; ce n'est que vers 500° C qu'elle se décompose en albite, néphéline et eau. Etant donné que la néphéline n'existe pas dans les géodes des dykes du rift, on peut supposer que la température n'a pas atteint 500° C au cours de cette phase d'hydrothermalisme.

Par ailleurs, la stabilité de la laumontite est liée à la présence de silice. A Wairakei (Nouvelle Zélande) elle se forme à des températures voisines de 195 à 200° C en présence d'un excès de silice (Steiner 1955). Il apparaît néanmoins improbable que la laumontite puisse prendre naissance à partir d'un minéral plus hydraté à d'aussi basses températures dans des roches dépourvues de quartz. Nativel (1978) place la stabilité de minéral à 300° C environ. Compte tenu de ces données, on peut dire que la température de cristallisation des minéraux du faciès zéolite (analcime - scolécite) se situe à Maurice entre 180 et 300° pour une pression de 0,5 à 1,5 kb.

L'abondance des oxydes de fer (hématite) témoigne d'un milieu spécialement oxydant donc de la présence abondante d'oxygène dans les gazs libérés (fig. 112).

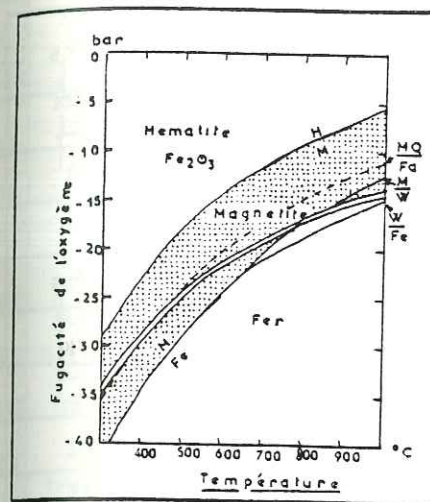


Fig. 112: Diagramme température-fugacité de l'oxygène pour l'équilibre des minéraux ferreux et ferriques.

b - Une deuxième paragenèse à épidote et zoïsite se manifeste dans le cœur du massif Bambous (fig. 114), dans une région à forte fracturation et dans les niveaux profonds du rift (de 40 à 100 m) le long de la rivière Champagne et de la rivière Nyon (fig. 113 et 114). Cependant, elle se développe aussi au voisinage de fractures importantes (éch. 63). Elle correspond à des conditions de pression et température plus élevées. En effet, pour des pressions de plus de 3 kb et à basse température (300° C environ), les zoïsites sont déstabilisées en laumontite ou lawsonite : minéraux non observés à Maurice. On peut donc dire que cette deuxième paragenèse a cristallisé à des pressions inférieures à 3 kb (stabilité du zoïsite) et à des températures supérieures à 300° C (formation de l'épidote).

c - La présence de stilpnomélane et d'amphibole dans les échantillons 76 et 75 (fig. 113 et 114) laisse supposer que, dans certaines régions privilégiées (lit de la rivière Champagne) et dans des accidents fermés en surface, les pressions ont été suffisamment élevées (4,5 kb à 200° - 400° pour l'amphibole et 5 kb à 400-500° pour le stilpnomélane) et pendant un temps assez long pour permettre la cristallisation de ces minéraux.

d - Les veines à quartz seul (cristaux atteignant 10 cm) correspondent au dernier stade de cet hydrothermalisme qui ne concerne plus que les fluides riches en silice.

En résumé, l'hydrothermalisme du rift se manifeste par la circulation de fluides riches en gaz oxydants qui permettent la cristallisation (fig. 113): (1) d'épidote et de zoïsite dans les zones profondes et le long de grands accidents ($P < 3$ kb et T de 300° et plus); (2) d'une paragenèse à chlorite, analcime, scolécite dans les zones plus superficielles ($P = 0,5$ à 1,5 kb, $T = 180$ à 300° C); (3) d'amphibole et de stilpnomélane ($P = 4,5$ kb, $T = 450$ ° C) dans des zones de fracturation profonde non ouvertes à l'air libre; (4) enfin, les derniers fluides riches en SiO_2 ne déposent que des veines de quartz le long de grandes fissures.

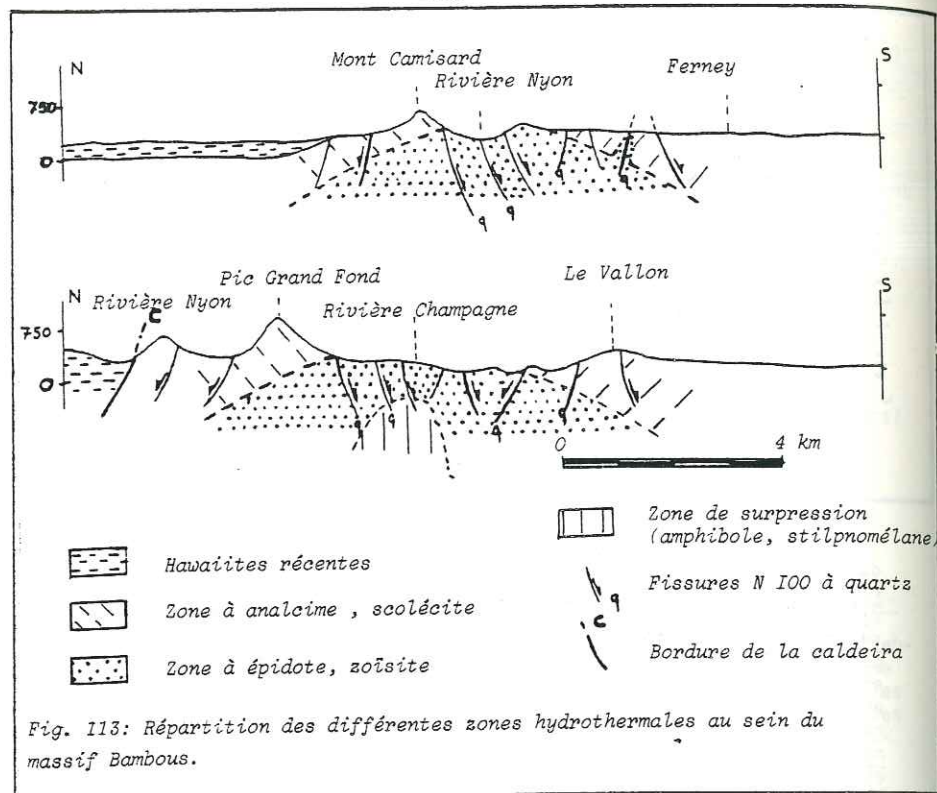


Fig. 113: Répartition des différentes zones hydrothermales au sein du massif Bambous.

F.2. REMARQUES SUR LA LOCALISATION DES MINÉRAUX SECONDAIRES (FIG. 113 ET 114 ET TABL. 1)

F.2.1. LE QUARTZ

Existant dans les dykes et dans les coulées en remplissage terminal de géodes ou de bulles, il peut former de véritables filons de 1 à 2 cm d'épaisseur directement liés aux fissures N 100. Toutes les minéralisations riches en quartz ont été trouvées aux abords des accidents (200 m environ); au-delà, aucune trace n'est visible.

Ainsi, à Anse Jonchée, dans la grande zone broyée de 20 m de large, des cristaux de quartz décimétriques et bien formés ont été trouvés.

F.2.2. LES AUTRES MINÉRAUX

On remarque qu'il y a une relation entre la position des dykes, le développement des minéraux d'altération et la fracturation N 100. Ainsi, plus on approche de la zone à forte fracturation (entre le Pic Grand Fond et le Cheval de Pierre et dans la vallée d'Anse Jonchée fig. 114), plus l'action des fluides se fait sentir, développant une paragenèse à épidote et zoïsité (lit de la rivière Champagne et de la rivière Nyon) en profondeur. Quelques fissures isolées et importantes présentent la même paragenèse. Cependant, dans les fractures isolées et la zone superficielle à forte fracturation, se développent la chlorite, l'analcime et la scolécite.

Echantillon NATURE (Coulée / DYKE) (D) (L) (T) (P)	POSITION Par rapport aux accidents N100	MINÉRALISATION PARAGÈNESE DES MINÉRAUX SECONDAIRES									
		Quartz	Calcite	Chlorite	Epidote	Pyrite	Oxyde (de Fe) Limonite	Hématite	Analcime	Scolécite	Stilpnomé
12 O I	750 m d'un accident			•		•	•	•	•		
13 O II	500 m		Trace	•	Trace	•	•	•			
14 O I	500 m			•	Trace	•	•	•			
15 O I	750 m			•		•		•	•		
16 O I	Sur accident N100 important	•		•		•		•			
28 O VI	TRACHYTE	Trace	•	•	•	•	•	•			
29 O I	200 m	•		•		•					
45 O II	Tres éloigné 1km			•		•		•			
48 O II	100 m TRACHYTE		Trace		•	•					
61 O III	750 m			•		•					
62 C	200 m			•	•	•	•				
63 O III	Sur accident	•	•	•	•	•	•	•			
64 C	Tres éloigné 2 km			•		•		•			
65 O II	Zone de fissure N100			•		•		•			
67 O V	100 m accident z. de fissure	•		•	•	•	•	•			
68 O III	Idem 67			•	•	•	•	•	•		
70 O VI	Sur accident TRACHYTE			•		•		•			
72 O II	Sur accident	•	•	•		•		•			
73 O I	100 m			•	•	•	•	•	•		
76 O III	Sur accident	•		•	•	•	•	•	•	•	
77 O I	300 m			•		•		•			
89 O III	Tres éloigné			•	•	•	•				
98 O I	500 m			•		•	•			FISSURE	
99 C	50 m	•		•	•	•	•				
100 O I	Sur accident	•									

TABLEAU I

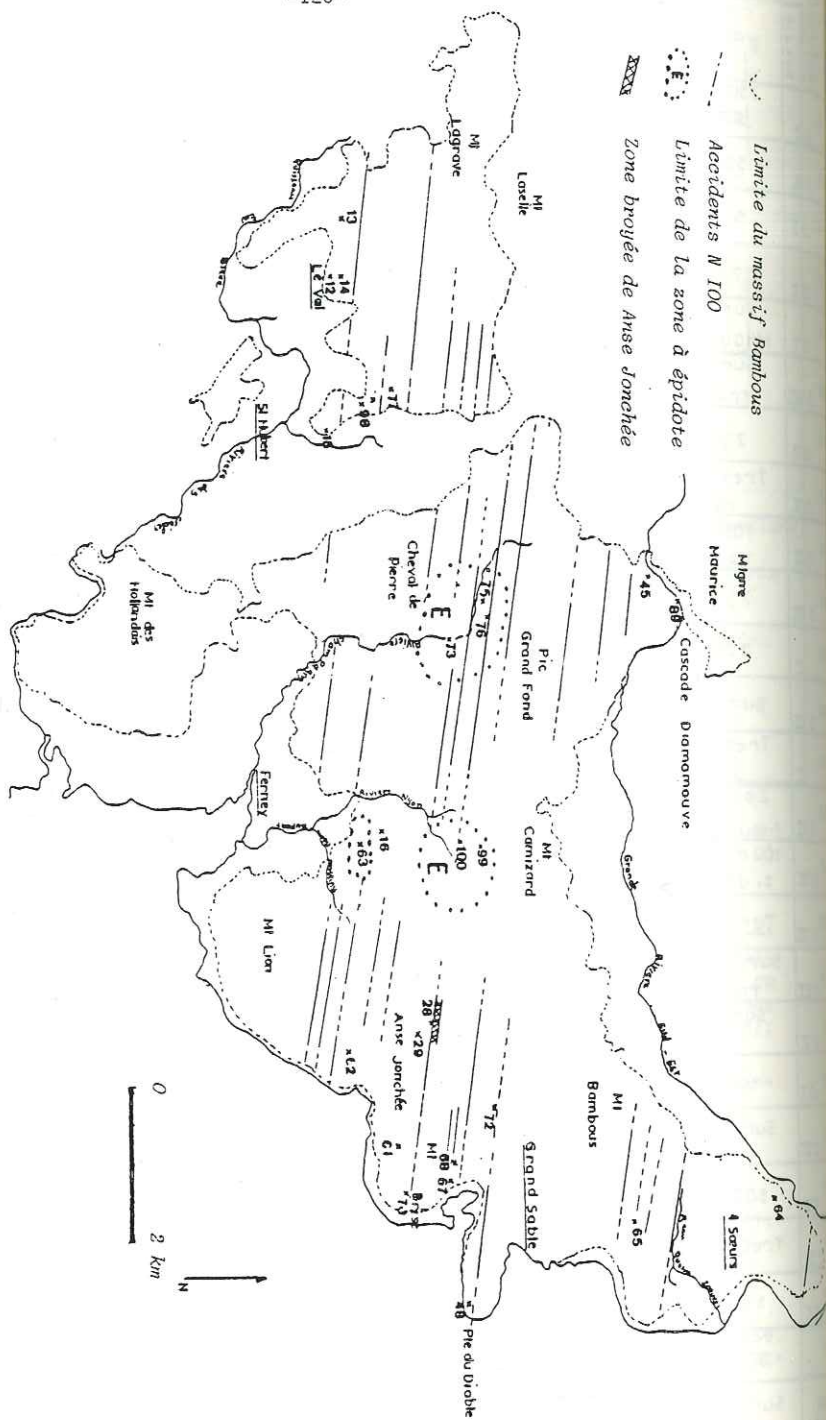


Fig. 114: Position des échantillons par rapport aux accidents du rift.

L'hydrothermalisme secondaire apparaît donc lié aux accidents N 100 et assez bien délimité dans l'espace (les zones hydrothermales sont centrées sur la région à fracturation maximale, (fig. 113) et dans le temps; les trachytes, qui sont les dernières venues liées aux fractures N 100 (5 Ma), ne s'accompagnent pas d'une activité minéralisante importante.




Remarque : A Saint Julien Hillock (carte h.-t.), au Nord du massif Bambous, les basaltes présentent une abondance de bulles remplies de chlorite, zéolite et/ou quartz. Cette paragenèse se rapproche de celle observée aux environs des fissures du massif Bambous, laissant supposer que les collines de Saint Julien sont également situées sur un réseau de fissures N 100 en bordure du rift (fig. 85, p.88) (cf. § C.2, p.104).

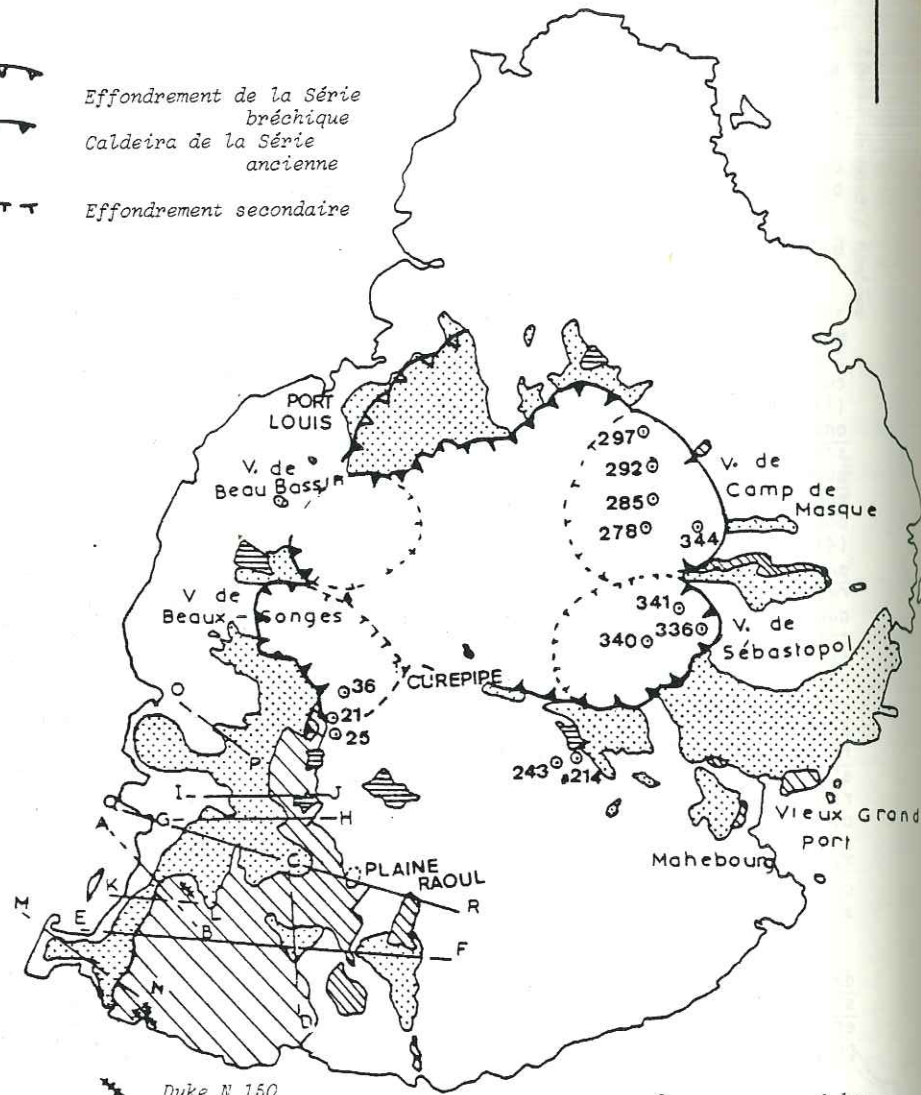
G - CONCLUSION







Le rift N 100 se divise en plusieurs branches dont la principale est parallèle à l'allongement du massif Bambous, depuis l'océan jusqu'au Mont Lagrave soit sur 5 km; elle est masquée ensuite par les laves récentes. Six types de dykes sont représentés, correspondant tous à un épisode particulier des Séries bréchique ou ancienne. Ce sont par ordre d'importance : (1) les basaltes à olivine, basaltes doléritiques et mugéarites en dykes onduleux (N 100 à N 70) dont la partie superficielle est altérée, et qui sont générateurs des laves du bouclier primitif. (2) Les basaltes aphyriques en dykes épais, rectilignes (N 100) traversant les précédents. (3) Les ankaramites dont la mise en place s'accompagne d'une activité explosive importante responsable des brèches du mont Bambou et de quelques coulées. (4) Bien que liée au rift, il ne s'agit pas de véritables dykes mais d'une brèche à éléments de dykes anguleux. (5) Peu importants, ces dykes n'affleurent que sur le littoral, de par leur altitude et leur nature pétrographique, ils seraient contemporains des produits bréchiques de base (coulée bréchifiée d'Anse Jonchée). Sous l'effet de la distension toujours plus importante (7 km dans le massif Bambous), cette zone va subir des mouvements d'effondrement responsables des horsts, grabens et blocs basculés, délimités par des fractures N 110. Les derniers mouvements qui affectent le rift sont liés à une activité hydrothermale importante dont la trace est visible dans les formations environnantes. Aux abords, des fissures cristallisent : l'épidote et la zoisite dans les zones profondes; l'ancalime, la scolécite et la chlorite dans les zones superficielles et enfin le quartz le long de grands accidents. (6) Ces dykes sains (sans minéralisation secondaire) de phonolite sont dispersés en faisceaux et associés aux zones broyées. Ils constituent les dernières émissions au niveau du rift bloquant les fissures. Ces dykes occupent les fissures d'alimentation des grands dômes de phonolite situés à l'intersection de plusieurs accidents (Mont Lasselle).

L'activité de ce rift s'étend sur 5 Ma; elle est complexe au cours de la mise en place des Séries bréchique et ancienne et s'arrête avec l'émission des dômes de trachytes. Le système générateur des Séries intermédiaires et récentes est totalement différent et déporté vers l'Ouest, correspondant probablement à une migration de la chambre magmatique au cours des temps.

Fig.115 Localisation des laves des Séries intermédiaires.

-  Effondrement de la Série bréchiique
-  Caldeira de la Série ancienne
-  Effondrement secondaire



-  Dyke N 150
-  Série intermédiaire
-  Série récente
-  Lac
-  Sondage carottant des laves intermédiaires
-  Tracés des coupes

CHAPITRE IV

LES SERIES INTERMEDIAIRES

Cette période d'activité se situe postérieurement (1,5 Ma) à l'édification d'un vaste volcan - bouclier circulaire de quelque 40 km de diamètre, culminant à 900 m environ, effondré en son centre en une immense caldeira polylobée. L'érosion a déjà creusé dans cet édifice de nombreuses vallées qui ont entaillé le mur de la caldeira: il s'agit en particulier des vallées de Sébastopol, de Camp de Masque Pavé, de Beau Songe, de la Chaumière et de Beau Bassin, séparées par le relief du Grand Malabar (carte h-t et fig. 115). Les sondages recoupant ces structures permettent de préciser qu'elles avaient 300 à 500 m de profondeur et présentaient souvent des abrupts à bords raides (cf. chap.II). Au Sud-Est, une immense entaille dont la forme sera détaillée plus loin (chap.V) ouvre la caldeira vers la mer. C'est la zone de Mare-Tabac - Mare d'Albert et Mahebourg, qui constitue les plaines cotières de Vieux Grand Port (carte h-t et fig. 115).

Il faut rappeler que la partie supérieure de l'édifice volcanique est diversement attaquée par les agents d'érosion suivant qu'elle se trouve au vent (Est et Sud) ou sous le vent (Ouest et Nord).

A - INTRODUCTION

C'est dans ce contexte que se mettent en place les Séries intermédiaires ou "Early Lavas" (Baxter, 1972) qui comblent le fond de la caldeira et en particulier les dépressions (effondrements secondaires). En effet, ceci est prouvé par les carottages des sondages (fig.115) effectués par Santenac (1964) ou par la C.W.A. (Central Water Authority) à l'intérieur de la caldeira et qui ont rencontré des laves de cette série. Le volume émis n'est pas appréciable, car les émissions terminales d'hawaïites ont recouvert en grande partie les affleurements anciens; seuls quelques îlots émergent: La Butte Chaumont (carte h-t) ou alors ces formations sont visibles à la faveur d'entaillées de rivières anciennes (Montagne Blanche, près d'Hermitage) ou de rivières actuelles (confluent de la Rivière Profonde et de la Grande Rivière Sud-Est). Sur la fig.115, sont reportées les zones où ont été vues ou prélevées des Séries intermédiaires tant à l'affleurement que dans les sondages. Il est possible de reconstituer ainsi la surface occupée par ces laves, qui représente 500 km². Cependant, si la couverture lavique récente est importante au centre de l'île, elle est inexistante au Sud-Ouest, notamment entre le Piton de la Rivière Noire et le Piton Savanne. C'est dans cette région, et en particulier à Baie du Cap que la stratigraphie des Séries intermédiaires est la mieux exposée.

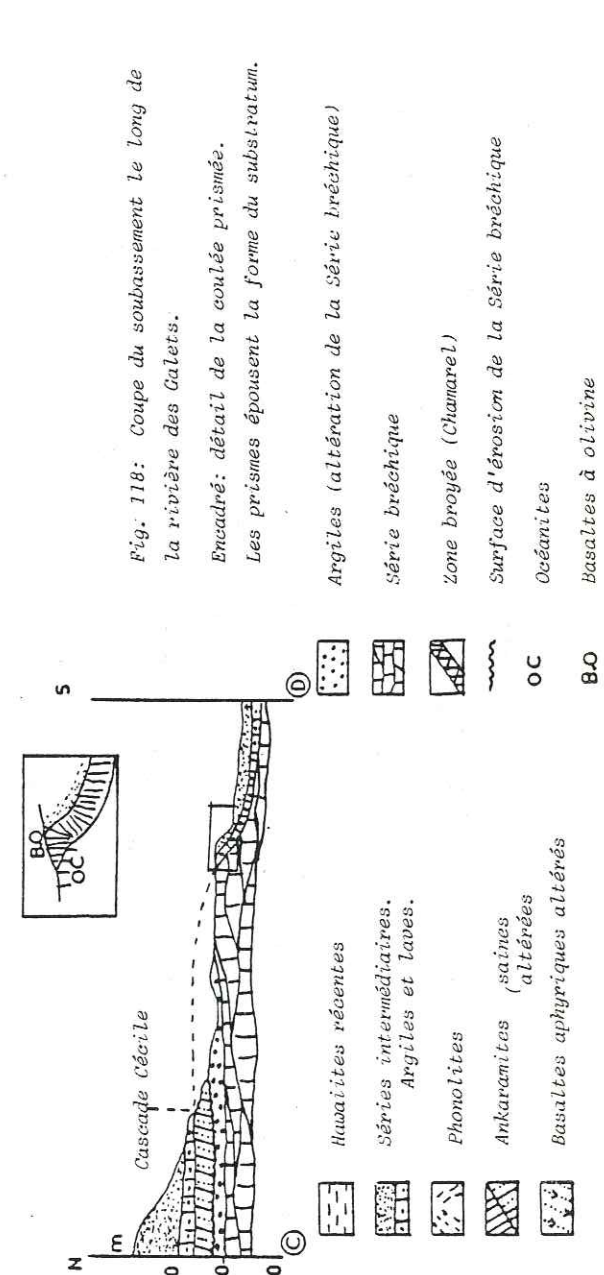
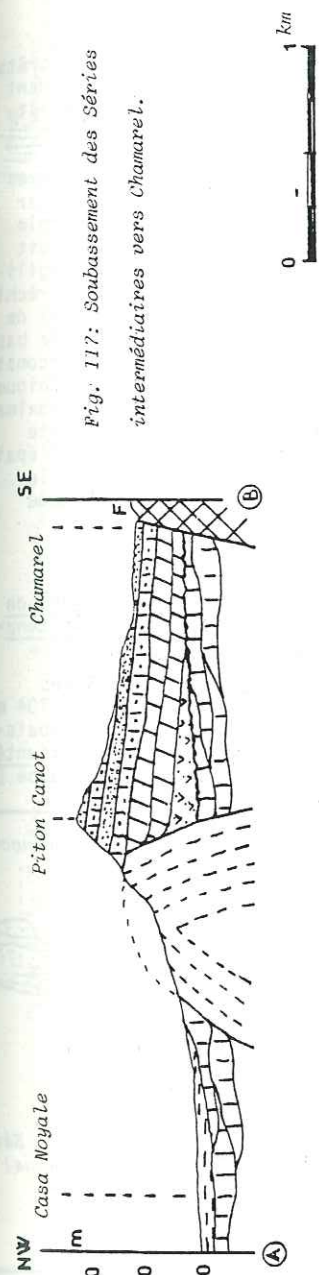
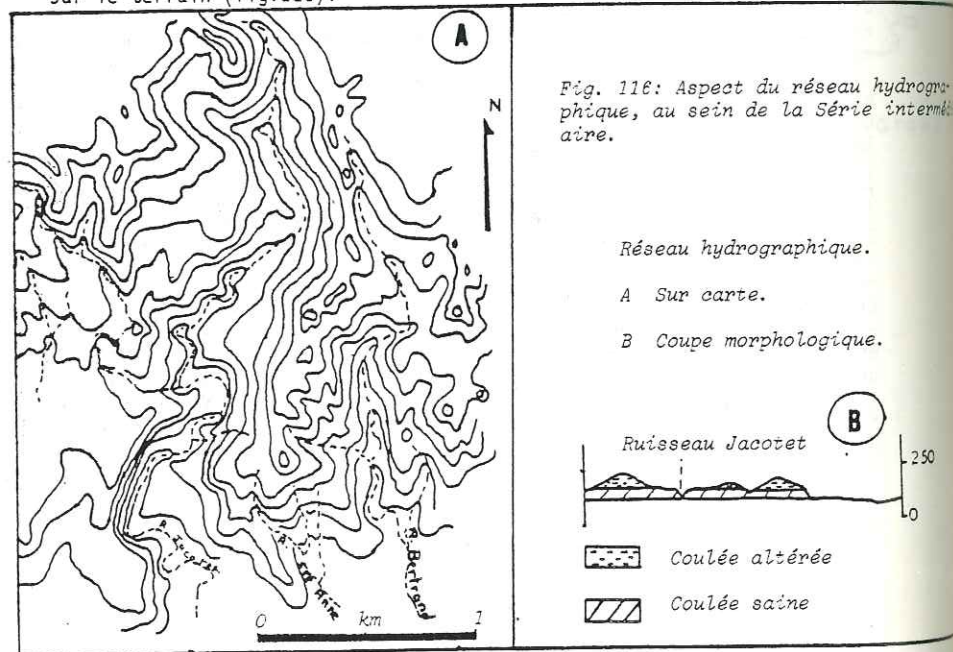
B - STRATIGRAPHIE

B.1. DESCRIPTION DE LA SÉRIE

Sur une épaisseur de 300 m, depuis Baie du Cap (base relative de la série) jusqu'à Chamarel (toit très altéré de ces émissions), s'accablent des basaltes noirs à grosses olivines ou des laves claires à feldspath, olivine, et pyroxène. Ces coulées se disposent de façon très particulière selon un

agement qui se répète dans tous les affleurements étudiés. En bordure de mer, des coulées de basalte noir à olivine, épaisses de 50 à 100 m forment une falaise. Leur prismation, très bien marquée, est originale dans cette série. A Baie du Cap (fig.115), trois coulées se superposent séparées par des intercoulées de 5 m d'épaisseur constituées de scories rougies par le passage des laves supérieures et non consolidées. Des tunnels sont visibles dans ces niveaux dont les plus importants ont été prospectés. Au toit de cette formation, les coulées s'amincissent et varient en composition (enrichissement en plagioclase) mais elles affleurent peu du fait de l'altération très poussée. A Chamarel (carte h-t), Santenac (1964) fit effectuer un sondage pour évaluer les ressources en eau de la région; celui-ci traversa 17 m d'argile avant d'atteindre la lave saine. De même, à Plaine Champagne (carte h-t.), on distingue nettement 30 m de laves altérées rouges qui surmontent les laves saines prismées.

L'émission de ces laves n'est pas continue et se produit par à coups. En effet, sur la rive gauche de la Rivière Noire, on observe des niveaux d'argile intercalés entre des coulées saines, laissant supposer qu'un temps assez long, difficilement chiffrable, mais qui peut être de l'ordre de la dizaine d'années, s'écoulait entre deux émissions. Confirmant cette hypothèse, on observe à Baie du Cap, entre deux coulées prismées, un niveau alluvial riche en blocs de basalte aphyrique, d'ankaramite et de basalte à nodules d'olivine et pyroxène, types de laves correspondant à des émissions anciennes. Ce niveau indique qu'un laps de temps, suffisamment important pour mettre en place un réseau hydrographique, sépare les deux coulées. Ainsi s'explique l'altération importante des petites coulées sommitales. Si l'arrêt de l'activité volcanique est fréquent, il se forme entre les coulées des zones argilisées qui favorisent par leur présence l'altération actuelle de cet ensemble. La morphologie actuelle découle directement de cette stratigraphie. Le réseau hydrologique creuse dans l'argile de larges vallées ondulées qui ne sont séparées que par de petites buttes arrondies et entaille ensuite des gorges étroites dans les barres prismées. Cette morphologie est très remarquable sur le terrain (fig.116).



B.2. LE SOUBASSEMENT DES SÉRIES INTERMÉDIAIRES

Dans le Massif Savanne (carte h-t.), très altéré, couvert de forêts, il est très difficile de définir le soubassement. A Case Noyale, cependant dans la falaise du Piton Canot, un contact est bien visible. Ce piton est formé par un dôme trachytique altéré, coiffé par les barres prismées de basalte à olivine. Mais ce dôme de trachyte ne constitue qu'une partie du soubassement (fig. 117, coupe A.B). Le long de la Rivière des Galets, près de la digue (250 m), une fenêtre creusée dans ces séries laisse affleurer des océanites très zéolitisées. C'est le seul affleurement reconnaissable du soubassement bien que le contact avec les laves intermédiaires ne soit pas évident. En effet, sur les rives droite et gauche, l'altération argilique ne permet pas de savoir s'il s'agit du toit altéré de la Série bréchique ou des laves intermédiaires. Dans les environs de Luchon ressortent de cette argile rouge de nombreux blocs de taille variable (du m au cm) de basalte à olivine - pyroxène et plagioclase (ankaramite) qui permettent de reconstituer l'agencement des séries anciennes (fig. 118, coupe C.D): (1) Série bréchique dans le fond de la Rivière des Galets à 250 m d'altitude: hauteur approximative du toit du bombement primitif; (2) zone argilisée à blocs de basalte aphyrique représentant l'altération de la Série bréchique (10 à 30 m d'épaisseur); (3) Zone argilisée à blocs d'ankaramite - 280 m d'altitude; 4) le contact avec les barres prismées est visible dans la gorge de la Cascade Cécile (Rivière des Galets).

C) MISE EN PLACE DES SÉRIES INTERMÉDIAIRES

Les séries intermédiaires s'écoulent donc sur un soubassement de séries anciennes (océanite, basalte aphyrique) dans lequel elles sont canalisées et viennent s'accumuler dans le secteur S.W.

La crête Piton Savanne - Jurançon (carte h-t.) formée de Séries anciennes depuis le fond de la Rivière Patate (150 m) jusqu'au sommet (704 m), avoisine le Mont Cocotte constitué de basalte à olivine (sur 300 m d'épaisseur) ce qui permet d'envisager l'hypothèse d'une structure ancienne orientée N.S. qui canalise les coulées en les dirigeant vers la mer (fig.119, coupe E.F).

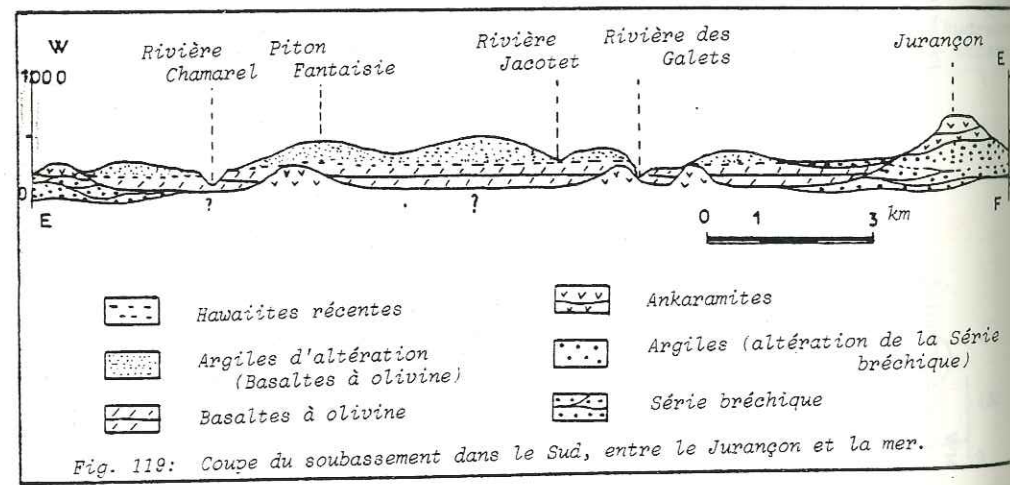


Fig. 119: Coupe du soubassement dans le Sud, entre le Jurançon et la mer.

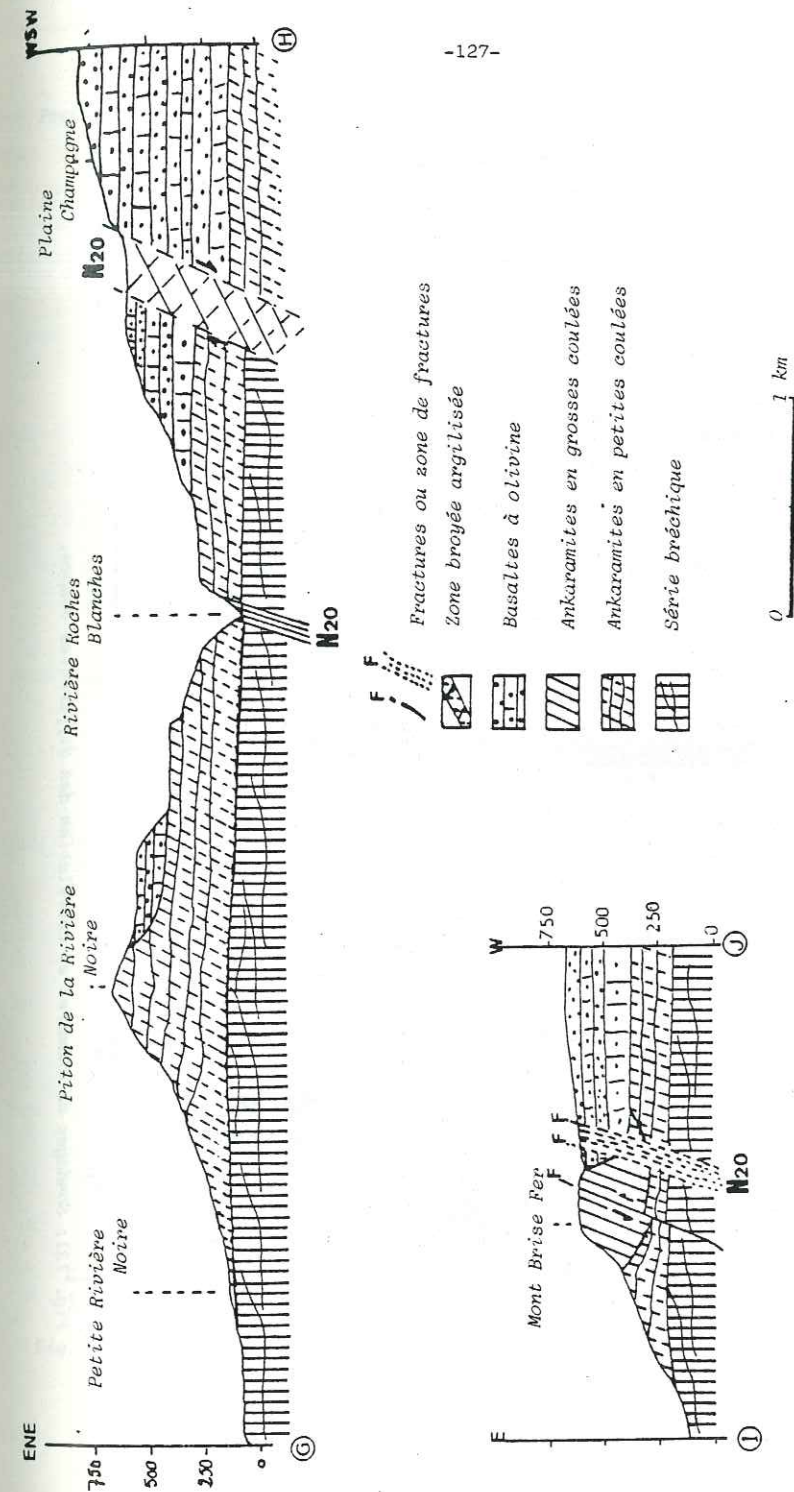
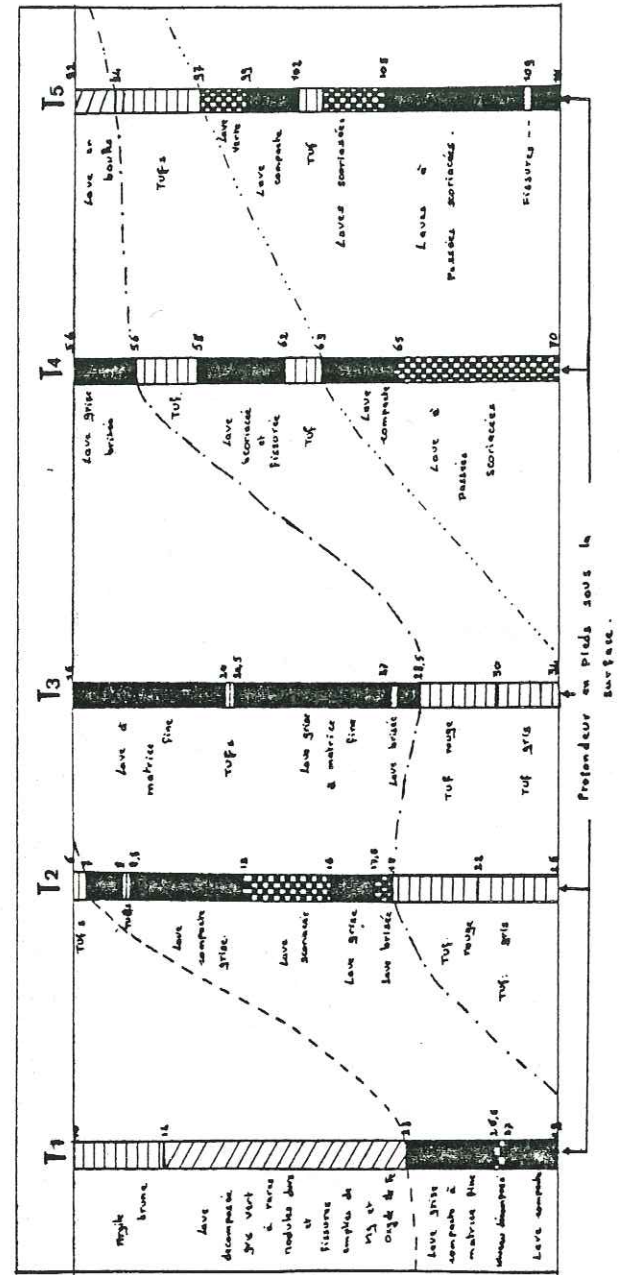


Fig. 120: Coupes montrant les relations entre les Séries intermédiaires et les Séries ancienne et bréchique à l'ouest du Massif Savanne. Les coupes correspondent aux lignes GH et IJ tracées sur la carte figure 115.



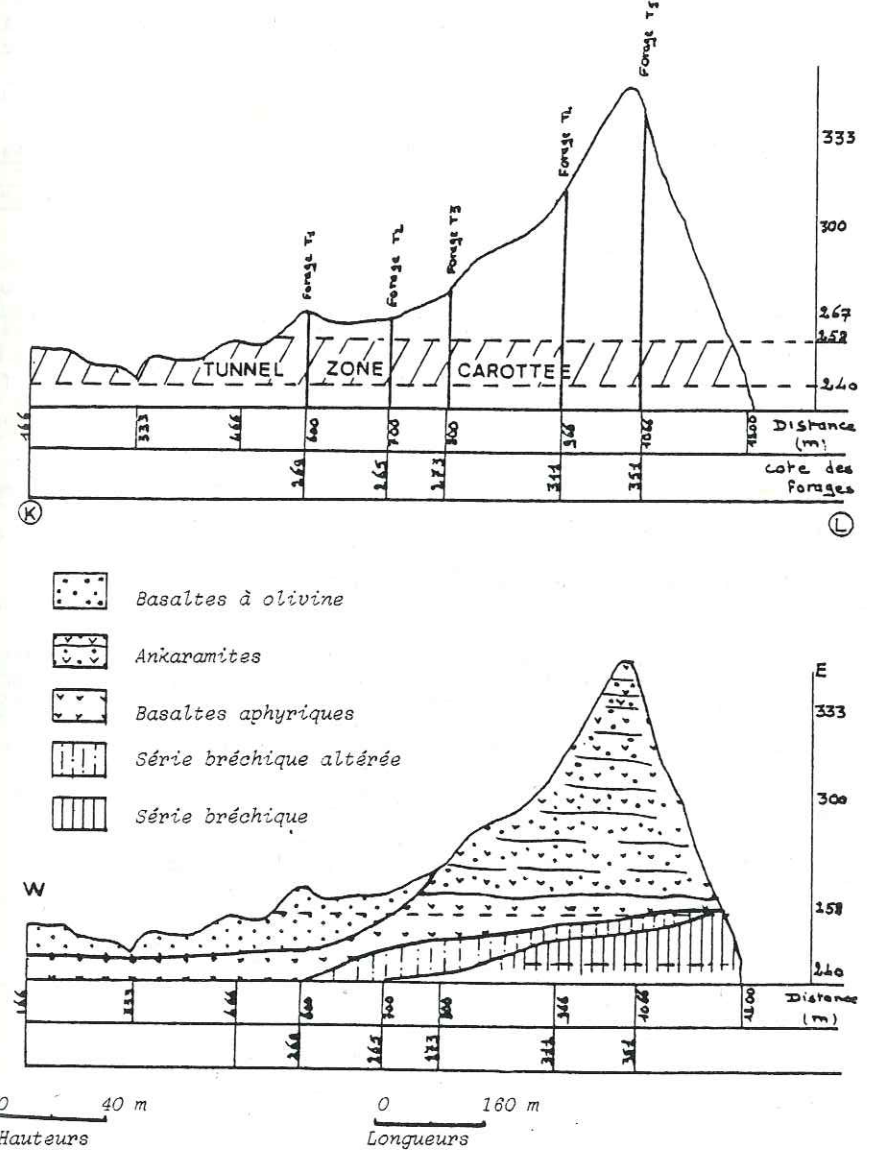
--- Limite Série intermédiaire-basalte aphyrique
 --- Limite Série ancienne-Série bréchique
 - - - Limite d'altération de la Série bréchique

[Pattern] Roche dure
 [Pattern] Argiles à boules
 [Pattern] Tufs argileux
 [Pattern] Roche dure à niveau tufacés

Longueurs 0 60 m
 Hauteurs 0 4 m

Fig. 121: Sondages de Chamarel et corrélation des différentes coupes.

Profil le long du tracé du tunnel montrant la position des forages.



[Pattern] Basaltes à olivine
 [Pattern] Ankaramites
 [Pattern] Basaltes aphyriques
 [Pattern] Série bréchique altérée
 [Pattern] Série bréchique

0 40 m
 Hauteurs
 0 160 m
 Longueurs

Fig. 122: Résultats des corrélations de la figure 121.

En rive gauche de la Rivière Noire (coupe G.H, fig. 120), au pied du Piton de la Rivière Noire, les barres de basalte à olivine horizontales viennent butter contre les parois du massif ancien, découpé en arêtes vives. Ce contact morphologiquement visible, se traduit sur la route de Chamarel à Plaine Champagne (cote 590 m), sur une distance de 300 m, par le passage des basaltes à olivine altérés à des blocs d'ankaramites. Au Mont Brise-Fer (coupe I.J., fig. 120), le même phénomène se répète mais broyé par un accident N 20 qui décale le contact.

Les séries intermédiaires auraient donc emprunté une grande vallée de 14 km de large, d'orientation N 20 - N 30, limitée à l'Ouest par les crêtes du Piton Canot et du Piton Rivière Noire, et à l'Est par la crête du Jurançon-Piton Savanne.

Les forages réalisés par la F.A.O. (Food and Agriculture Organisation) en 1965, confirment cette hypothèse. Situés aux environs du Piton de Fouge (carte h.-t.), dans les collines séparant Chamarel des plaines de Case Noyale, ils étaient destinés à une reconnaissance géologique en vue de la construction d'un tunnel de dérivation des eaux. Cinq sondages ont été carottés entre 220 et 260 m, et fournissent des coupes différentes qui n'ont pu être corrélées. Ces forages se situent au toit du bombement primitif et donc au contact de la Série bréchique et des basaltes aphyriques. D'après le schéma (fig. 121), l'hypothèse d'une vallée creusée dans les Séries anciennes se confirme donc.

Nota: Sur la figure 123, il semble que les basaltes aphyriques se soit mis en place dans une vallée entaillée dans la Série bréchique et que les ankaramites aient scellé l'ensemble (ch.II, page 74).

D) ORIGINE DES SERIES INTERMEDIAIRES

D.1. LE SECTEUR OUEST

Si la mise en place de ces séries peut être facilement comprise, il n'en est pas de même de la localisation des fissures émettrices. Simpson (1950) et Mac Dougall (1969) pensaient que ces séries étaient émises par des cônes de la région du Pétrin (carte h.-t.). Le cône de Plaine Raoul (fig. 115) est une dépression de 150 m de diamètre et 20 m de profondeur, égoulée au Sud et recouverte en partie par une coulée d'hawaïites au Nord. Les flancs de cette dépression sont constitués de produits argilisés formant des talus rougeâtres le long de la route des Marres (carte h.-t.). Un seul bloc sain a été trouvé dans la partie supérieure de cette zone: il s'agit d'un basalte très bulleux dont l'environnement n'est pas déterminable: projections ou coulée?

Cependant même si d'autres cratères existent sous les laves récentes, ce ne sont pas les seuls points d'émission. A Baie du Cap et dans la vallée de la rivière Chamarel, un ensemble de dykes s'effilant à tous les niveaux hachent les falaises. Ce sont des dykes métriques N 150, vitreux, ou alors de basalte à olivine, caractérisés par leur bordure figée centimétrique, leur débit en blocs allongés et leur érosion. Ils se rencontrent parfois dans les laves altérées, comme au col de Chamarel (carte h.-t.) dans le talus du chemin de la Chapelle (fig. 123). Leur orientation générale N 140-150 est constante et souvent, dans la zone argilisée de Plaine Champagne, des traînées plus sombres encadrées de traces millimétriques rouges ont de telles directions. Il s'agit peut être de dykes altérés mais rien ne permet de le prouver. Ces dykes N 150 s'accompagnent de grands accidents de même orientation, visibles sur les photos aériennes.

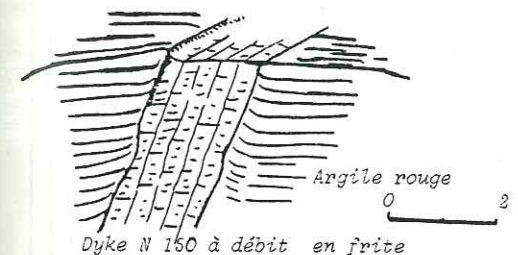


Fig. 123: Dyke de la Crête.

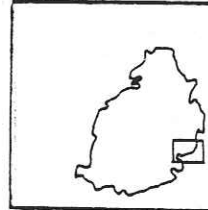
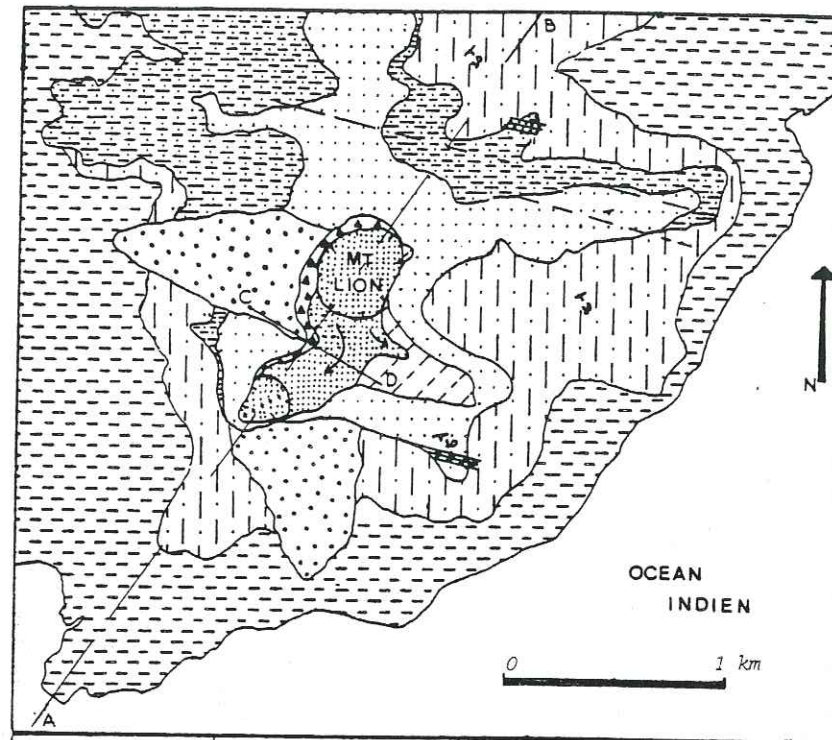
D.2. LES POINTS DE SORTIE DE L'EST

D.2.1. LE CHEVAL DE PIERRE (carte h.-t.)

La présence des Séries intermédiaires à l'Est est surtout marquée par des amas prismés de basalte à olivine; par exemple au Cheval de Pierre. Aucune indication sur l'origine de ces laves n'est visible si ce n'est quelques accidents N 80 qui découpent le Mont des Hollandais et qui, sur photos aériennes, se dirigent vers le Cheval de Pierre mais sans l'affecter.

D.2.2. LE MONT LION (carte h.-t. et fig. 124-125 et 126)

Un point de sortie à peu près certain, existe dans le massif Bambous à Vieux Grand Port. Il s'agit d'un amas prismé de basalte à olivine riche en nodules altérés. L'absence de végétation permet une observation précise des formations (qui servira de modèle aux autres points de sortie). Le Mont Lion possède un environnement de Séries anciennes (basalte aphyrique et ankaramite) découpées par des accidents N 100. Il s'agit de la juxtaposition de deux cheminées dont la plus récente a donné lieu à une coulée. Le remplissage de ces cheminées a été précédé ou accompagné d'une intense activité explosive et fumerollienne qui a laissé un anneau de brèches important autour du massif. Ces affleurements bréchiques sont inaccessibles mais, dans le ruisseau Dumontet, des blocs éboulés sont visibles. Il s'agit de blocs de taille variable (cm au m) d'ankaramite, de basalte aphyrique et d'océanite zéolitisée, englobés dans un ciment de petits éléments (mm) des roches déjà citées. Aucun bloc de basalte à olivine n'a été trouvé dans ces brèches qui représentent la phase d'ouverture du conduit. L'activité volcanique cesse après l'émission des laves qui s'accumulent le long de la fissure. Ainsi, au dessus de Ferney le point de sortie montre une structure en éventail le long d'une ligne orientée N 80 qui se poursuit vers le Nord (fig. 126). Au Sud, sur les photos aériennes, de grands accidents N 80 hachent le mont des Hollandais et se traduisent sur le terrain par des brèches. Dans le parc à cerfs, en aval du chemin, une fissure N 80 est responsable de l'émission de la barre aphyrique en fragments anguleux. L'ensemble, recimenté par les basaltes à olivine, forme une mosaïque visible sur 5 à 6 m. Cette fissure N 80, explosive, émet également des petites coulées de basalte à olivine notamment en amont de la route au pied du Mont des Créoles (carte h.-t. et fig. 126). Cet accident se poursuit alors sur les points de sortie du Mont Lion (fig. 126). Ainsi, ces accidents N 80 émetteurs de basalte à olivine seraient à l'origine des points de sortie du Mont Lion. La mise en place du Cheval de Pierre pourrait avoir la même origine.



- | | | | |
|--|-------------------------|--|-------------------------|
| | Points de sortie | | Fractures |
| | Axes du point de sortie | | Pendages |
| | Couverture végétale | | Basaltes aphyriques |
| | Eboulis | | Série bréchique altérée |
| | Basaltes à olivine | | Série bréchique |
| | Brèches fumerollisées | | Dykes |
| | Ankaramites | | |

Fig. 124: Carte géologique du Mont Lion.

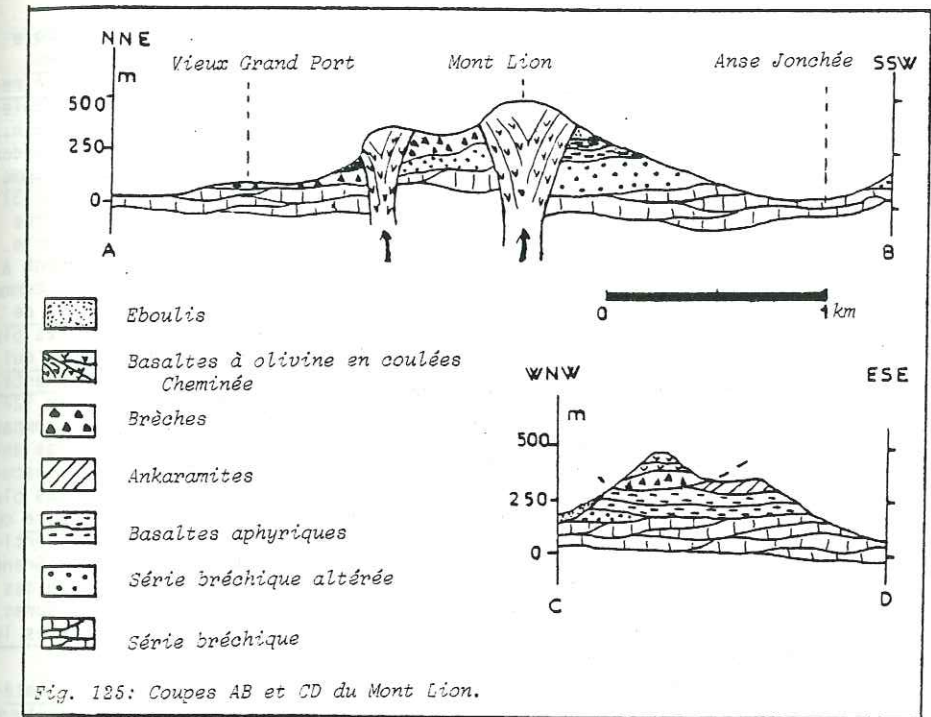


Fig. 125: Coupes AB et CD du Mont Lion.

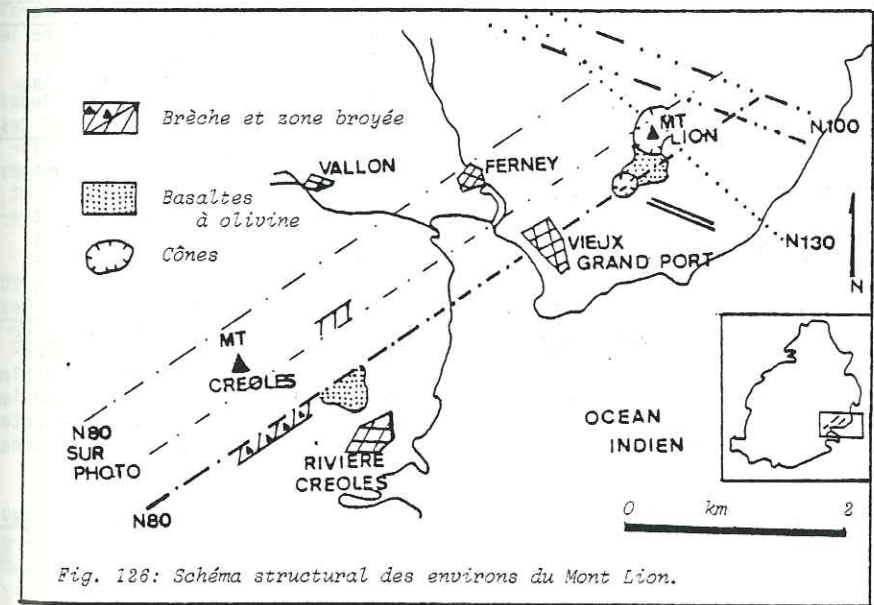


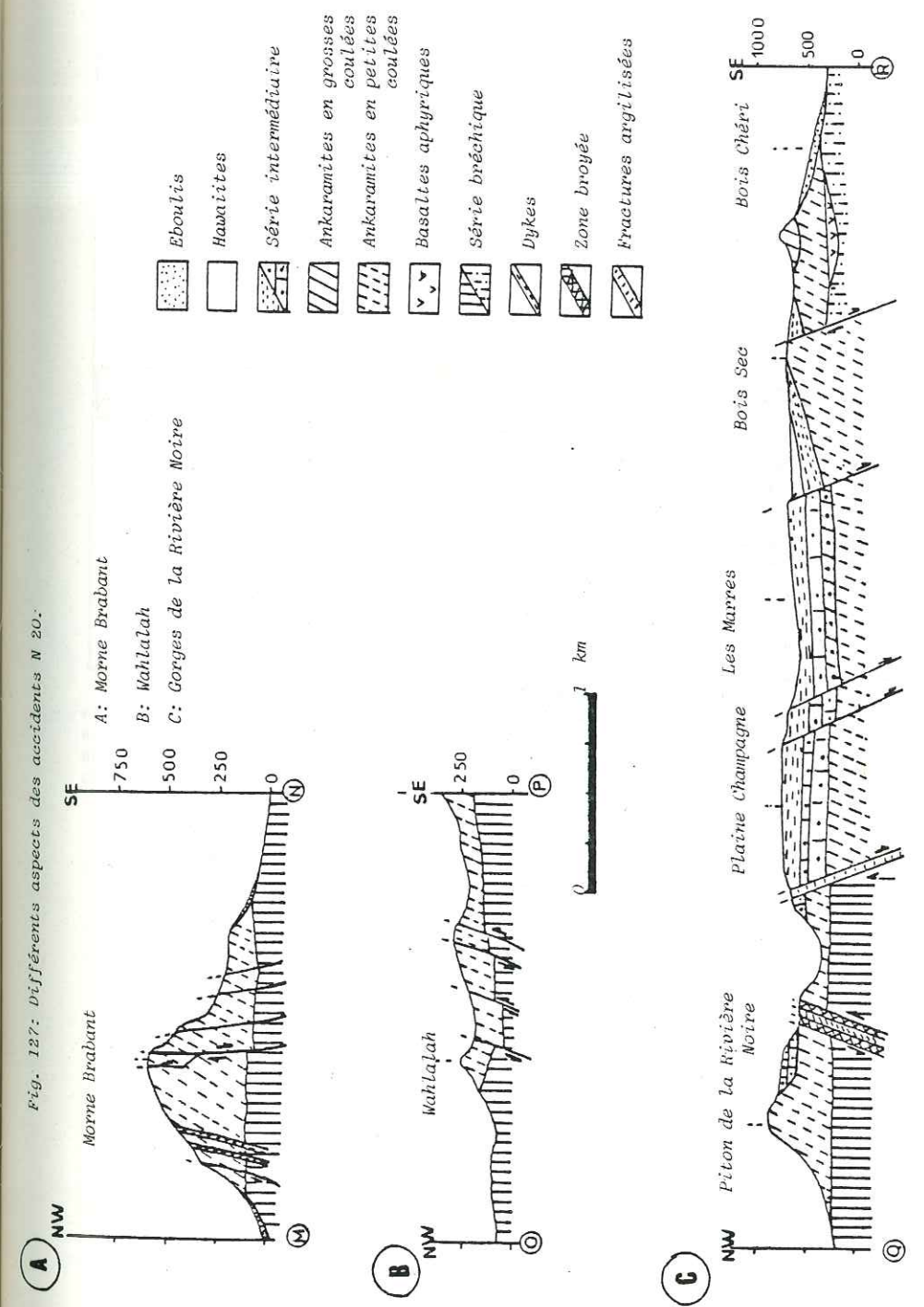
Fig. 126: Schéma structural des environs du Mont Lion.

E - LES ACCIDENTS

Les accidents affectant les Sériés anciennes forment un ensemble de direction N 100 mais les Sériés intermédiaires montrent de nombreuses fractures et dykes d'orientations différentes. Cinq orientations ont été repérées : (1) N 45 : cette direction est peu marquée : 3 ou 4 fissures seulement, peu marquées, affectent la latérite dans la région des Marres (carte h.-t.). (2) N 100: de même que les fissures N 45, elles ne sont visibles que dans les zones argillisées sous forme de fractures ou bien de zones broyées comme à Chamarel. Aucun déplacement n'a été observé sur ces deux directions. (3) N 150 : déjà citées précédemment, elles se caractérisent par des fractures ouvertes injectées de dykes qui s'effilent à tous les niveaux de la Série. Cette direction, bien marquée à l'Ouest (fig. 130), se retrouve également à l'Est, soit sous forme de brèches de failles, soit sur photos aériennes, comme zone érodée privilégiée (ex. : le Mont Lagrave). Le déplacement le long de cette direction semble senestre. (4) N 20 : c'est une des directions les plus importantes, marquée par de grands accidents comme ceux du Mont Savanne qui déterminent le jeu des blocs en horsts et grabens, ainsi qu'en basculements, avec des rejets allant de 10 à 80 m. C'est le cas au Morne Brabant (fig. 127 a coupe M.N.) où le compartiment Est est effondré de 5 m par rapport au compartiment Ouest. Au Mont Simonet, les accidents N 20 mettent en contact les ankaramites et les laves de la Série intermédiaire ou décalent en blocs basculés le massif Wahlalalah (fig. 127 b, coupe OP) Mais les décrochements les plus spectaculaires sont ceux de la rive gauche des gorges de la rivière Noire où sur 10 km (fig. 127 c, coupe Q-R) huit accidents successifs déplacent verticalement en horsts et grabens des blocs de barres prismées, alors qu'à Grand Bassin les accidents provoquent le basculement des blocs. Les traces de ces accidents sont des zones broyées argillisées (rivière Noire) ou des fissures injectées de dykes (Morne Brabant). Le mouvement déterminé par les stries le long des fissures N 20 de Plaine Champagne est dextre.

(5) N 70 : Ces accidents sont les plus nombreux (60 %) et sont souvent matérialisés par des dykes groupés en faisceaux (fig. 128). Ils se disposent en échelons le long des accidents N 20 et par l'analyse des stries, on peut déterminer un mouvement dextre sur certaines fractures (Plaine Champagne). Outre le faisceaux de dykes de la rivière Tamarin et de la rivière Noire, de grands accidents N 70 affectent le massif Savanne. Il s'agit en particulier de la zone broyée de Chamarel qui s'étend sur 1 km de large et 6 km de long, depuis le Piton du Fouge jusqu'aux Marres (carte h.-t.), et qui est à l'origine des Terres de Couleurs de Chamarel. L'importance de ce broyage est telle qu'aucune lave n'est restée intacte dans la région comme le prouvent les sondages effectués par le F.A.O en 1965 : entre les barres de la Cascade Chamarel et le Piton Canot et sur 40 à 50 m de profondeur aucune lave saine n'a été traversée. D'autres accidents N 70 sont visibles à la rivière Tamarin où ils affaissent sur 10 m les Sériés intermédiaires et se poursuivent jusqu'à la Coupée Saint Martin soit sur 6 km, dans les ankaramites. Ces directions N 20 et N 70 sont bien visibles sur les photos aériennes et sur les cartes; elles sont responsables du découpage de la côte Ouest et en particulier du cap du Morne Brabant (fig. 129). Parfois, ces deux orientations se conjuguent créant dans la région de Mare Longue et Mare Tamarin (fig. 130) une zone de blocs effondrés ou soulevés à l'origine des dépressions occupées maintenant par les deux lacs. Dans quelques sondages effectués en 1963 par R. Santenac, on note des rejets atteignant 20 m. A l'Est, ces accidents sont marqués par des zones broyées ou de grandes fissures parfois émettrices comme au Mont Lion.

Remarque : L'ensemble des accidents décrits diminue de façon caractéristique vers le Nord (massif du Pouce) où seuls subsistent quelques accidents N 20 et N 70 (cf. 2ème partie chap. I).



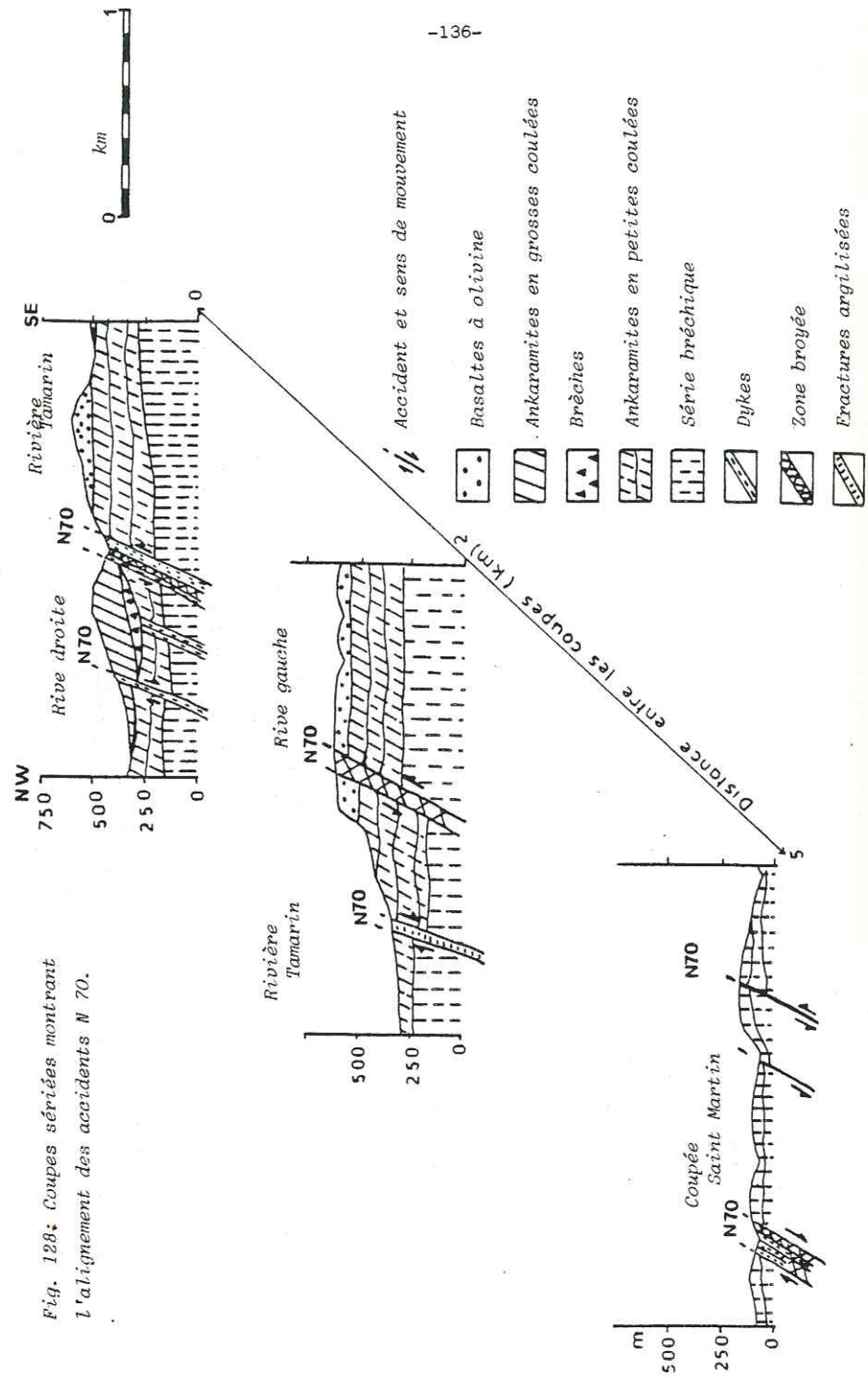


Fig. 128: Coupes sériées montrant l'alignement des accidents N 70.

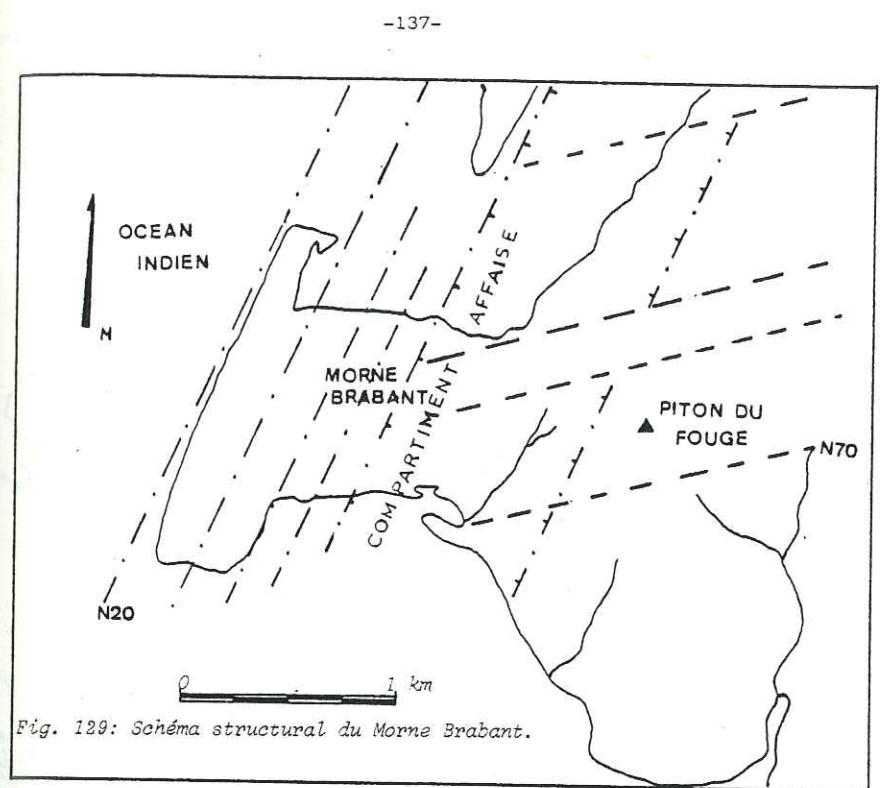


Fig. 129: Schéma structural du Morne Brabant.

La géométrie en plan des éléments structuraux décrits précédemment est compatible avec une zone de cisaillement dextre. Le modèle cinématique est schématisé sur la fig. 131. Les cisaillements D accompagnent la zone de décrochement et sont de même direction et de même sens que lui. Les fissures conjuguées de Riedel s'organisent en échelons le long de D :

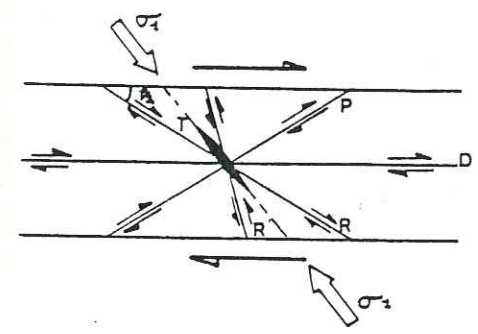
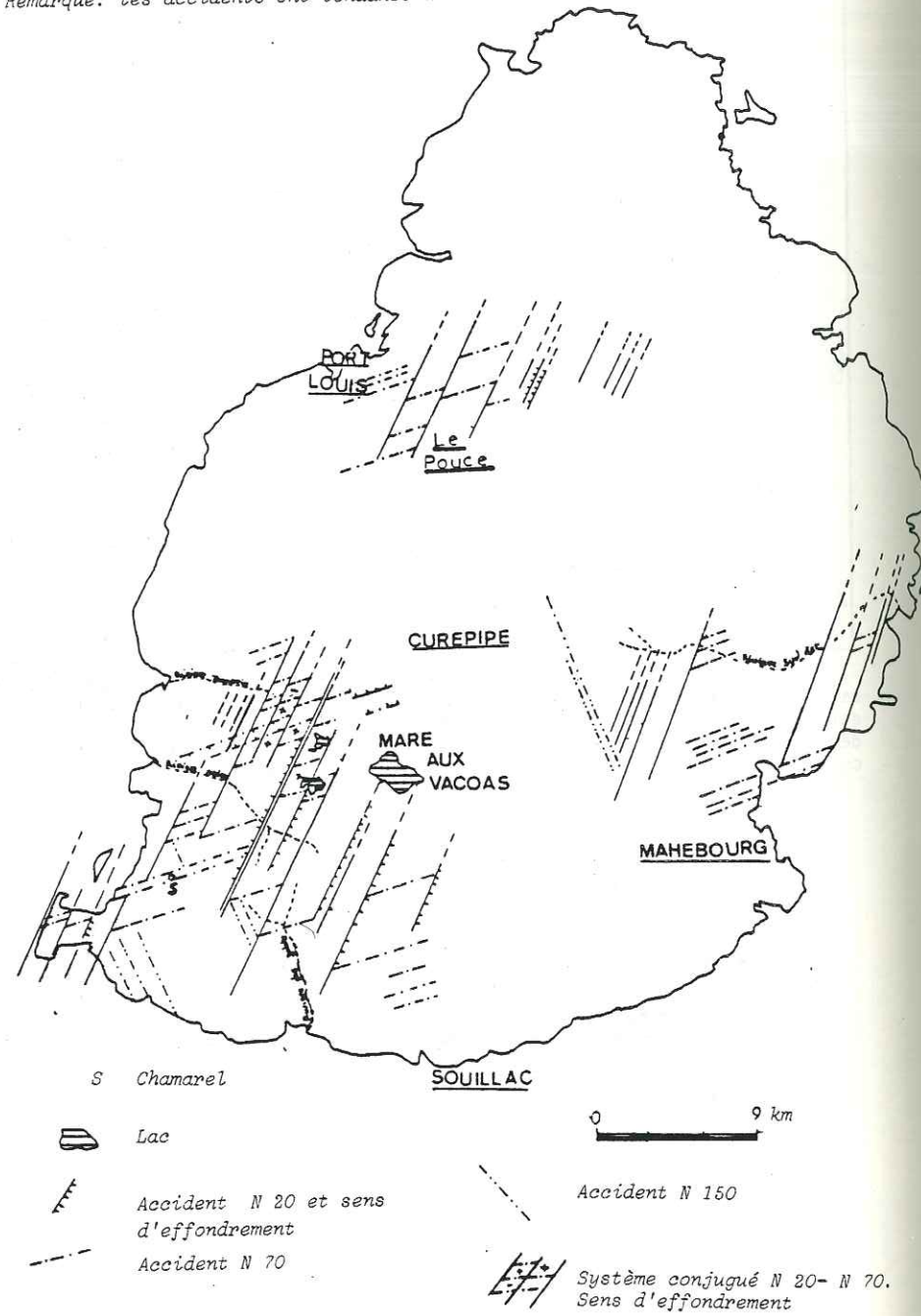


Fig. 131: Les fractures liées à une zone de décrochement dextre. (Vialon et al. 1976)

Fig. 130: Les accidents au sein des Série intermédiaires. Position du système transformant.

Remarque: Les accidents ont tendance à diminuer vers le Nord.



R est de même sens que le décrochement et fait avec ce dernier un angle de $\varphi/2$ soit 15 à 20° en général (φ est le coefficient de frottement interne). R' possède un sens de mouvement contraire et fait avec le décrochement un angle de $\frac{\pi}{2} - \frac{\varphi}{2}$. Elle a pour effet de bloquer le mouvement général. Les cisaillements P: leur direction est symétrique à R et possède le même sens que le décrochement D. Les fentes d'extension T sont parallèles à la direction de contrainte maximale σ_1 et se situe à 45° de D.

Il est très rare de rencontrer toutes ces fissures réunies en un même endroit. Cependant à Plaine Champagne (carte h.-t.) près du refuge, quatre types de fissures sont visibles et leurs relations peuvent s'établir ainsi : N 20 : direction D. N 70 : disposées en relais à 40° de D, elle représenterait les fissures d'extension T (ouvertes). N 150 : représenterait la direction de cisaillement P à 130° de D, et symétrique de R. Elle serait d'ailleurs la première direction à apparaître sur l'île (émettrice des Série intermédiaires).

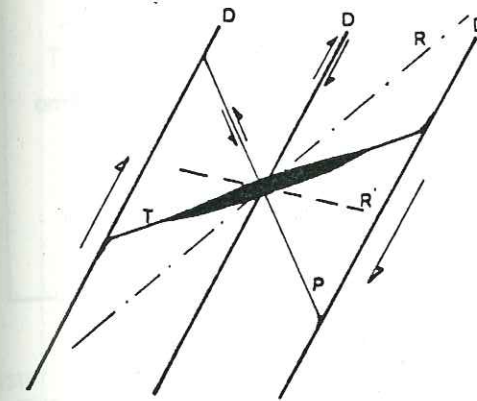
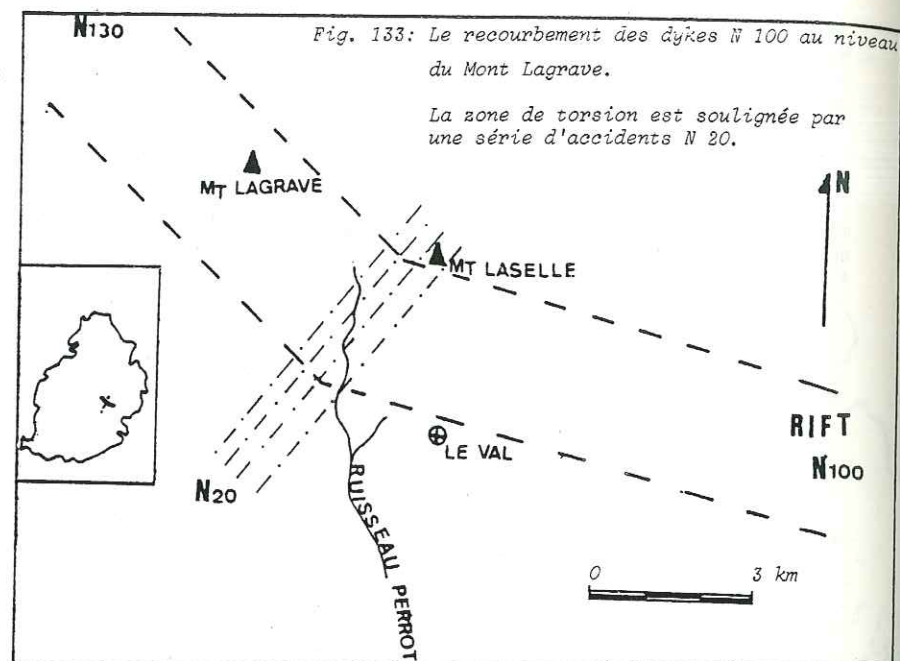


Fig. 132: Les accidents dans les argiles de Chamarel.

R et R' sont à l'état de traces.

Cependant, le mouvement est le contraire de D (sénestre) ce qui n'est pas compatible avec le modèle théorique précédent. N 45 représenterait R et N 100, sans doute, R', système conjugué des fissures de Riedel.

Un tel système cisailant se surimposant aux fractures N 110 doit provoquer, par le fait du mouvement de décrochement, la torsion des intrusions au contact des fractures. Malheureusement, la plupart des contacts sont masqués par les Série récentes et seule la torsion des dykes du Mont Lagrave est visible (fig. 133). La zone de torsion, située au Val, est soulignée par un ensemble de fissures N 20. Le même phénomène se produit en aval de la Cascade Diamamouve (carte h.-t.) où les dykes passent de la direction N 100 à la direction N 130. Il faut souligner que ces mouvements décrochants dextres ont fonctionné tout au long de l'histoire de l'île. En effet, durant les périodes de Série bréchique et ancienne, des fissures N 20 et N 70, occupées par des dykes, sont repérées ainsi que des fissures N 140 émettrices des laves de la colline aux Pailles (cf. Chap. I et II). Cependant, leur nombre est insignifiant par rapport aux accidents des Série intermédiaires. D'après l'étude structurale, on peut admettre que les laves intermédiaires émit ses par les dykes N 150 sont directement liées à un système décrochant. De plus, la localisation de ces séries dans l'Ouest de l'île où la tectonique est la plus importante peut conforter cette hypothèse. Au Nord, où les accidents diminuent, ces laves n'existent pas.



F - CONCLUSION

Les Séries intermédiaires ou Early volcanics lavas de Baxter (1972) sont cantonnées à l'Ouest de l'île et correspondent à une accumulation rythmique de basalte à olivine en coulées plus ou moins épaisses. Elles occupent les dépressions de la caldeira (effondrements secondaires) et d'immenses vallées N 20 creusées dans les Séries anciennes. Emises par quelques cônes comme Plaine Raoul, elles doivent surtout leur origine à un réseau de fractures N 150. Le rift N 100, émetteur des Séries bréchique et ancienne, reste stérile durant la période des laves intermédiaires et aucun affleurement de ces laves n'est visible dans cette zone. Une tectonique complexe, découpe en horst, graben et blocs basculés l'ensemble des Séries. Ce système à cinq directions (dont N 150 à l'origine de l'émission de ces laves), s'organise en une fracture décrochante à mouvement dextre responsable du découpage des côtes Sud-Ouest de l'île.

On peut en outre signaler que l'agencement des plans de directions de fracturation, soit l'accident N 20 à l'Ouest et le rift N 100 à l'Est, rappelle la structure des rifts océaniques découpés par des failles transformantes perpendiculaires. Dans le cas d'un cisaillement dextre le long de N 20, le rift devrait être décalé vers le Sud-Est selon le schéma A (fig. 134). Or, dans le bassin des Mascareignes, le seul tronçon de rift repéré au voisinage immédiat de l'île Maurice est celui de la Réunion et l'agencement de ces deux rifts décrit un mouvement sénestre comme l'indique la fig. 134 B. Cependant la trace du mouvement matérialisé par le recourbement des filons n'est que de l'ordre de la dizaine de mètres et ne permet pas d'expliquer un rejet voisin de 160 km (distance entre les deux îles). Aussi faut-il admettre que le système décrochant du Sud-Ouest de Maurice n'est qu'un rejeu à mouvement dextre d'un ancien accident de l'océan Indien à mouvement sénestre tel qu'il est représenté sur la fig. 134 C.

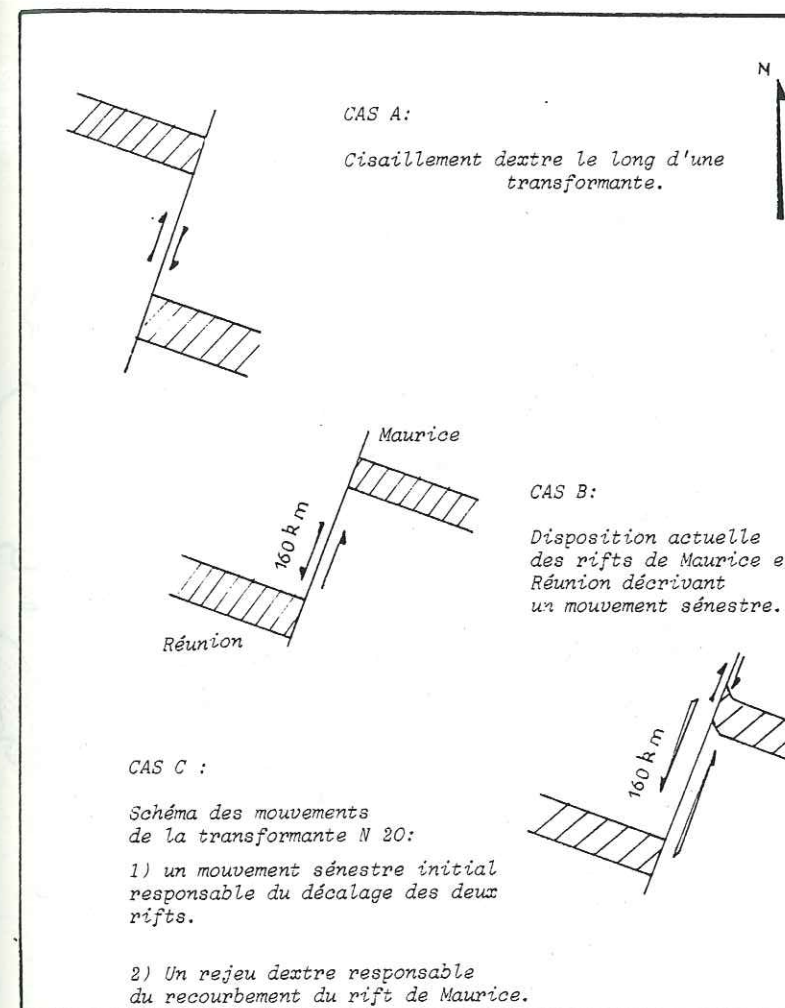
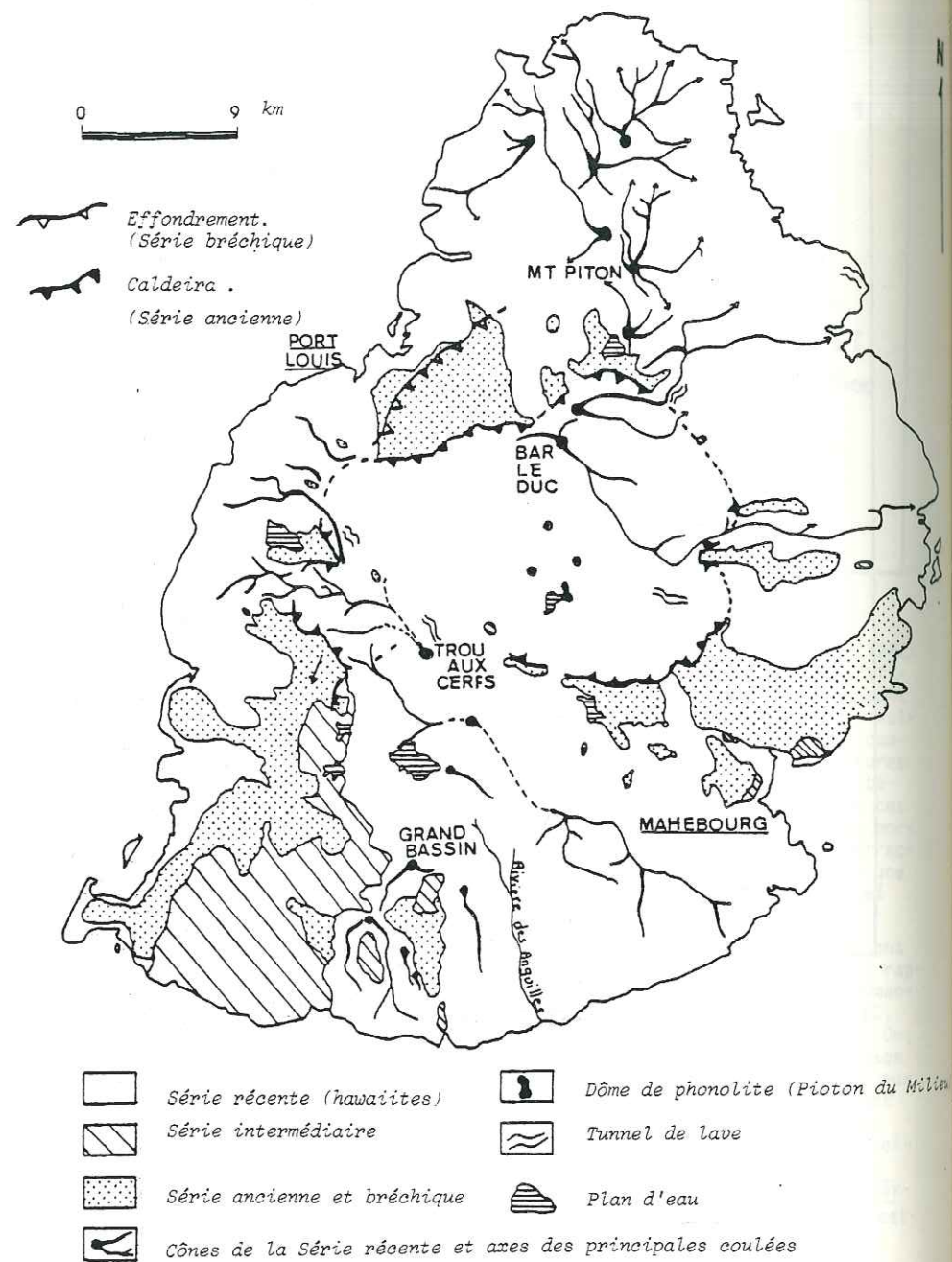


Fig. 134: Les différents types de mouvement transformant décalant un rift et les résultats obtenus.

Fig. 135: Carte d'affleurement des hawaïtes. Position des principaux cônes et axes des coulées importants.



CHAPITRE V

LES DERNIERES EMISSIONS VOLCANIQUES : LES HAWAITES RECENTES

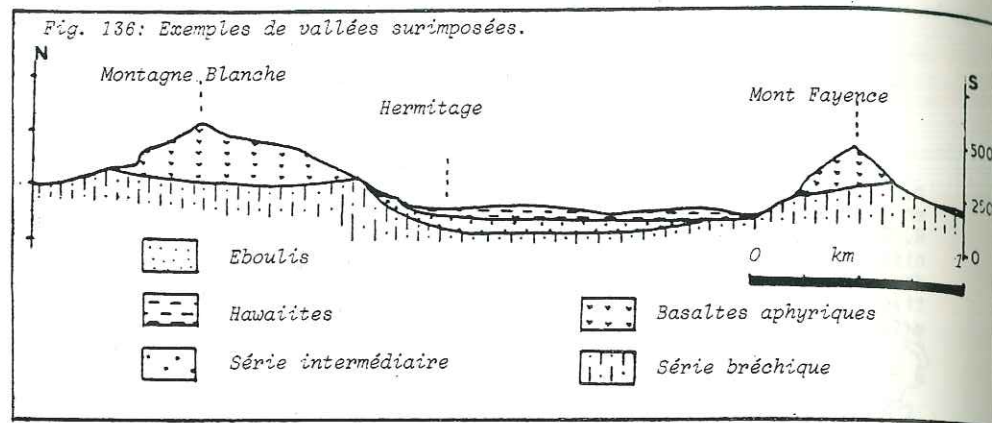
Ces séries (700 000 à 25 000 ans) appelées "late volcanic lavas" par Baxter (1972) terminent l'activité de l'île. Bien que cet auteur ne mette en évidence qu'un seul épisode volcanique, il semble d'après les sondages de R. Santenac en 1963 pour le compte de la F A O (Food and Agricultural Organisation) et en 1974 pour celui de la C.W.A. (Central Water Authority) que deux épisodes soient présents. Santenac (1963) à la suite d'une étude exhaustive des Plaines du Nord établit une chronologie relative des différents cônes existant.

A - STRATIGRAPHIE

Baxter (1973) regroupe les Séries récentes en un seul épisode mais les carottages montrent qu'il y a eu deux périodes interrompues par un laps de temps assez long : la première période (700 000 à 500 000 ans environ) correspond à la superposition de coulées de laves (0,5 à 1 m) et de tufs. La puissance de ces laves varie selon la forme du plancher de la caldeira (de 5 m à 250 m dans les dépressions); des lacs de laves ont dû certainement exister dans certaines dépressions. Ces laves se sont écoulées sur les flancs de l'édifice ancien pour former des plaines côtières. C'est d'ailleurs dans ces régions, notamment aux environs de Port Louis, qu'affleurent des témoins de ces écoulements. Il s'agit de talus de laves altérées et de tufs argilisés dans lesquels se rencontrent quelques blocs de basaltes à feldspath (hawaïtes). Après une période d'altération intense (environ 400 000 ans) succède une seconde période émissive moins importante, au cours de laquelle se produit le recouvrement partiel des premières émissions par quelques mètres d'hawaïtes. Les centres d'émission sont soulignés par des cônes ou des cratères. La carte (fig. 135) schématise les directions des coulées émises par les différents cratères. Un nombre important de tunnels existent dans ces laves saines notamment à Pont BonDieu et la caverne (carte h.-t.).

B - MISE EN PLACE DE CES SERIES

Les Séries récentes, émises dans la caldeira, ont débordé son enceinte et se sont étalées sur les flancs de l'édifice. La brèche la plus remarquable dans le mur de la caldeira est la région de la Laura Malenga - Mont Callebasses (carte h.-t.). Les immenses vallées comme celle de Vieux Grand Port empruntées par les laves intermédiaires ont été réentailées puis de nouveau envahies par les Séries récentes. Ainsi, entre Montagne Blanche et Montagne Fayence, une série de surcreusement de vallées successives est bien visible (fig. 136). La forme et le remplissage de certaines vallées ont pu être définis grâce aux sondages électriques effectués en 1964 par le F.A.O. Les coupes (fig. 137) mettent en évidence les résultats obtenus pour la vallée du Lac La Nicollière.



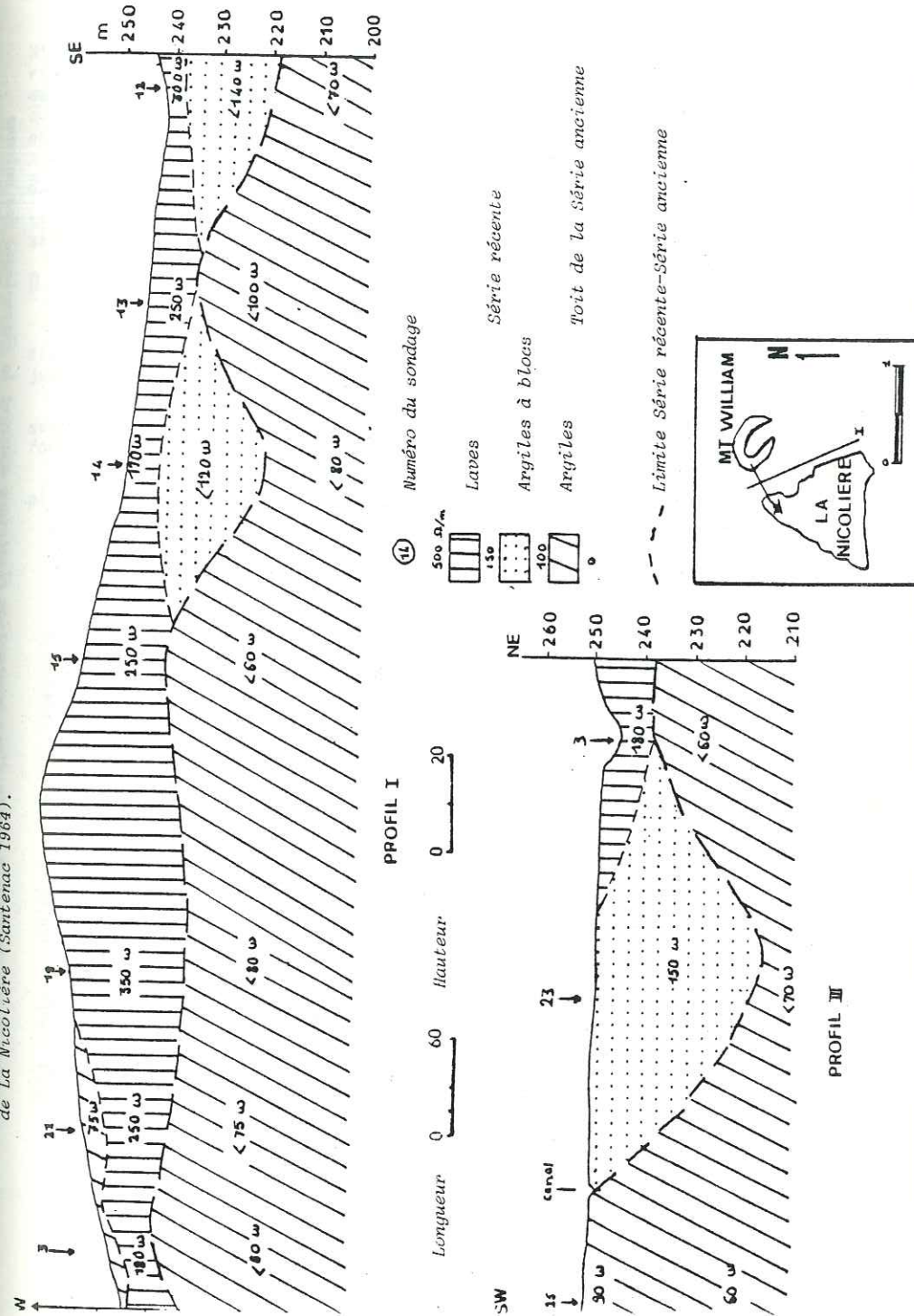
C - ORIGINE

Les Séries récentes sont émises par des cônes ou cratères visibles aussi bien sur le terrain qu'en photos aériennes. Il y en a exactement 20 en ne comptant pas la dépression de Poudre d'Or. Le type d'activité est essentiellement effusif mais pour certains cônes de la première période (Mont Piton) l'activité est du type stromboliën. Dans l'ensemble, ces cônes sont très semblables et forment de petites buttes à pente faible, de quelques dizaines de mètres d'altitude. Certains possèdent encore un cratère (Trou aux Cerfs), parfois occupé par un lac (Grand Bassin, Kanaka). D'autres ne sont que des accumulations de laves avec une légère dépression sommitale (Alma Hill, Bar le Duc, l'Escalier). Une description précise de ces cratères est donnée par Simpson (1949).

Santenac (1963), étudiant les cratères du Nord, réussit grâce à la prospection électrique à les dater les uns par rapport aux autres. Il met en évidence deux périodes : (1) une série de cratères anciens (700 000 ans) émettant des hawaïites et des tufs maintenant altérés tel Mont Piton, Mont Virer et Buttes aux Papayes. (2) Des cônes récents effusifs (100 000 à 25 000 ans) émettant des hawaïites qui recouvrent et envoient les formations précédentes (Forbach Hill, The Mount ...). Les coupes de la fig. 138 mettent en évidence les relations entre ces différentes coulées. Ainsi, les hawaïites récentes sont émises par des cratères de type hawaïen et les hawaïites altérées doivent leur origine à des cônes stromboliëns (effusif et explosif) qui affleurent au Nord de l'île. Cependant, devant le volume de laves altérées, on peut penser que les premières coulées sont aussi sorties le long de fissures émettrices.

Tous les cônes visibles s'alignent selon une ligne N 20 (fig. 139 et carte h.-t.) partant du Sud, se poursuivant sans interruption jusqu'au Nord où elle se termine dans la mer avec les îles du Nord (Coin de Mire, Ile Plate et Ile Ronde). Sur les photos aériennes, cette direction se traduit également par des linéaments N 20 dans les massifs anciens de La Nicolière et du massif Savanne. Sur le terrain, cette direction se matérialise par des talus ou des falaises. C'est le cas près de Grand Bassin où le cratère se situe sur un accident à la bordure d'un bloc basculé dominant de 30 m le Plateau de Bois Chéri. Dans le massif de la Nicolière, seul massif de séries anciennes sur le passage de l'accident, depuis le ruisseau du Parc à Cerfs jusqu'au Col de la

Fig. 137: Mise en place des hawaïites récentes. Résultats des sondages électriques dans les environs du lac de La Nicolière (Santenac 1964).



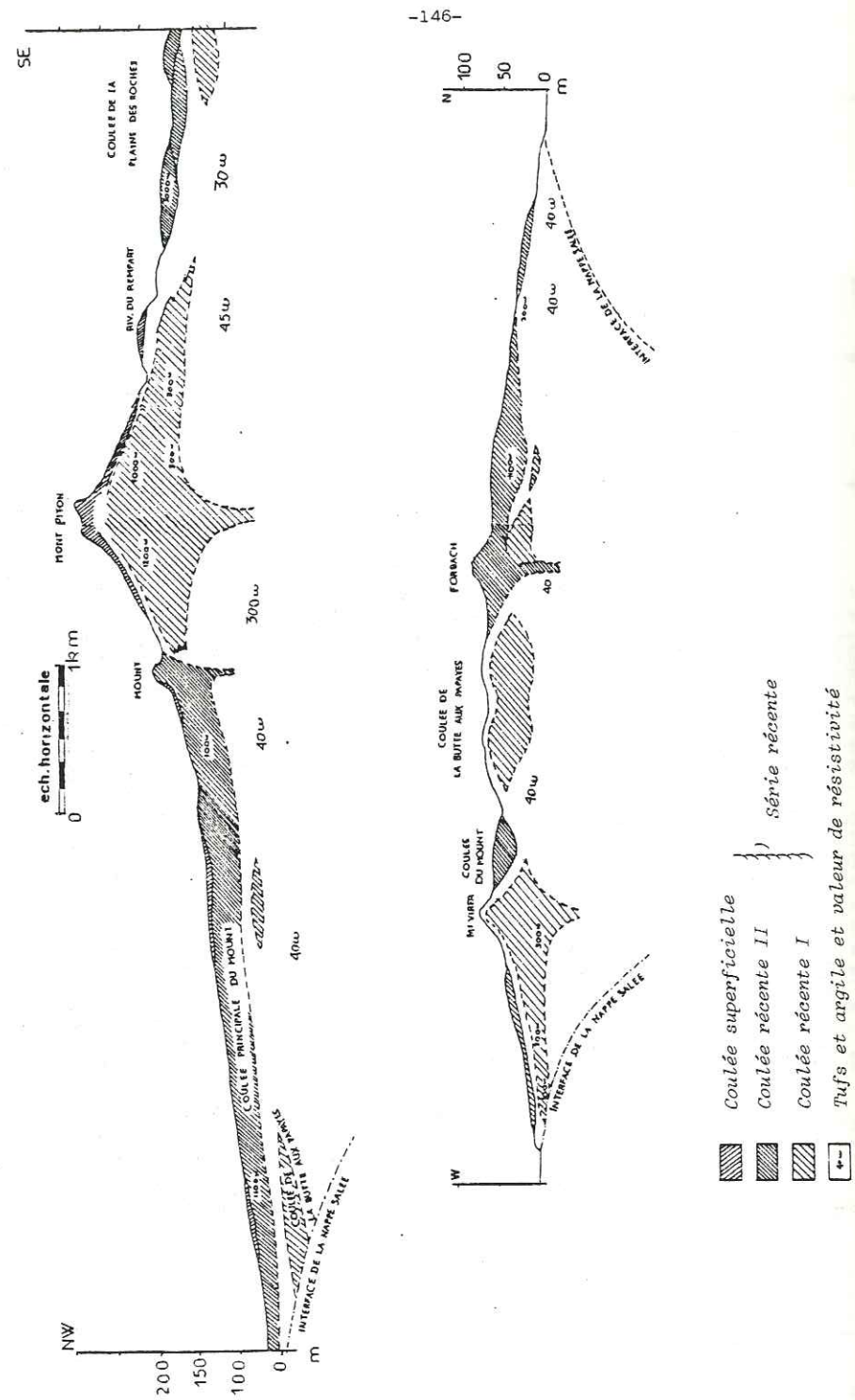


Fig. 138: Coupes établies à partir d'une prospection électrique montrant la chronologie des volcans récents des plaines du Nord. (Santéac 1964).

Nicollière (soit sur 1 km) une série de zones broyées hache les barres aphyriques. Tous ces accidents N 20 se situent sur l'arc défini par l'alignement des cônes. Dans le massif Savanne, au Sud, l'altération et la végétation masque les accidents. Cependant, sur photos aériennes, quelques directions N 20 empruntées par les rivières ou soulignant l'orientation des crêtes sont visibles. La répartition des cônes apparaît liée à des accidents N 20, que l'on peut associer à la direction D (décrochement) de la transformante (cf. Chap. IV). Donc, comme les Séries intermédiaires les laves récentes sont en relation avec la transformante. Le rift, déjà bloqué durant les émissions de basalte à olivine (cf. chap. IV) restestérile.

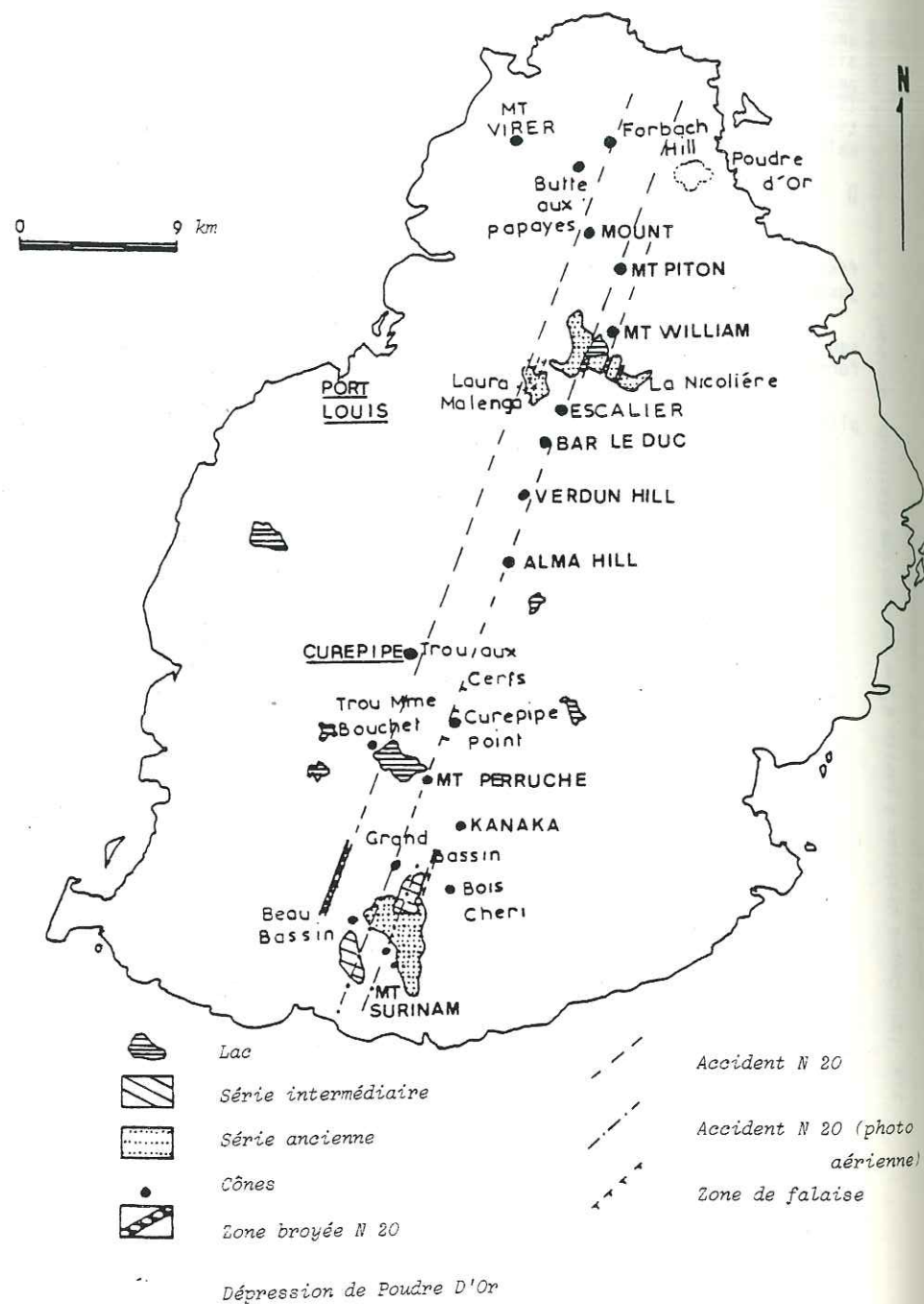
D - CONCLUSION

Emises par une vingtaine de cônes visibles et également par des fissures ces Séries récentes (hawaiites) emplissent la caldeira ou s'écoulent jusqu'à la mer.

Les points d'émissions s'alignent le long d'accidents N 20, laissant supposer que la mise en place de ces laves est en relation avec la transformante N 20, déjà responsable de l'émission des Séries intermédiaires.

Aucun mouvement, hormis le jeu de quelques fractures N 70 remplies d'argile, n'affecte ces séries.

Fig. 139: Relation entre les cônes et les accidents N 20.



CONCLUSION SUR L'ÉVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE DE L'ÎLE MAURICE

L'île Maurice a connu, au cours de son édification et depuis son émergence, des épisodes volcano-tectoniques très variés. Malgré sa faible altitude (environ 900 m) et l'important recouvrement par les hawaïites de nombreuses conclusions peuvent être tirées de cette étude (fig. 140) :

A - La ligne structurale majeure de l'île Maurice est un rift N 100 de type Réunionnais (Chevallier et Vatin-Perignon, 1982). Il fonctionne intensément durant l'édification du bouclier primitif d'océanites mais son activité se ralentit durant l'émission des basaltes aphyriques et s'arrête totalement au cours de la période des basaltes alcalins à olivine et des laves hawaïtiques. L'extension du rift est limitée à l'Ouest par une zone de fractures N 20 sur lesquelles se greffent des fissures N 70. Ce système conjugué, N 20 et N 70, joue en cisaillement dextre. Il est peu marqué durant la période d'émission de la Série ancienne mais son activité s'accroît au cours de la période des hawaïites dont il contrôle l'émission; il perturbe alors le réseau filonien N 100. La Série bréchique, formée d'une succession de passées tufacées et cendreuses, de coulées en tubes et de niveaux scoriacés rubéfiés, représente le stade d'émergence de l'île et correspond à une alternance d'émissions aériennes et phréatomagmatiques au contact d'eau marine et d'eau météoritique piégée au sein des coulées. Quatre épisodes volcaniques accompagnent les mouvements de gonflement et d'affaissement du volcan :

B - La Série bréchique (entre 10 et 6,4 Ma.). C'est au cours de sa mise en place que les directions N 100 sont les plus spectaculaires et s'agencent en un rift de plus de 7 km de large et de 20 km de long. L'affaissement du toit de la chambre magmatique profonde provoque en surface un effondrement en bascule de 30 km de diamètre.

C - La Série ancienne (entre 6,2 et 5 Ma.) des basaltes aphyriques et des ankaramites. Le système distensif est constitué uniquement de fissures radiales agencées selon quatre directions : N 10 - N 70 - N 130 et N 150 qui convergent vers un appareil central. L'activité du rift est encore sensible et se traduit par une direction N 100. La caldeira qui couronne l'édifice en fin d'activité est une vaste structure (24 km de diamètre), polylobée très complexe de forme et dont les failles bordières reprises par un épisode volcanique plus récent n'ont pas joué avec la même amplitude. Le mécanisme de formation de cette caldeira est comparable à celui des caldeiras du Tibesti (Vincent 1960).

D - Les laves alcalines (basalte à olivine) entre 3,5 et 1,7 Ma. Le rift est définitivement inactif et la zone de cisaillement N 20 devient l'élément structural majeur contrôlant l'activité volcanique; celle-ci se localise dans la partie ouest de l'île. Ce système joue en cisaillement dextre en perturbant les dykes N 100 provoquant leur torsion. A la fin des émissions, un épisode tectonique important découpe, selon les directions N 20 et N 70, l'ensemble des laves en horsts, grabens et blocs basculés.

E - Les hawaïites récentes (de 700 000 à 25 000 ans). Conséquence de la structure de cisaillement précédente, elles montent le long des grandes fissures N 20.

Bien que de superficie restreinte (2 000 km² environ) et de faible altitude (900 m environ), l'île Maurice constitue un champ d'étude excellent pour l'approche des structures des volcans océaniques et peut se comparer en bien des points à l'île de la Réunion. Cependant, de nombreuses

vérifications et explorations dans des régions d'accès difficile, mal prospectées au cours des années 1979-1980, sont encore nécessaires. De plus la période de l'hiver austral est mal choisie pour un travail géologique sur l'île car la canne à sucre, en pleine croissance, masque les affleurements et rend leur approche très difficile; seule la période en fin de coupe permet une observation rapide et continue. Cependant, cette période hivernale étant celle de la chasse, l'accès des réserves (parcs à cerfs) reste épisodique (3 jours par semaine). Le découpage des grands massifs par les limites de ces parcs morcelle l'étude des coupes géologiques augmentant encore les difficultés de leur interprétation.

C'est dans le massif Savanne que le plus gros travail reste à faire en raison de l'abondance des réserves situées à la périphérie, et de la végétation luxuriante. Seules, les grandes rivières qui en sont issues ont permis son étude.

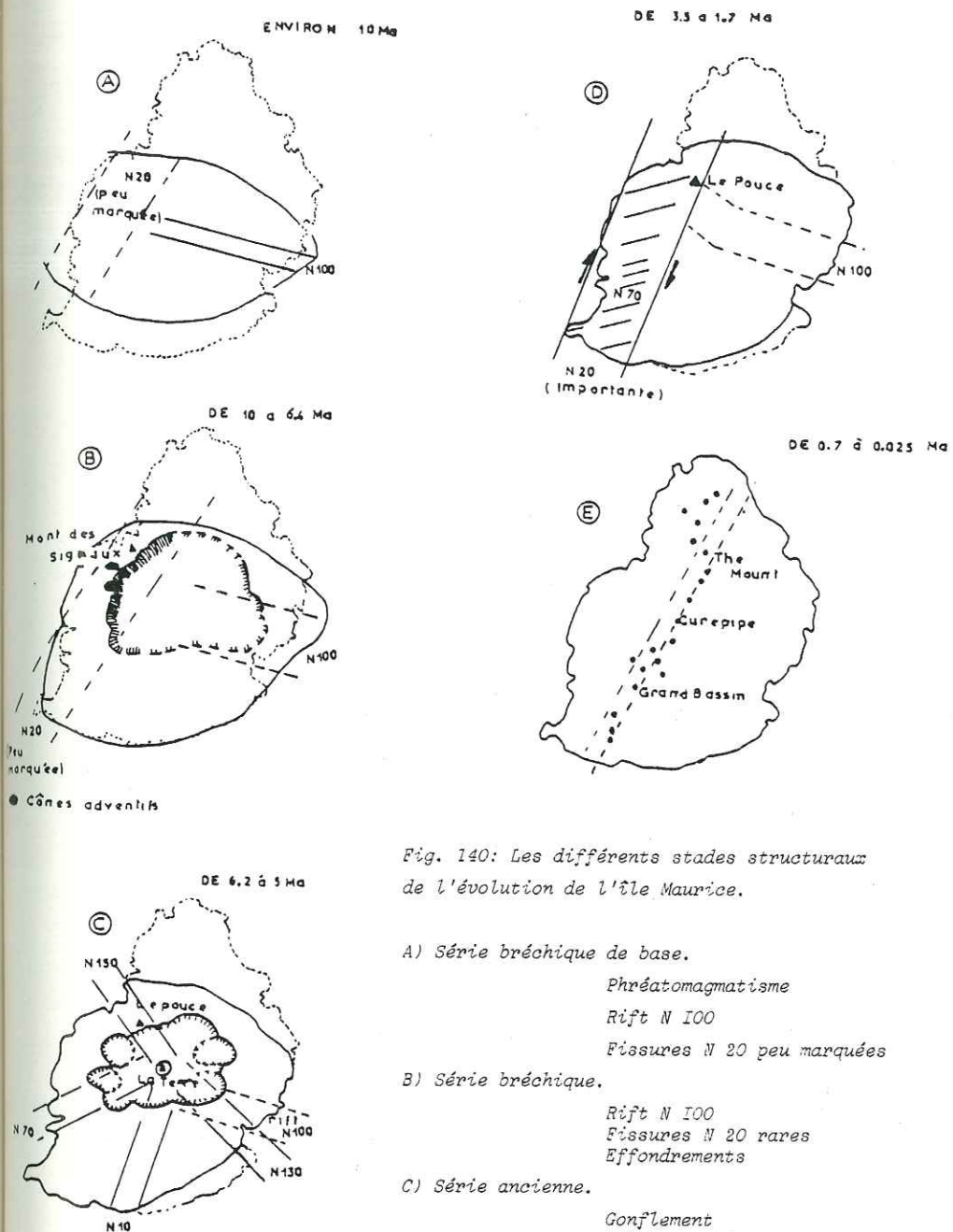


Fig. 140: Les différents stades structuraux de l'évolution de l'île Maurice.

- A) Série bréchique de base.
 - Phréatomagmatisme
 - Rift N 100
 - Fissures N 20 peu marquées
- B) Série bréchique.
 - Rift N 100
 - Fissures N 20 rares
 - Effondrements
- C) Série ancienne.
 - Gonflement
 - Affaissement
 - Rift N 100
 - Fissures N 20 rares
- D) Série intermédiaire.
 - Rift N 100 stérile
 - Fractures N 20 et N 70 en relais (décrochement dextre)
- E) Série récente. Fractures N 20.

CHAPITRE I

LES MOUVEMENTS VERTICAUX, GONFLEMENTS ET SUBSIDENCES. COMPARAISON AVEC LES MOUVEMENTS OBSERVES A LA REUNION

A - INTRODUCTION : PRUDENCE ET RESERVES SUR CES COMPARAISONS

Les îles Hawaï forment un archipel dont les caractères éruptifs et structuraux sont assez voisins de ceux des îles de l'archipel des Mascareignes (Maurice et Réunion). Chevallier (1979) ayant tenté (grâce à l'enseignement fourni par les études sur Hawaï) d'expliquer les structures de l'île de la Réunion, il est tentant de comparer celles de l'île Maurice à ces dernières.

Cependant, si le Piton des Neiges, grâce à l'érosion intense de sa région centrale, permet d'appréhender les mécanismes de telles ou telles structures, il n'en est pas de même sur l'île Maurice. En effet, celle-ci culmine à 840 m et la structure centrale caldeirique est comblée par des laves jusqu'à 600 m environ laissant à peu près 200 m d'exposition le long des remparts. Les pentes externes du volcan-bouclier, couvertes de végétation ne permettent pas d'observations structurales suivies. Cependant, certaines caractéristiques du Piton des Neiges se retrouvent en partie ou intégralement sur l'île Maurice.

B - SIMILITUDES ENTRE LES ILES MAURICE ET REUNION

Avant d'aborder les comparaisons structurales, il est important de noter qu'il existe entre ces deux îles une parenté pétrographique et géochimique. Ainsi, les laves les constituant sont identiques mais leur volume respectif sont très différents. Sur le diagramme de Yoder et Tilley (fig. 141) le nuage de points des laves anciennes de la Réunion (Law 1976) se confond en partie avec celui de l'île Maurice (Baxter 1973). Il est intéressant de noter que ces similitudes n'existent qu'au niveau des laves anciennes des deux îles, seules laves accompagnant les mouvements verticaux du bouclier primitif. Le diagramme de différenciation Fe-Mg-ATK (Fig. 142) des laves de Maurice et de la Réunion montre approximativement les mêmes tendances. La comparaison des moyennes des analyses chimiques des types de laves des deux îles indique aussi une similitude des compositions.

En conclusion, le matériel volcanique mis en place à Maurice et au Piton des Neiges est très semblable : série de différenciation identique ; il est donc à prévoir que les mouvements verticaux pourront avoir les mêmes caractéristiques et les mêmes effets en surface, d'autant plus que le contexte structural (rift-transformante) est le même (fig. 143)

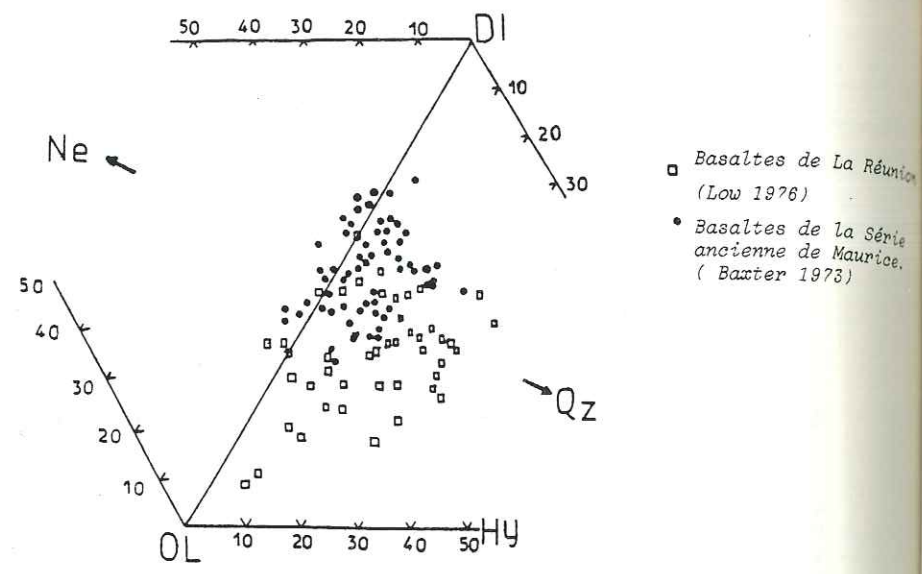


Fig. 141: Projection normative des compositions des basaltes de Maurice et de La Réunion depuis le plagioclase sur les plans Néphéline (Ne), Diopside (Di), Forstérite (Ol) et Diopside-Forstérite-Silice (Qz).

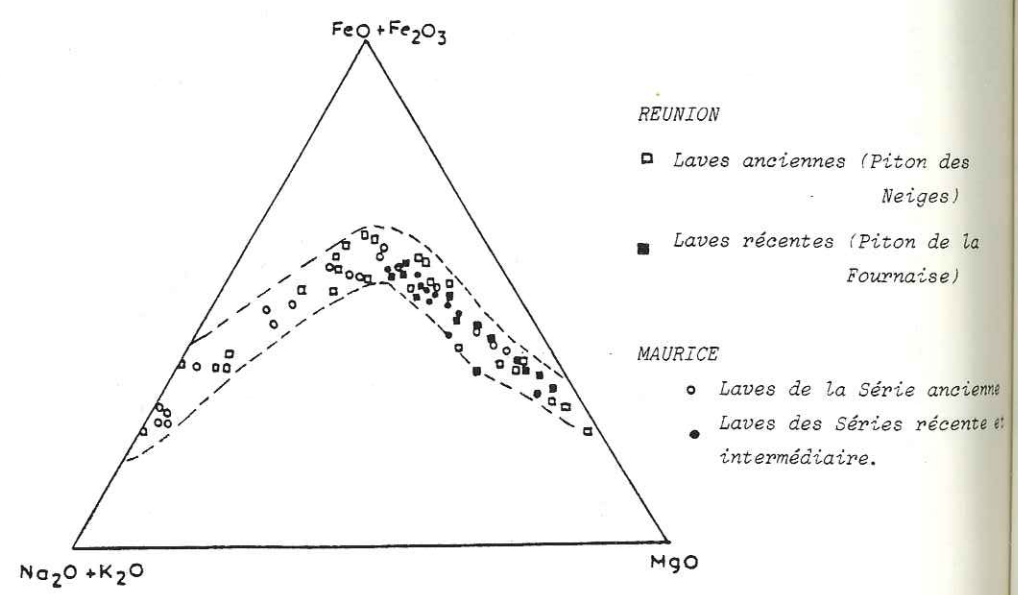


Fig. 142: Diagramme triangulaire montrant la tendance de différenciation des laves de l'île Maurice et de l'île de La Réunion.

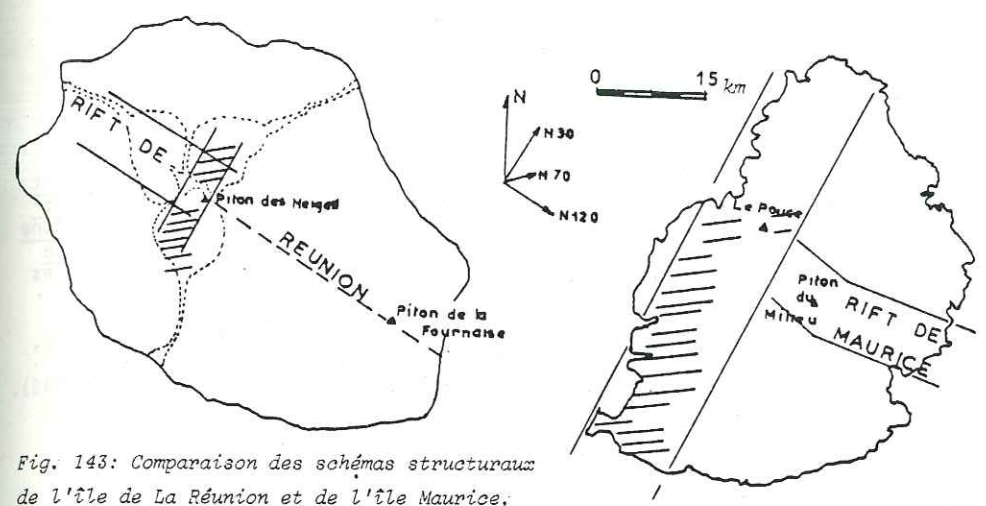


Fig. 143: Comparaison des schémas structuraux de l'île de La Réunion et de l'île Maurice.

C - LES EFFONDEMENTS

C.1. L'EFFONDREMENT AFFECTANT LA SÉRIE BRÉCHIQUE, IL Y A 6.4 MA ENVIRON.

Bien que peu visible sur le terrain cet effondrement est de grande envergure (27 km de diamètre) et a des répercussions sur la mise en place des coulées suivantes (chapitre II). Il se caractérise par une géométrie dissymétrique particulière : affaissé de 150 m à l'Ouest, il présente, à l'Est, des rejets voisins de 20 m parfois accompagnés de brèches (fig.144).

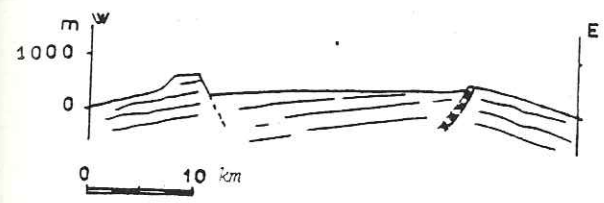


Fig. 144: Aspect de l'île après l'effondrement de la Série bréchique.

Ce type d'effondrement particulier générateur de basculements est peu cité en littérature. En fait, il s'agirait plutôt d'une subsidence accompagnée de failles sur l'un des côtés : celui affecté par les accidents N 20. Chevallier (1979) décrit au Piton des Neiges (Réunion) une structure semblable avec un effondrement important au Piton du Gueulé Rouge (Cilaos) qui fait obstacle aux coulées postérieures. Il s'agit ici, du seul témoin d'un phénomène profond, bien visible dans les cirques (Cilaos, Mafate et Salzie) : un système de dykes et de sills injectant les brèches primitives et mis en place par une subsidence en chaudron. La subsidence d'un bloc central, délimitée par des fractures annulaires à pendage interne (excès de pression du magma) et des fractures annulaires à pendage externe (baisse de pression) provoque en profondeur l'injection d'un magma sous forme de

de filons en coupole. En surface, cela peut se traduire ou non par l'apparition d'une caldeira (Marot, Zimine 1977).

A Maurice, l'effondrement a lieu durant une période d'accalmie éruptive entre la mise en place de la Série bréchique et celle des basaltes de la Série ancienne. D'après Mac Dougall et Chamalum (1969), cette accalmie a duré environ 500 000 ans, mais l'effondrement se situe 300 000 ans après l'édification du bouclier primitif.

A la Réunion, la mise en place du complexe filonien du Piton des Neiges est estimée à 10 000 ans. Il est donc possible que l'effondrement de la Série bréchique de Maurice ait les mêmes causes en profondeur que celui de la Réunion; cette dépression du cœur du massif se formant lors d'une baisse de pression du magma dans un réservoir sous-jacent situé sans doute à la base de la croûte océanique. Etant donné que les matériaux volcaniques mis en jeu au cours de ce phénomène et que les mouvements du magma sous-jacent (baisse et excès de pressions successives se traduisant à Maurice par des venues magmatiques épisodiques) sont identiques pour les deux îles, le schéma d'une subsidence en cloche et de la montée passive du magma le long des fractures peut être utilisé comme il l'a été à la Réunion (fig. 145).

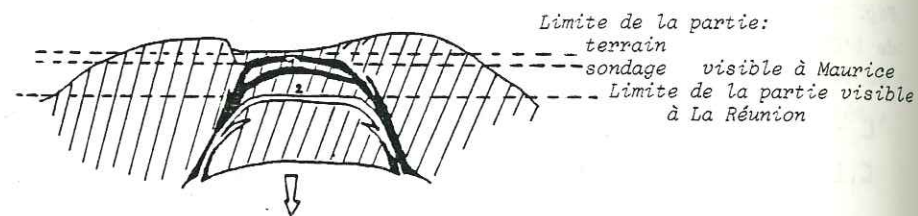
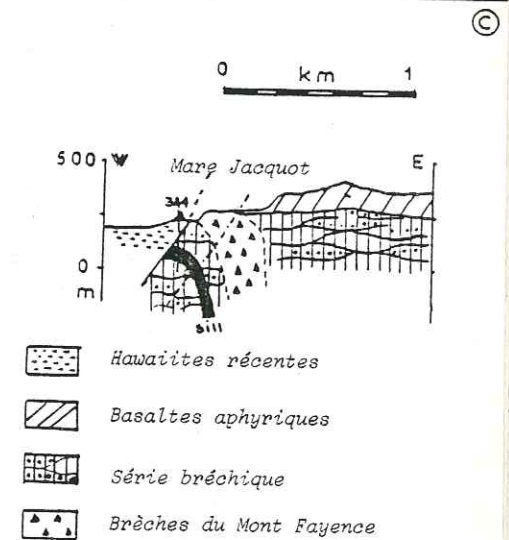
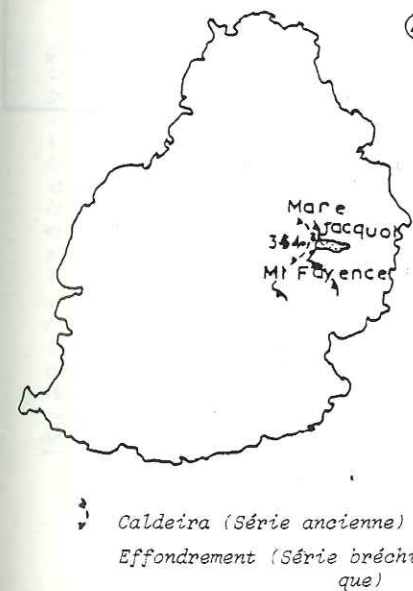
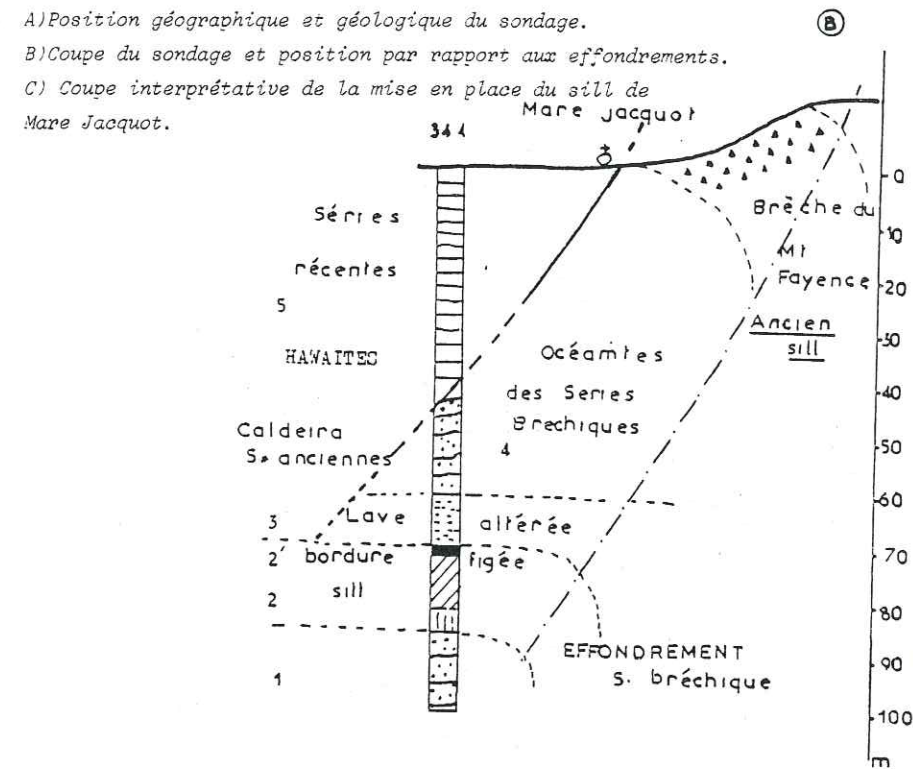


Fig. 145: Cassures en arche développées au toit d'un réservoir magmatique fermé et s'exprimant en surface par une dépression du massif. Les lignes pointillées indiquent les parties visibles dans chaque île.

Cette hypothèse d'une subsidence en cloche est fortement étayée par les résultats des sondages de la C.W.A. (Central Water Authority) effectués pour les recherches d'eau. En effet le sondage 344 de Mare Jacquot (carte h.-t.), situé en bordure de la caldeira, fournit la colonne stratigraphique suivante (fig. 146) : (5) 0 - 45 m : hawaïites et tufs; (4) 45 - 60 m : coulée bulleuse à zéolite, argilisée et chloritisée (océanite); (3) 60 - 70 m : lave altérée et tufs; (2) (Sill avec bordure figée) 70 - 71 m : lave saine à grain fin, 71 - 86 m : lave saine bulleuse chloritisée; (1) 86 - 100 m : à sa base coulée zéolitisée et chloritisée (océanite). Ainsi, le sondage met à jour une lave saine (niveau 2) épaisse de 15 m, qui pourrait être injectée entre les niveaux 1 et 3 (océanites argilisées et tufs) plus facilement intrudés. La nature de cette lave (basalte), sa relative conservation au sein des océanites altérées et zéolitisées et sa partie supérieure, très compacte et vitrifiée, permettent de faire de ce niveau un sill. La cote du sondage situerait cette intrusion à 180 m d'altitude donc dans le bouclier primitif, sous 170 m d'océanites et de laves bréchiques.

Chevallier (1979) démontre que le toit du bloc effondré de Gueulé Rouge à la Réunion est armé de sills et de dykes; ces intrusions représentant les fissures d'extension le long d'un plan de cisaillement virtuel déterminé par le mouvement d'effondrement (fig. 147). L'exemple peut être étendu à Maurice où le plan d'effondrement est injecté de dykes et de sills (fig. 147 A).

Fig. 146: Le sondage 344 de la C.W.A.



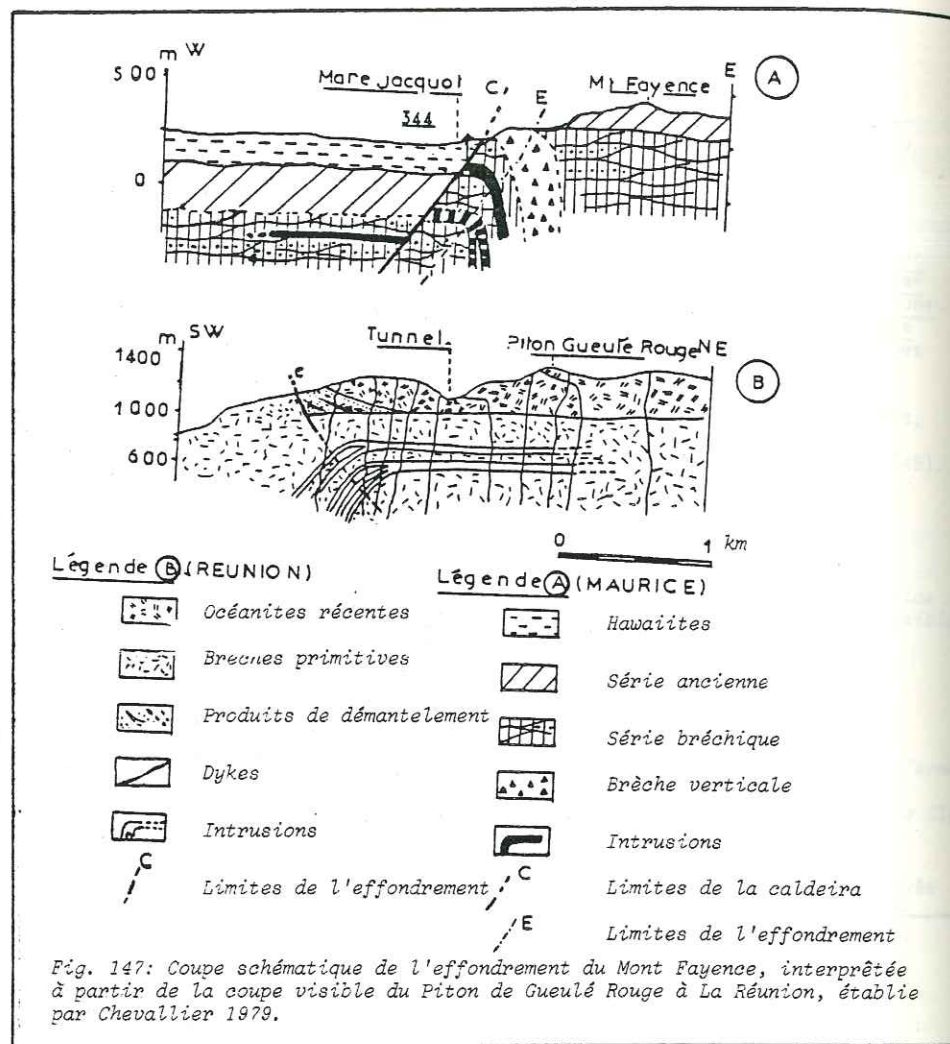


Fig. 147: Coupe schématique de l'effondrement du Mont Fayence, interprétée à partir de la coupe visible du Piton de Gueulé Rouge à La Réunion, établie par Chevallier 1979.

Remarque : la brèche du Mont Fayence (chap. II). Soulignant une zone de faiblesse de l'effondrement (bordure externe), cette brèche est en contact direct avec les laves aphyriques supérieures : à Mare Jacquot, où elle est épaisse de 30 m, son pendage est de 50° vers l'Est alors qu'elle est pratiquement à la verticale à la base du Mont Fayence.

Il s'agit d'une brèche à gros blocs d'océanite, de basalte à olivine très altérés, cimentés par un magma peu abondant, zéolitisé et chloritisé. La nature du ciment est indéfinissable; cependant il est postérieur aux blocs qui sont recuits (carapace vitreuse). Cotée actuellement à 250 m, cette brèche était sans doute dominée initialement par 50 m d'océanite (le dôme à 300 m d'altitude) qui ont été décapés par l'érosion qui suivit et dura 200 000 à 300 000 ans environ. Cette brèche matérialise, non pas le plan d'effondrement mais des fractures d'extension en cloche liées à ce plan. Elle représente la première montée passive du magma bréchifié par l'importance des émissions gazeuses. Le sill atteint par le sondage à

- 170 m représenterait le deuxième niveau d'intrusions. On retrouve donc à Maurice la même succession qu'au Piton des Neiges : les intrusions les plus anciennes étant disposées topographiquement plus haut que les plus récentes (fig. 148).

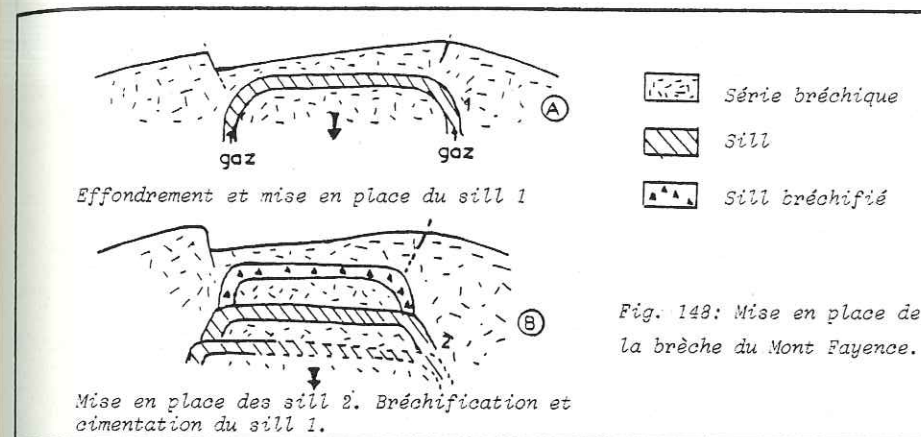


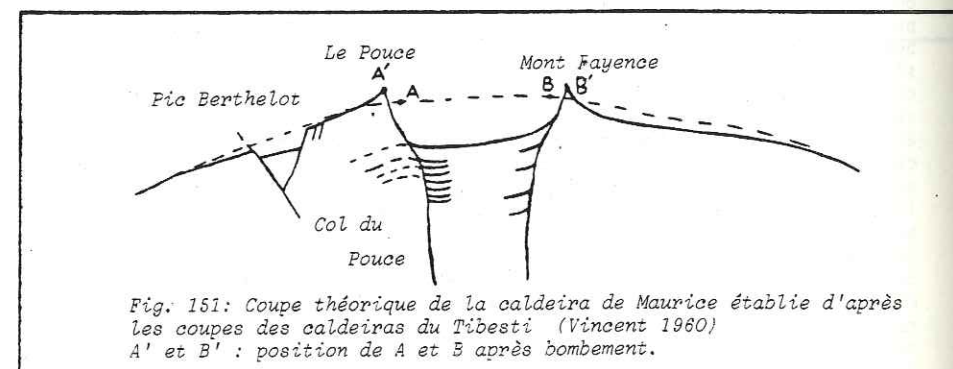
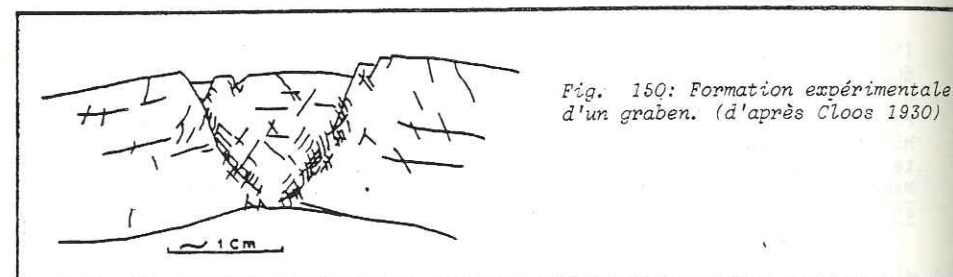
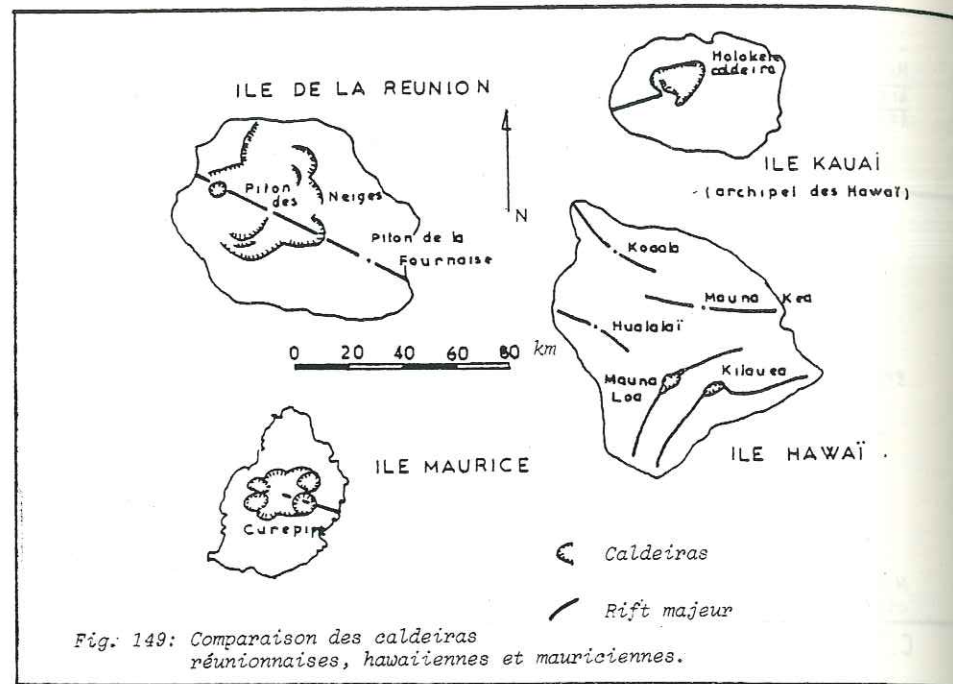
Fig. 148: Mise en place de la brèche du Mont Fayence.

C.2. LA CALDEIRA

C.2.1. LE PREMIER EFFONDREMENT

La caldeira de l'île Maurice se situe à la fin des ankaramites (Série ancienne). Elle possède un diamètre de 20 km environ, des rejets de 600 à 800 m et une géométrie complexe. Elle diffère en cela des caldeiras d'Hawaii, circulaires et de taille plus modeste : Kilauea : 4,4 sur 3 km, rejet maximal 150 m; Mauna Loa : 4,5 sur 2,6 km, rejet maximal 180 m; Holeokala : la plus grande, a un allongement de 17 km mais reste très petite par rapport à la superficie de l'île (fig. 149). La caldeira de l'île Maurice avec 20 km de diamètre maximum affecte la moitié de la zone émergée et s'apparente en cela à la caldeira du Piton des Neiges de la Réunion.

Cette caldeira est limitée par des failles bordières à pendage vertical ou interne : fractures d'extension en "tuyau" telles qu'elles ont été décrites par Anderson (1936). D'après Vincent (1960), une caldeira peut se former en deux stades : un stade initial ou précaldeira qui suit le bombement du massif et un stade volcanique. Ce stade précaldeira ne nécessite aucune émission volcanique; en effet si l'on interprète l'expérience de Cloos (1930) sur modèle réduit, il est possible que se crée, au toit d'un volcan, un graben d'assez grande envergure simplement par poussée continue à l'aplomb de l'édifice (fig. 150). La caldeira de Maurice ne présente aucun dyke ni sill le long des fractures bordières; le stade précaldeira serait seul atteint. Cependant il faut noter qu'une grande partie des failles bordières est masquée par les séries hawaïtiques. La formation d'une précaldeira par affaissement s'accompagne évidemment d'un rebroussement des coulées le long des failles bordières ce qui est constaté à Maurice au col du Pouce (fig. 151). L'absence de montée magmatique, le rebroussement des couches le long des bords s'accompagne d'un bombement important. Il se caractérise par la formation d'un système radial mais aussi par des effondrements de blocs en "coin" sur les flancs du bouclier (Pic Berthelot) (fig. 151).

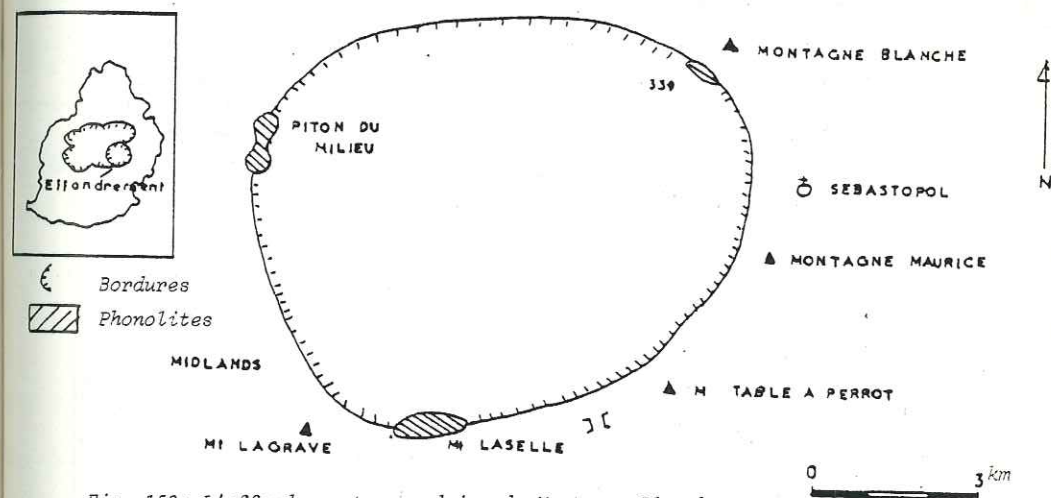


C.2.2. POSITION DE LA CHAMBRE MAGMATIQUE

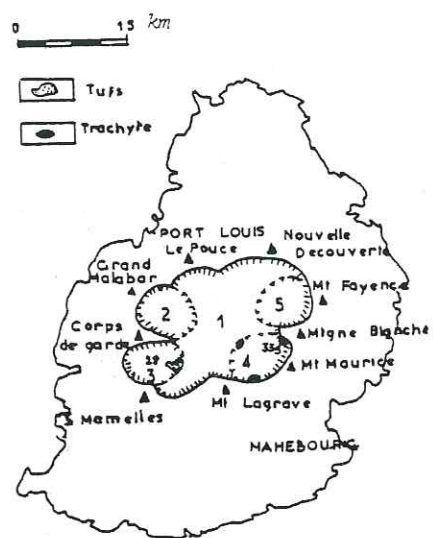
Chevallier (1979) pose le problème du rapport du diamètre de la première caldeira du Piton des Neiges, à celui de la chambre magmatique. Si ces deux diamètres sont identiques, il faut envisager pour le Piton des Neiges un réservoir crustal de 20 km de diamètre. A Maurice, un réservoir aussi important peut très bien prendre place dans le soubassement volcanique du plateau des Mascareignes au-dessus de la chambre profonde de la Série bréchique. L'étude du rift et des minéralisations associées aux fissures radiales permettent de situer la chambre magmatique vers 4 à 5 km de profondeur (pression : 2 kb) donc dans la partie supérieure de la croûte océanique.

C.2.3. LES EFFONDEMENTS SECONDAIRES

Si l'effondrement principal représente le stade précaldéirique lié à l'existence en profondeur d'une chambre magmatique de grand diamètre, les affaissements secondaires, au nombre de 4, posent un autre problème. Dissimulés sous les hawaïites, ils ont été repérés grâce aux sondages et mesures géophysiques et sont difficilement interprétables. Cependant, ils s'accompagnent de la mise en place de dômes de phonolite sur les failles bordières et selon des accidents N 100. Donc, si des montées de laves empruntent les fissures de ces petits affleurements secondaires, on peut les considérer comme faisant partie du stade caldeira, liés à des émissions. Ces montées différenciées sont riches en gaz qui contribuent à l'élargissement des fissures et à l'effondrement de la caldeira. Ceci est très net (fig. 152) à Montagne Blanche, bordée en trois endroits par des dômes (Mont Laselle, Piton du Milieu et dôme du sondage 339).



L'affaissement de Beau Songe est très semblable au précédent. Une abondante couche de tufs et pyroclastites se situe en bordure des fissures (sondage 28 - Solferino : carte h.-t.) et laisse supposer un ramonage intense de celles-ci et par voie de conséquence un effondrement important. Ces affaissements n'affectent que les parties Est et Ouest de la précaldéira, épargnant un bloc central (Côte d'Or) dont il est difficile d'affirmer le rejeu durant le stade volcanique (fig. 153). Il est difficile de cerner l'origine de ces effondrements, cependant, deux hypothèses peuvent



- 1: Bloc central
- 2: Bloc de Beau Bassin
- 3: Bloc de Beaux Songes
- 4: Bloc de Montagne Blanche
- 5: Bloc de Camp de Masque

Fig. 153: Aspect de la caldeira de Maurice.

Les valeurs des rejets sont fonction de la fracturation et, dans la zone la plus fissurée (intersection rift - transformante), les effondrements sont les plus importants : Beau Songe et Beau Bassin (- 30 m au-dessous du niveau marin soit 900 m de rejet).

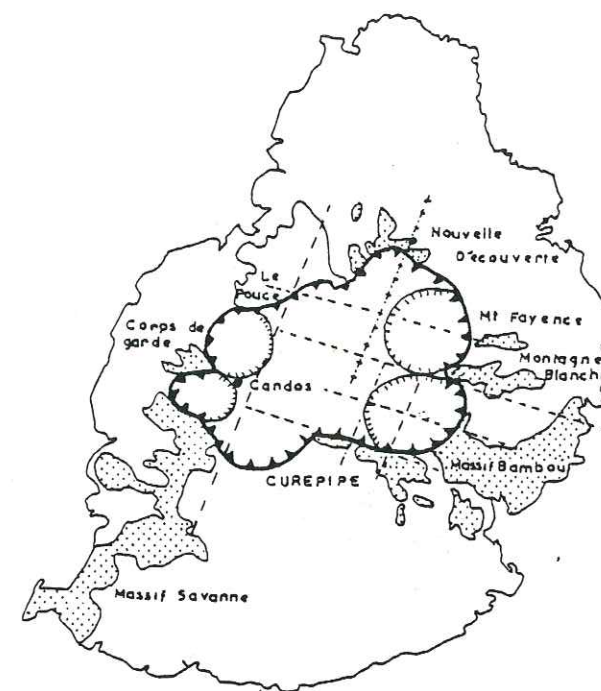
C.3. CONCLUSION

Si l'effondrement qui succède à la mise en place de la Série bréchique est comparable à celui de la Réunion et pourrait avoir la même origine (subsidence en cloche), la caldeira qui affecte la Série ancienne est très différente. Alors qu'à la Réunion seul le stade précaldétrique (bombement - affaissement sommital) est réalisé, à Maurice, l'évolution se poursuit par des montées magmatiques (dômes et pyroclastites) et le toit de la chambre, fracturé par des accidents N 100 et N 20, se brise en panneaux qui s'affaissent indépendamment les uns des autres.

D - EVOLUTION DE LA CROUTE OCEANIQUE AU DROIT DE L'ILE MAURICE

Chevallier (1979) utilise pour le Piton des Neiges un modèle faisant intervenir une structure de la croûte océanique identique à celle décrite au niveau de l'île d'Hawaii (Hill, 1969 - fig. 155) et obtenue par sismique - réfraction. Etant donné la grande similitude de Maurice et de la Réunion, ce même modèle peut être utilisé. A l'aplomb de l'île d'Hawaii, le Moho se situe à une profondeur de 12 km au dessous du niveau de l'océan et s'abaisse encore de 2 à 3 km au droit des édifices volcaniques. La croûte

être avancées : (1) La vidange de réservoirs locaux superficiels à l'origine des pyroclastites et phonolites (Réunion). Cependant, il est difficile d'admettre à Maurice la présence de ces réservoirs. Le volume des produits émis est trop faible (6 dômes, 30 dykes et des pyroclastites) pour envisager des rejets de 100 à 150 m. De plus, dans une structure aussi petite que l'île (900 m de haut) il est difficile de placer des réservoirs superficiels. (2) La chambre magmatique de la Série ancienne se situe à la base de l'édifice sous 4 000 m de laves. Son toit est affecté par les nombreuses fissures N 100 du rift (hydrothermalisées) et par le réseau N 70 et N 20 moins dense mais dont certaines fissures montrent une altération hydrothermale semblable à celle du rift. Il est donc possible d'envisager le rôle actif de ces fissures N 20 et N 100 dans la formation des effondrements secondaires. Ces accidents sont des zones de faiblesse qui guident le découpage des laves (fig. 154) et permettent la montée du magma et des gaz (les dômes se situent à la jonction des grandes fissures; (cf. Chapitre III; le rift N 100).



- Massif ancien
- Accidents N 100
- Limites de la caldeira
- Accidents N 20
- Effondrements secondaires
- Accidents N 20 repris secondairement

Fig. 154: Découpage du bloc effondré.

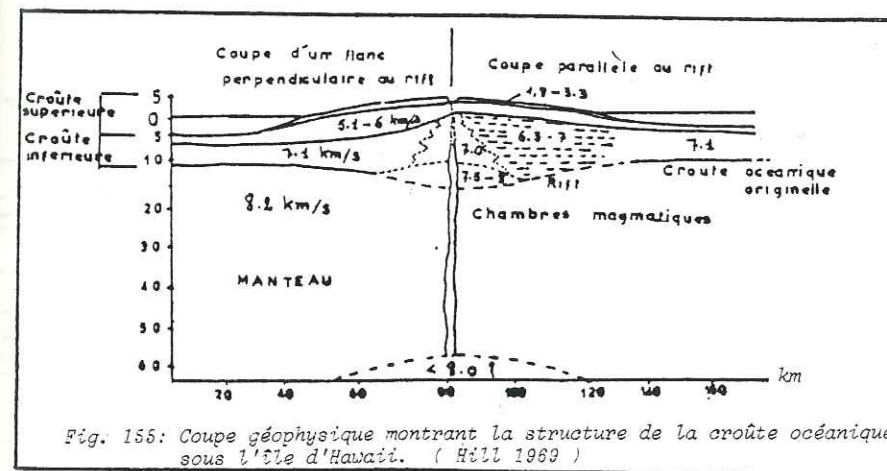
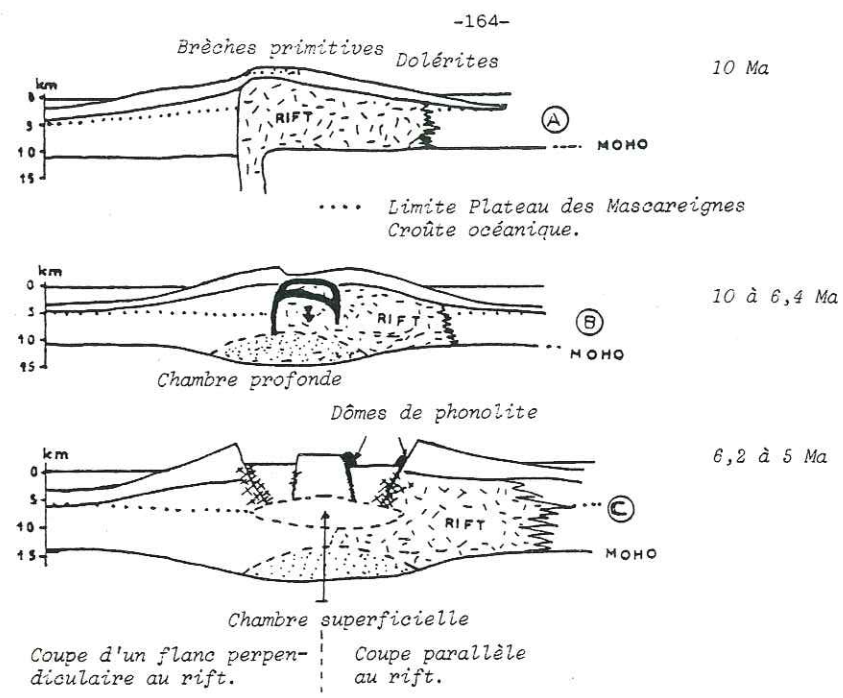


Fig. 155: Coupe géophysique montrant la structure de la croûte océanique sous l'île d'Hawaii. (Hill 1969)



TRANSFORMANTE ACTIVE. RIFT STERILE.
3,5 à 0,025 Ma

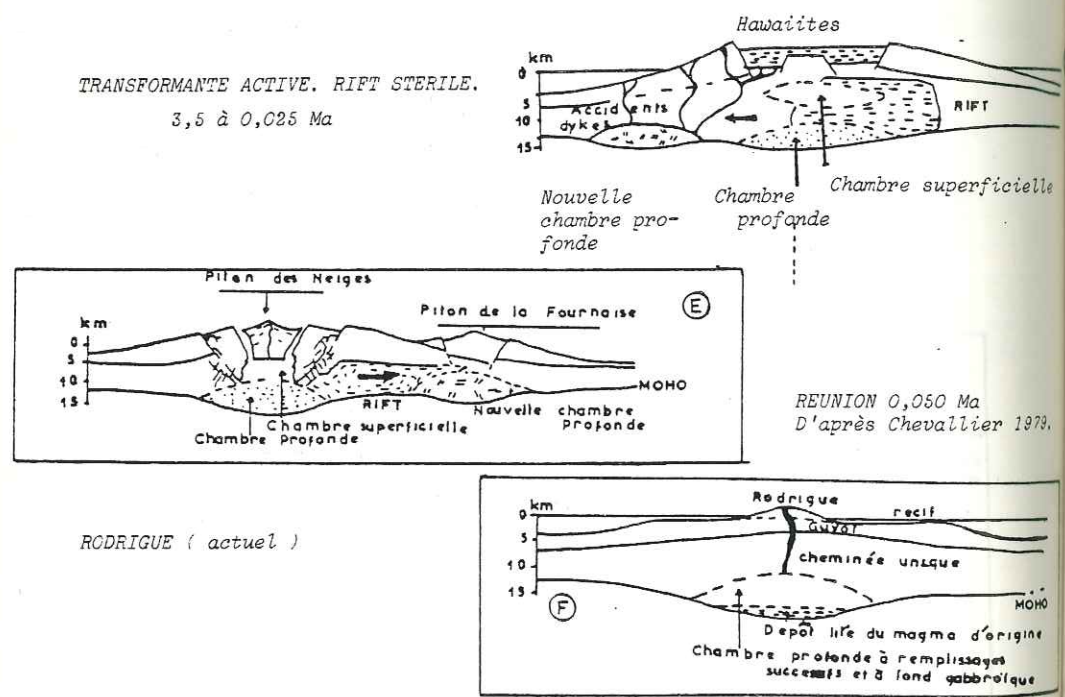


Fig. 156: Schémas interprétatifs de l'évolution structurale de l'île Maurice. Comparaison avec la Réunion (E) et Rodrigue (F). A) Rift N 100, B) Chambre magmatique profonde, rift et subsidence en cloche, C) Chambre superficielle et caldeira.

te océanique se compose de deux couches : la couche supérieure (1,8 - 3 km/s) correspond à l'empilement volcanique; la croûte inférieure (6,3 à 7,5 km/s) se subdivise en trois structures géologiques possibles : (1) la croûte océanique (7,1 km/s), (2) un réseau d'intrusions associés au rift (6,5 - 7 km/s), (3) une superposition de chambres magmatiques remplies de roches ultramafiques et associées au cratère central (7 - 8 km/s).

Cette coupe géophysique pourrait s'appliquer à l'île Maurice et l'histoire de la zone interne peut se résumer en deux épisodes majeurs : (1) Ouverture (ou réactivation) d'un rift N 100 responsable du volcanisme sous-marin et de l'émission des hyaloclastites et des dolérites de la partie ancienne. A ce rift est associée à une chambre magmatique, génératrice des hawaïtes et des mugéarites et située à la base de la croûte océanique (fig. 156, A). Après 400 000 ans environ, la baisse de pression du magma dans le réservoir sous-jacent provoque des décollements dans la masse des produits volcaniques, scellés par des filons en cloche. En surface, ces mouvements profonds se traduisent par un affaissement en bascule (fig. 156 B). (2) Edification du volcan bouclier, 600 000 ans après l'émission de la série bréchique, l'activité du rift diminue et une nouvelle chambre se forme dans la partie haute de la croûte océanique. Le bombement de l'édifice entraîne sa fissuration selon un système radial N 10 - N 70 - N 130 - N 150 et l'effondrement de la zone sommitale. (fig. 156 c). Après une période de calme de 2 Ma environ les hawaïtes remplissent la caldeira. Elles sont sans doute issues d'une nouvelle chambre formée plus à l'Ouest et s'épanchent à la faveur des grands accidents N 70 et N 150 liés à la transformante N 20 (fig. 156, D). Le rift, totalement inactif durant cette période comprise entre 3,5 Ma et 25 000 ans, l'est encore actuellement.

CONCLUSION

Les étapes de l'évolution structurale de l'île Maurice sont assez semblables à celles des îles Hawaii et de la Réunion (fig. 156, E); cependant on note quelques différences avec cette dernière, particulièrement au niveau de la position et du nombre des chambres. Quant à l'île Rodrigue (IIIe partie et fig. 156, F) il semble qu'il n'y ait existé qu'une seule chambre magmatique qui a fonctionné tout au long de la formation de l'île, car aucune trace d'activité d'un rift océanique n'a pu être mise en évidence.

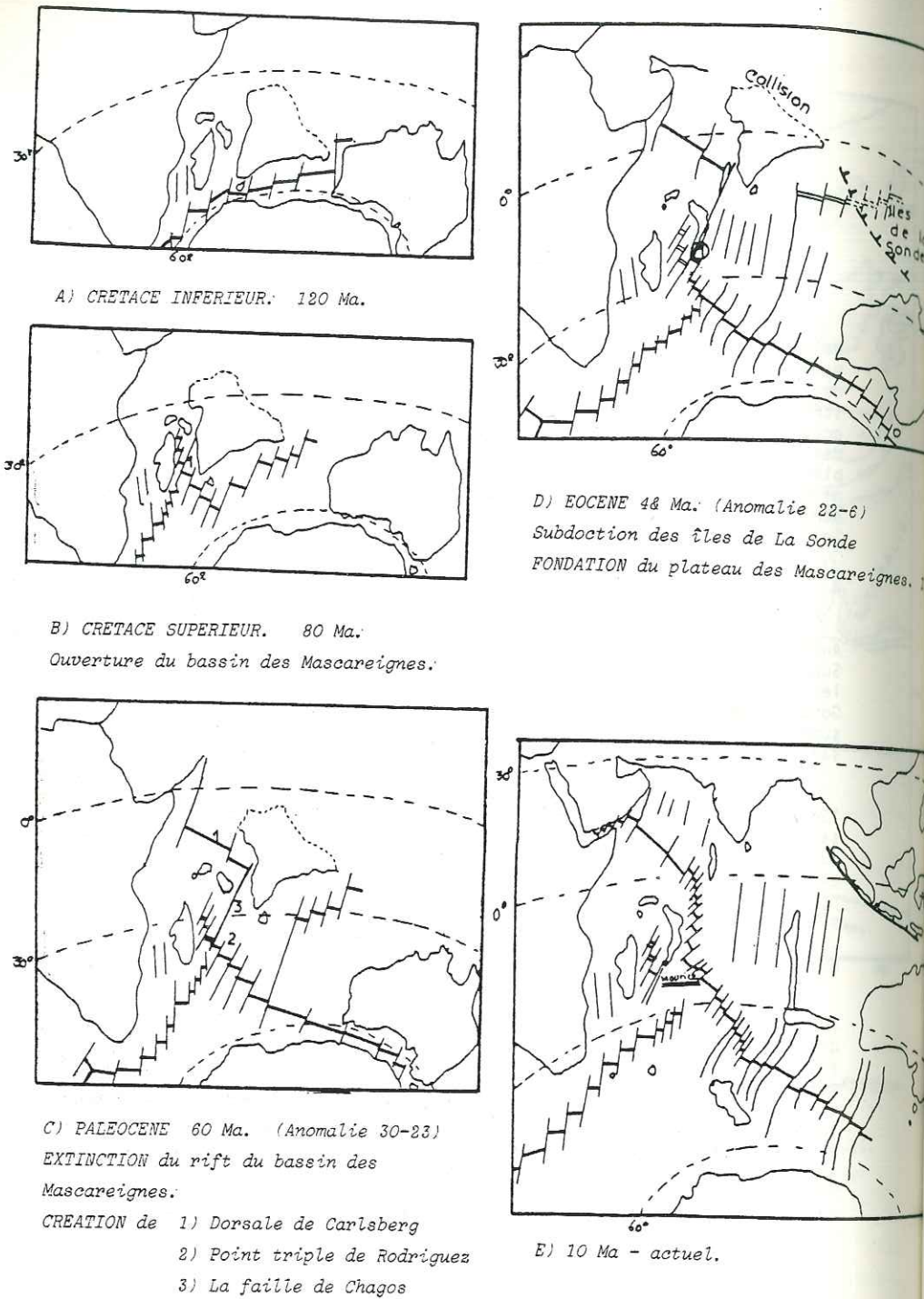


Fig. 158: Evolution schématique depuis le Crétacé inférieur. D'après les travaux de Fisher et al., 1971, Mac Kenzie et Solater, 1971, Solater et Fisher, 1974, Schlich, 1975, Schlich et Patriat, 1979.

d - Eocène supérieur - Miocène (50 à 10 Ma) Anomalies 22 à 6 (fig. 158,D). Un changement de direction important dans l'expansion des fonds océaniques s'opère après l'anomalie 22. Entre les anomalies 22 et 6 se produit un ralentissement, voire même un arrêt de l'expansion de la ride de Carlsberg. Le taux de demi-expansion de la dorsale Est - Indienne varie de 2 à 4 cm/an (Schlich et al., 1979). La ride de Chagos - Laccadive (ancienne transformante entre la dorsale de Carlsberg et la ride Est - Indienne) entre en activité créant le plateau des Mascareignes. Entre 50 et 40 Ma, l'Inde entre en collision avec le continent asiatique.

e - Pliocène (10 Ma) à l'actuel (Anomalies 5 à 1, fig. 158,E). Lors d'un nouveau changement de direction dans l'expansion (Anomalie 5), intéressant les dorsales de Carlsberg et Médio-Indienne, cette dernière prend naissance au niveau de la faille de Chagos - Laccadive. Le taux de demi-expansion étant respectivement de 1,3 cm/an et 1,8 cm/an (ancienne échelle de Heitzler, 1968). Les transformantes N 70 de la nouvelle ride médio-indienne affectent le plateau des Mascareignes et font rejouer les anciens accidents N 20 (ride de Chagos-Laccadive).

B - LA RIDE MEDIO-INDIENNE

Les principales directions structurales associées à cette ride située entre les latitudes 10° et 21° S ont été déterminées par Fisher et al. (1971). L'anomalie 5 (10 Ma) est la plus ancienne. Cette structure très jeune a pris naissance au Miocène sur l'ancienne transformante de Chagos-Laccadive à la faveur d'un changement de direction d'expansion séparant ainsi le plateau des Mascareignes de la ride asymétrique de Chagos-Laccadive. Les auteurs (Fisher et al., 1971) estiment le taux de demi-expansion de cette dorsale de 1,8 à 2,3 cm/an. Les grandes transformantes qui décalent cette ride en tronçons successifs, se poursuivent jusque dans le plateau des Mascareignes (fig. 159). Souvent ces accidents restent inactifs et sont scellés par les sédiments mais parfois ils sont actifs et font rejouer d'anciennes fractures créées lors des épisodes antérieurs (Ex: La transformante de Réunion 60 Ma).

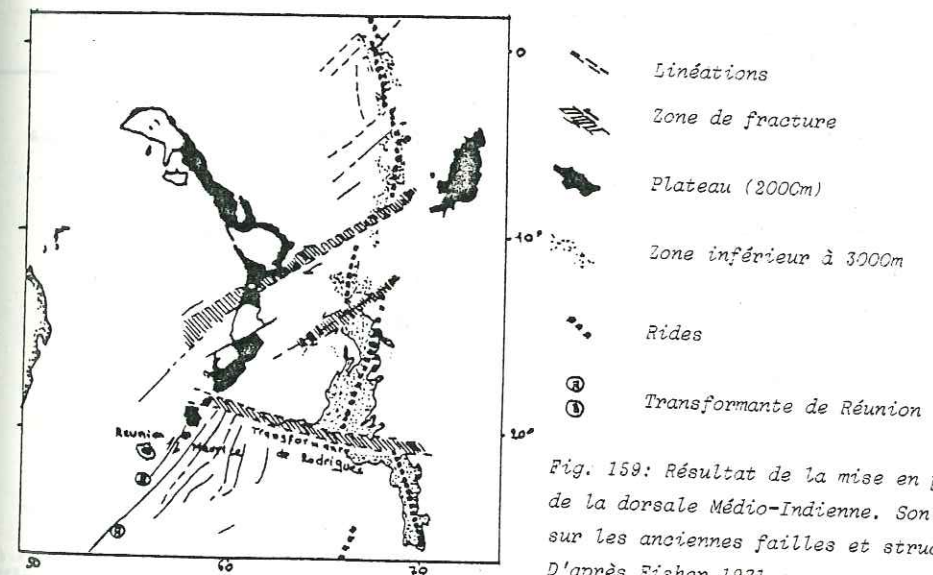


Fig. 159: Résultat de la mise en place de la dorsale Médio-Indienne. Son action sur les anciennes failles et structures. D'après Fisher 1971.

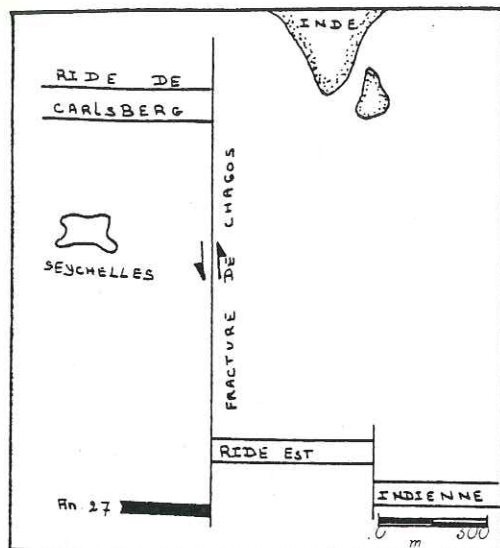
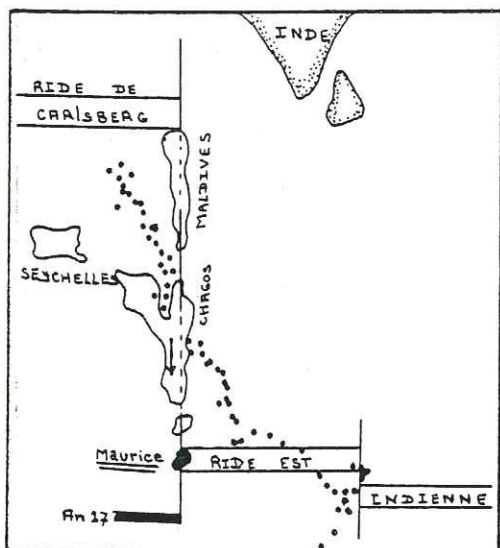


Fig. 160: Mise en place de la dorsale Médio-Indienne. (Fisher 1971).

50 Ma : Fonctionnement de la faille Chagos-Laccadive.

Anomalie 27 = 60 Ma (Paléocène)

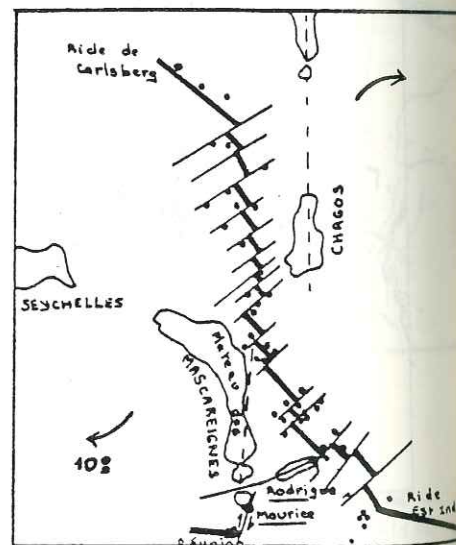


20 Ma : Formation du plateau des Mascareignes.

• Epicentres des séismes actuels. (Limite de la plaque)

↓ Sens de migration de l'activité le long de la faille de Chagos.

ACTUEL: Fonctionnement de la ride Médio-Indienne. Rotation des deux plaques de 10°.



La transformante de Chagos-Laccadive, avant de passer à un rift, décalait la dorsale de Carlsberg au Nord, de la dorsale Est-Indienne au Sud et fonctionnait il y a 66 Ma. A partir du Crétacé, les anomalies magnétiques sont bien repérées dans le bassin des Mascareignes (Anomalies 34 à 23) mais les anomalies 23 à 5 (50 à 10 Ma) ne sont pas visibles (fig. 157); elles le sont par contre, sur la dorsale Est-Indienne. Fisher et al. (1971) pensent que l'activité entre les anomalies 23 à 5 dans les Mascareignes est centrée sur la fracture de Chagos-Laccadive (avec un faible taux d'expansion) et qu'ainsi se forme le plateau des Mascareignes. L'âge obtenu par les sondages du D.S.D.P. (Deep Sea Drilling Project) sur le sondage 237 (fig. 157) semble confirmer cette hypothèse : situé en bordure ouest du plateau près des Seychelles, il donnerait l'âge d'origine soit 50 Ma. Mc Dougall (1969) met en évidence la migration d'activité le long de la faille de Chagos depuis le Nord (environs des Seychelles) il y a 50 Ma jusqu'au Sud (environs de Maurice) il y a 20 Ma. La formation du plateau des Mascareignes se poursuit jusque vers 10 Ma, époque à laquelle le changement de taux d'expansion transforme cet accident en ride Médio-Indienne (fig. 160).

C - POSITION DE L'ÎLE MAURICE DANS LE BASSIN DES MASCAREIGNES - RELATIONS STRUCTURALES

Le rift N 100 de type Hawaïien (ou Réunionnais) de Maurice a intensément fonctionné durant la période de mise en place de la Série bréchique (entre 10 et 6,7 Ma) et tout particulièrement pendant les épisodes explosifs et effusifs correspondant à l'émission de l'île : hyaloclastites et coulées doléritiques (10 à 9 Ma environ). Lors de la mise en place de la Série ancienne (6,2 à 5 Ma), l'activité du rift se ralentit, mais reste cependant décelable dans le massif Bambous (carte h.-t.) où ont lieu des émissions d'ankaramites précédées de brèches (chap. III) et des montées trachytiques. Ce rift N 100 n'est visible qu'à l'Est; il est interrompu vers l'Ouest par une zone de fracturation N 20 passant par le Morne Brabant, le long de laquelle s'échelonnent des accidents N 70. Cette zone N 20, peu active pendant la Série ancienne (fig. 161,A), se traduit par une fracturation intense des coulées à la fin de la mise en place de la Série intermédiaire (fig. 161,B). Le modèle cinématique proposé est un décrochement dex-

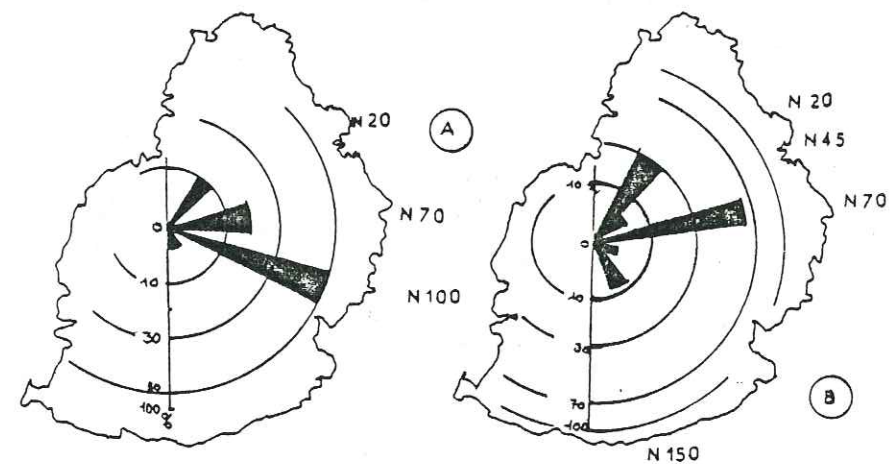


Fig. 161: Diagrammes structuraux de l'île Maurice. A entre 10 et 5 Ma. (rift actif) B entre 3,5 et actuel. (transformante active).

tre responsable du léger recourbement des dykes du rift au niveau du Mont Lagrave (fig. 162). Les fracturations N 20 sont à l'origine de nouvelles émissions de laves différenciées qui se déversent vers l'Ouest (basalte à olivine et hawaïite).

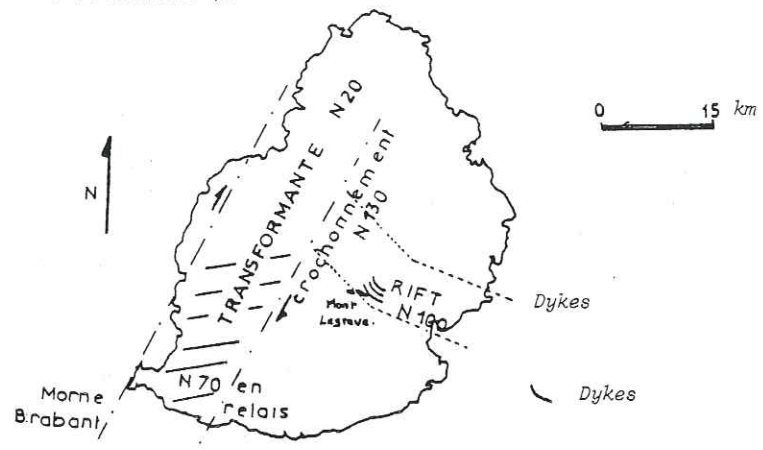


Fig. 162: Recourbement des dykes du rift au niveau du Mont Lagrave introduit par la transformante.

Il est possible de mettre en évidence un certain parallélisme entre les structures aériennes de Maurice datées de 10 Ma et les structures anciennes du plancher océanique datées de 50 Ma environ. (1) La ride Est - Indienne, il y a 50 Ma, possédait une orientation N 100 comme le prouvent les linéations magnétiques grossièrement Est - Ouest dans le bassin de Crozet et dans le bassin Indien central. Le rift hawaïen de l'île Maurice se situerait à l'aplomb de la ride Est - Indienne (active il y a 20 Ma) dont il a la même orientation N 100 (fig. 163). Dès l'ouverture de ce rift Est-Indien, une transformante, la faille de Chagos-Laccadive, le limitait à l'Ouest. Ce schéma reste encore valable il y a 10 Ma au moment de l'émergence de l'île. Ainsi, la localisation de l'île à la jonction de la ride Est - Indienne et de la transformante de Chagos - Laccadive permet de donner une explication à la présence du rift N 100 dans la partie Est de l'île et à son absence à l'Ouest.

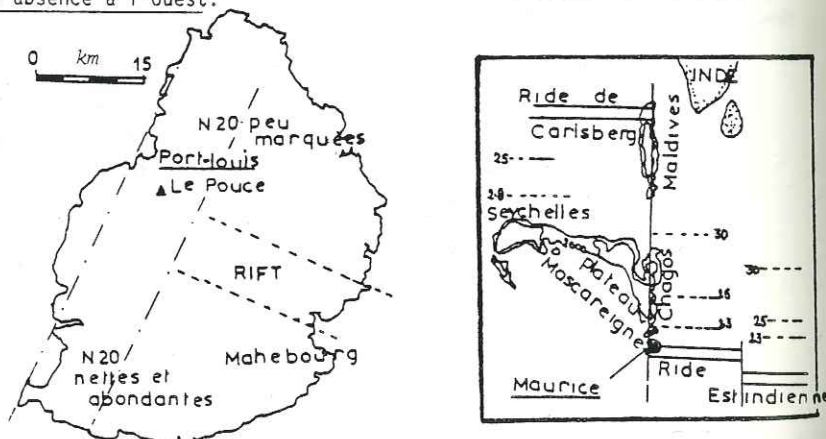


Fig. 163: Localisation du rift N 100 sur l'île Maurice (10 Ma). Essai d'interprétation de la position du rift à l'émergence de l'île.

(2) Les fractures N 20 se parallélisent à la transformante (N.S.) qui accompagne le fonctionnement de la ride. Elles peuvent s'interpréter comme des rejeux d'accidents importants du fond océanique sous l'action des transformantes actuelles de la ride Médio-Indienne (faille de Rodrigue). Ainsi, le décrochement découpant l'Est de l'île Maurice serait le rejeu d'un ancien accident (transformante de Chagos entre la ride Est - Indienne et la ride de Réunion : l'anomalie 27) actif il y a 60 Ma qui correspondrait actuellement la zone de fracture B mise en évidence par Schlich (1975). L'existence de ce décrochement dextre N 20, par une faille actuelle Est-Ouest passant au Nord de l'île (ride de Rodrigue) expliquerait l'atténuation progressive des fractures N 20 dans le Massif du Pouce.

D - RELATIONS ENTRE LES ILES MAURICE ET REUNION

La zone de fracture N 20 de Maurice coïncide avec la transformante B qui se situe au Sud - Est de l'île de la Réunion (fig. 164). Trois faits confirment cette hypothèse : (1) la zone de fracture B à décrochement dextre est repérée dans l'océan Indien occidental jusqu'à l'anomalie 22 située à l'Est de la Réunion et affecte le plateau des Mascareignes. Il est à noter que les transformantes A et B (Schlich, 1975) disparaissent au niveau de la ride de Rodrigue et ne la traversent pas, confirmant le fait que ces accidents sont créés par la faille récente de Rodrigue (Chap. C : position de Maurice dans l'Océan Indien). (2) La réactivation du paléorift (inactif depuis 60 Ma) sur la Réunion (Chevallier, 1979) se serait produite il y a environ 2,5 Ma, avec l'émission des océanites anciennes, les brèches zéolithisées qui les ont précédées ne pouvant être datées. Il est possible d'imaginer que cette réactivation commence plutôt vers 3,5 Ma par exemple, âge des émissions sur Maurice des basaltes intermédiaires et donc qu'il y a un lien entre les mouvements du rift de Réunion et de la décrochante de Maurice. (3) Les sondages effectués (Fisher et al., 1969) montrent qu'au point V 16.73 (fig. 164), à - 4 507 m de profondeur, le fond océanique est recouvert de projections hyaloclastiques et de coulées de basalte datées de 0,5 Ma. La position de ce sondage est 21° 30' S et 56° 34' E, c'est à dire sur la transformante B. Ces émissions sont en liaison probable avec l'alignement des cônes, datés entre 700 000 ans et 25 000 ans, et qui s'étire à travers Maurice dans le sens de la transformante B (N 20) jusque dans l'Océan.

La relation entre les îles Maurice et de la Réunion peut être établie au niveau des transformantes (fig. 165). La réactivation d'un paléorift sur l'île de la Réunion entraînant la remise en mouvement de la zone de fractures B qui se marque sur l'île Maurice par une reprise de l'activité : émission des Séries intermédiaires le long d'axes N 20. La persistance de la réactivation de cette zone de fracture et de ce rift se traduit également par l'alignement des cônes récents; les cônes les plus récents (100 000 à 25 000 ans) correspondent peut être à l'activité de la Fournaise (Chevallier et Bachelery, 1981).

E - CONCLUSION : L'ORIGINE DE MAURICE

L'existence de l'île Maurice est liée à deux éléments structuraux majeurs de l'océan Indien : le plateau des Mascareignes et l'île de la Réunion.

Il y a 50 Ma, la ride Est Indienne et la ride de Carlsberg (report vers le Nord de la ride des Mascareignes) étaient séparées par la transformante de Chagos - Laccadive dont l'activité est à l'origine du plateau des Mascareignes; puis l'activité migre vers le Sud.

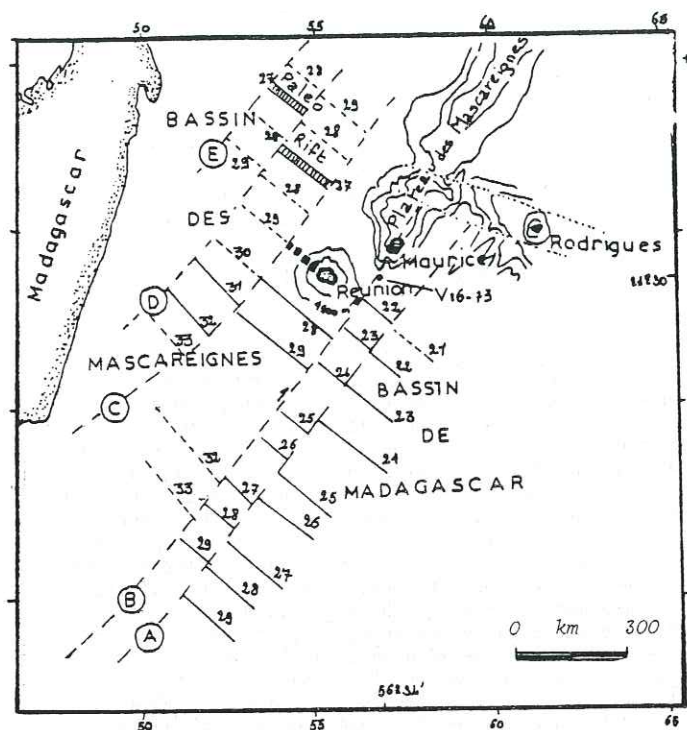


Fig. 164: Zones de fractures et linéations magnétiques dans le bassin des Mascareignes. D'après Schlich, 1975 - Patriat et Schlich 1979.

La transformante B est poursuivie dans le plateau des Mascareignes. La faille de Rodrigue est représentée en pointillé.

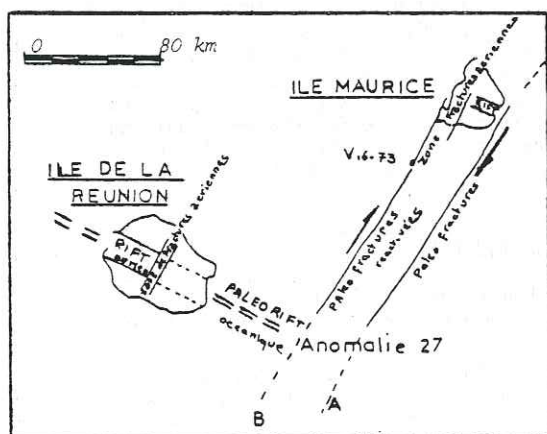


Fig. 165: Relations possibles entre les structures de l'île Maurice et de l'île de La Réunion et la transformante B.

REUNION		OCEAN INDIEN	MAURICE	RODRIGUE
Pilon des Neiges La Fournaise		STADES D'EVOLUTION	Elements structuraux	Elements structuraux
Age	Elem's structuraux	Age	Age	Age
10	Caldeira II S. différenciée	AN 27 active	S RECENTE	Hawaïtes
1	Caldeira I B d'olivine	Fracture B active	S INTERMEDIAIRE	TUFS
2	Océanites récentes	Fracture B active	S INTERMEDIAIRE	Coulées prismées
3	Subsidence primitive	Fracture B active	S INTERMEDIAIRE	C de base
4	REACTIVATION	Fracture B active	S INTERMEDIAIRE	
5	INACTIVE INDIENNE ACTIVE	Fracture B active	S ANCIENNE	
6	EST	Fracture B active	Caldeira	
7	Partie sud de la faille = FRACTURE B (Releu)	Fracture B active	Subsidence en cloche	
8	Partie centrale de la faille = RIDE MEDIO INDIENNE ACTIVE	Fracture B active	S ANCIENNE	
9	Transformante de la ride medio indienne active = Faille de RODRIGUE	Fracture B active	S ANCIENNE	
10	CHANGEMENT De taux	Fracture B active	S ANCIENNE	
20	AN 27 RIDE active	Fracture B active	S ANCIENNE	
50	Faille de Chagos active	Fracture B active	S ANCIENNE	
60	FORMATION des Mascareignes	Fracture B active	S ANCIENNE	

Tableau 2: Datation des épisodes volcaniques des différentes îles et comparaison entre ces îles.

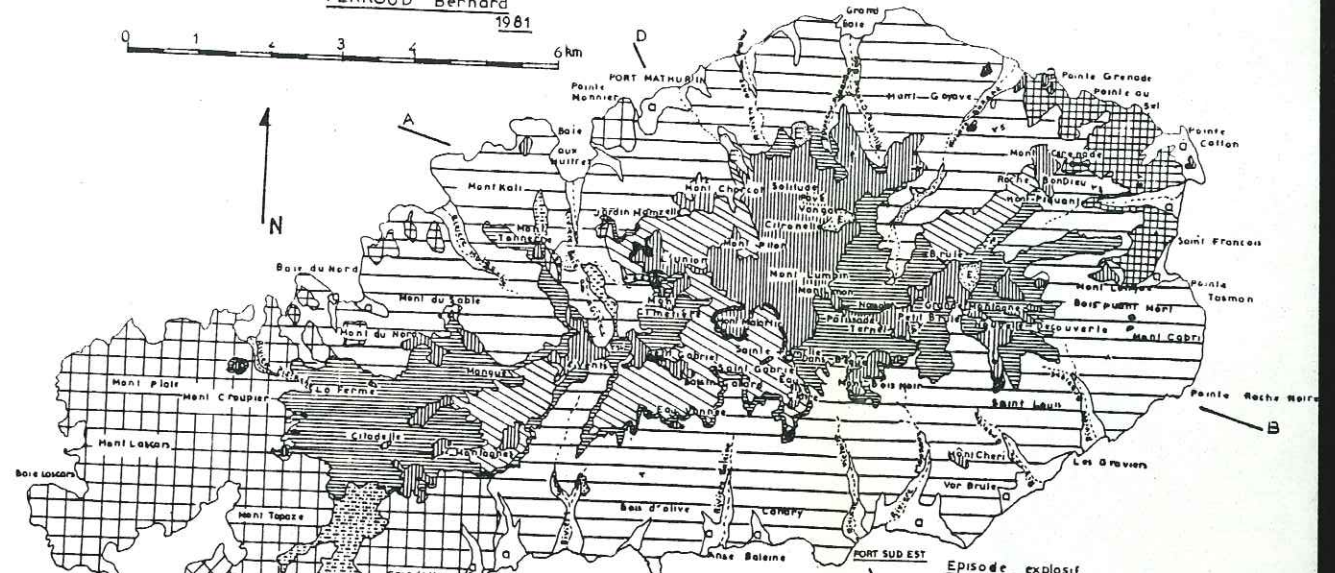
Il y a 20 Ma, au niveau de la zone de faiblesse située à la jonction de la transformante et de la ride Est-Indienne, s'exprime un volcanisme d'où est issue l'île Maurice, il y a 10 Ma.

La ride Médio-Indienne se forme alors (10 Ma) sur l'emplacement de la zone de Chagos-Laccadive. Elle est décalée par les grandes transformantes qui affectent le plateau des Mascareignes (faille de Rodrigue), entraînant le rejeu d'anciennes fractures dont l'une est située à l'Ouest de Maurice (zone de fractures B).

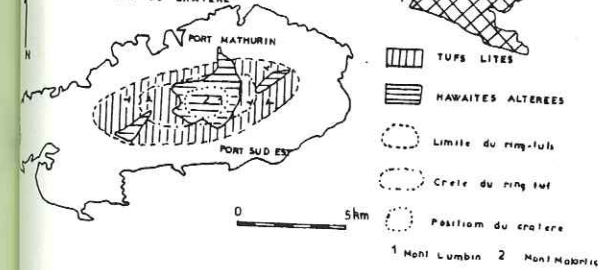
La réactivation vers 2,5 Ma d'un palaeorift (éteint depuis 60 Ma) est à l'origine du volcanisme de la Réunion; la réactivation de la zone de fractures B est responsable de la reprise de l'activité volcanique sur Maurice le long de l'axe N 20.

CARTE GEOLOGIQUE DE L'ÎLE RODRIGUE.

PERROUD Bernard
1981

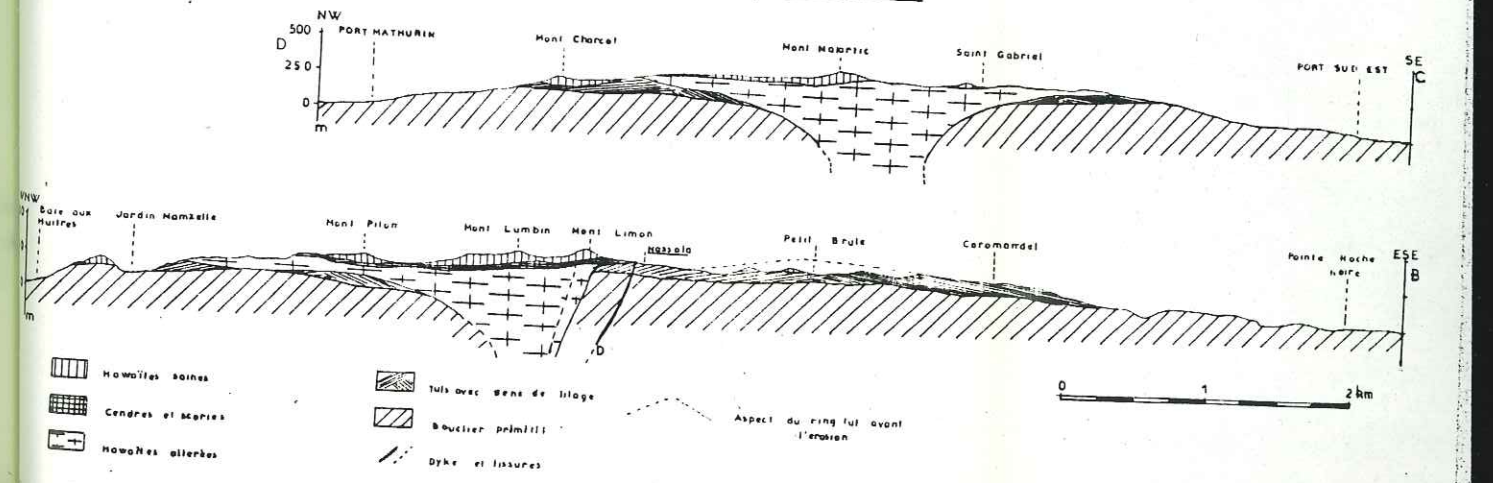


SCHEMA VOLCANO TECTONIQUE (EPISODE EXPLOSIF) POSITION DU CRATERE



- Formations superficielles**
- Eboulis
 - Alluvium / sable de plage
 - Calcaires
- Episode effusif terminal**
- Hawaïtes saines
 - Cendres et scories
 - Brèches d'avant coulée
- Episode explosif**
- Hawaïtes altérées (Plug)
 - Tufs lites (Ring tuf)
 - TUFS en soufoufrage (Remanies) coulée boueuse
- Bouclier initial (Édité en 2 temps)**
- Basalte à silvins effusifs et gros plagioclases Coulées de 10 à 30 m
 - Brèche litée
 - Basalte à silvins Coulées de 2 à 10 m
- SOUS Bassement : Guyot primitif**
- Basalte ophyrique Coulées 10 à 30 cm
 - Dykes

COUPES GEOLOGIQUES SYNTHETIQUES



- Hawaïtes saines
- Cendres et scories
- Hawaïtes altérées
- Tufs avec sables de litage
- Bouclier primitif
- Dyke et fissures

III^{me} PARTIE

L'ILE RODRIGUE

CHAPITRE I

PRESENTATION

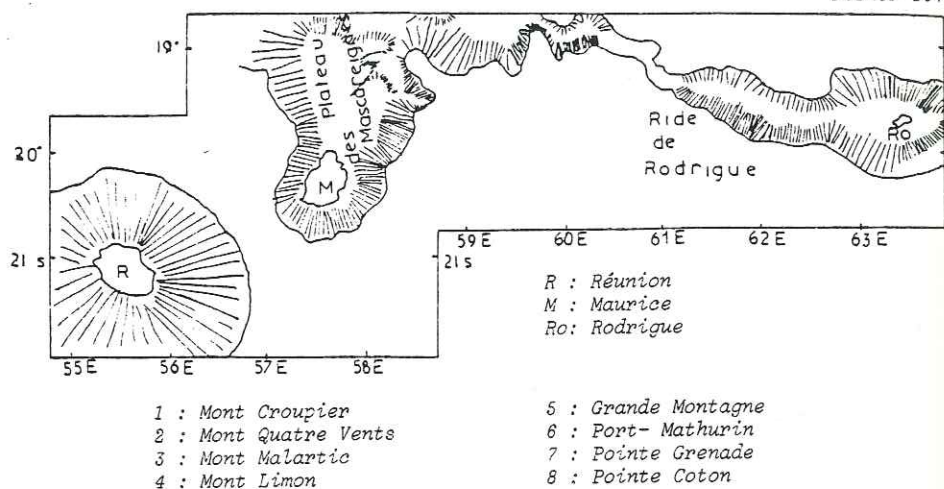
A - SITUATION GEOGRAPHIQUE

Comme les îles Maurice et Réunion, situées respectivement à 680 et 800 km à l'WSW, avec lesquelles elle forme l'archipel des Mascareignes, Rodrigue est une île entièrement volcanique située dans l'Océan Indien occidental par 19° 42' S et 63° 24' E. Elle a pris naissance à l'extrémité Est d'une ride sous-marine (- 1000 m) étirée d'Est en Ouest entre le plateau des Mascareignes et la ride Médio-Indienne (Fig. 166). D'après HEEZEN et THORPE (1965) la côte sud de l'île est bordée par une fracture à mouvement sénestre (Zone de fractures de Rodrigue) qui déplace la crête de la ride centrale de 300 km.

B - MORPHOLOGIE

L'île Rodrigue forme une ellipse de grand axe Est-Ouest de 18,3 km et de petit axe de 6,5 km. Parallèlement à son grand axe s'étire une ride culminant à 396 m au Mont Limon (point 4, Fig. 167) séparant les plaines du Nord et du Sud qui se sont formées soit à l'embouchure des rivières qui ont découpé dans cette ride de larges vallées à bords raides (rivière des Huitres carte h.-t.), soit en bordure de mer par dépôt de calcarénites (aéroport pointe Coton carte h.-t.). L'île est cernée par une immense barrière de corail frangeant s'approchant à 50 m de la côte à l'Est et s'éloignant de 4 à 8 km des côtes ouest et sud ; elle est à l'intérieur d'un lagon de faible profondeur traversé par des chenaux profonds qui isolent des morceaux. L'abondance de ces coraux a permis la formation, en bordure de l'île, de vastes plaines de calcarénites qui ont fait l'objet de recherches (MONTAGGIONI, 1970). Le récif coralien a été, lui aussi, très étudié, (SNELL et TAMS, 1920) car sa taille est colossale par rapport aux dimensions de l'île qu'il ceinture.

Fig. 166: Position de l'île Rodrigue dans l'archipel des Mascareignes. D'après Fisher 1971.



CHAPITRE II

ETUDE DES DIFFERENTES SERIES

ESSAI D'INTERPRETATION DE L'HISTOIRE DE L'ILE

Pour terminer l'étude volcano-structurale des îles Mascareignes dans le cadre de la RCP 419 du C.N.R.S., il m'a été confié également l'étude de l'île Rodrigue. Une campagne de terrain effectuée en juin 1980, a eu pour but la cartographie générale de l'île, la reconstitution de l'histoire volcanologique et la mise en évidence des dykes et du système intrusif. Si les deux premiers objectifs furent bien atteints, le troisième fut un échec partiel car seulement trois dykes de petite taille furent trouvés et aucune faille ni accident majeur. Il a été donc difficile dans ces conditions d'explicitier l'origine de cette île et de la rapporter à un système structural connu de l'Océan Indien (paléorift, dorsale et transformante). Cependant, quelques hypothèses seront émises, soit basées sur des constatations de terrain, soit sur des relevés bathymétriques d'ailleurs fort rares dans cette région.

B - STRATIGRAPHIE DES DIFFERENTES SERIES

B.1. LES COULEES DE BASE

Du fait de leur position basale, elles sont peu visibles, masquées sur le littoral par les sables et les calcarénites, et à leur toit, par les coulées supérieures. Affleurant à l'Est de l'île depuis Pointe Grenade au Nord jusqu'à Pointe Tasman au Sud (Fig. 168) elles se présentent sous forme de coulées de basaltes bulleux à rares olivines et pyroxènes caractérisées par leur faible épaisseur (50 cm à 1 m) et leur débit en plaquettes centrimétriques donnant à l'ensemble un aspect schistosé. Ces laves ne sont affectées d'aucune fracturation particulière et aucun dyke nourricier n'est visible. Elles sont cependant très redressées : Jusqu'à 60° vers le SW à la base du Mont Piquant ce qui ne correspond pas du tout à la pente externe d'un volcan-bouclier comme celui du Mauna Loa à Hawaï ou du Piton des Neiges à la Réunion : 20° maximum. Il faut donc supposer l'existence soit d'un accident ancien qui crée une dénivellation modelée par les coulées, soit d'un accident plus tardif qui basculera les coulées après leur mise en place (Fig. 169 a et 170 a). La régularité de pendage des coulées entre Pointe Grenade et Pointe Tasman (carte h.-t.) conforte la seconde hypothèse. Il est toutefois difficile de donner une direction précise de cet accident, mais étant donné l'orientation des coulées on peut penser qu'il oscillait entre N 100 et N 120. De plus, sur les photos aériennes, des fractures N 100. 110 affectent les coulées les plus récentes (Fig. 168). Cependant, d'après de nombreuses observations et celles faites notamment au Capelhincos (CAMUS, 1979) il est démontré que des panneaux entiers de l'anneau de tufs hyaloclastiques peuvent subir une subsidence intracratérique en cours d'éruption et que de nombreuses coulées peuvent s'empiler dans l'atrio ainsi formé ; on peut donc supposer que l'édification de l'île Rodrigue est semblable à celles des îles océaniques: pillows lavas surmontés par des hyaloclastites et des coulées aériennes. Ainsi, lors d'une période de calme éruptif, les coulées de laves sommitales ont pu être basculées sans être disloquées dans le cratère, par une sub-

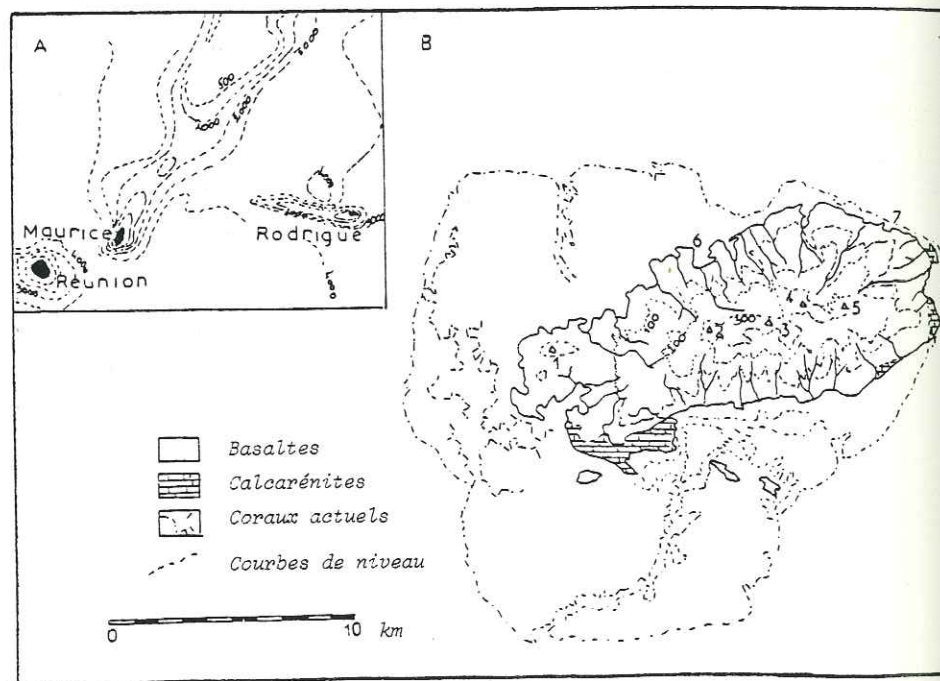


Fig. 167: A: Bathymétrie de l'archipel des Mascareignes. B: Carte très sommaire de Rodrigue d'après Upton et al.

Fig. 168: Carte d'affleurement des coulées de base.

- 1 : Pointe Grenade
- 2 : Pointe Coton
- 3 : Mont Piquant
- 4 : Rivière Gravier
- 5 : Port Mathurin

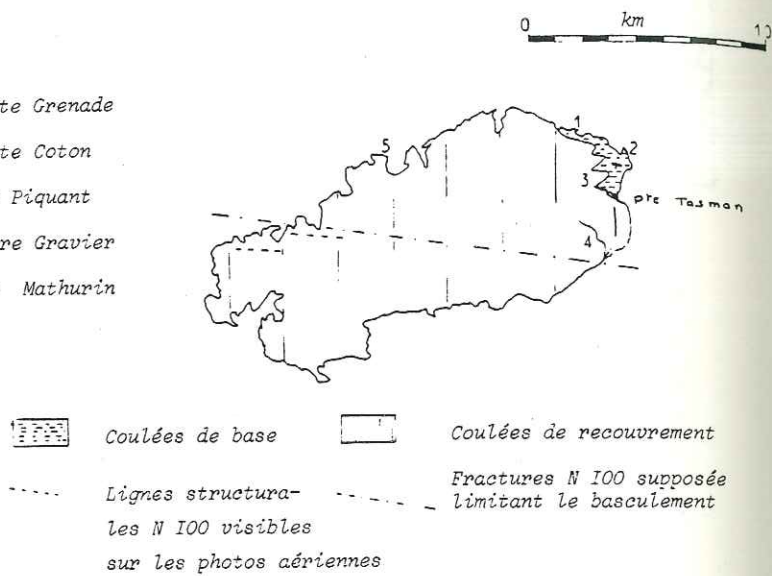


Fig. 169a: Hypothèse I: L'île actuelle aurait une position différente de celle du volcan ancien et résulterait d'un basculement autour d'un axe N 100.

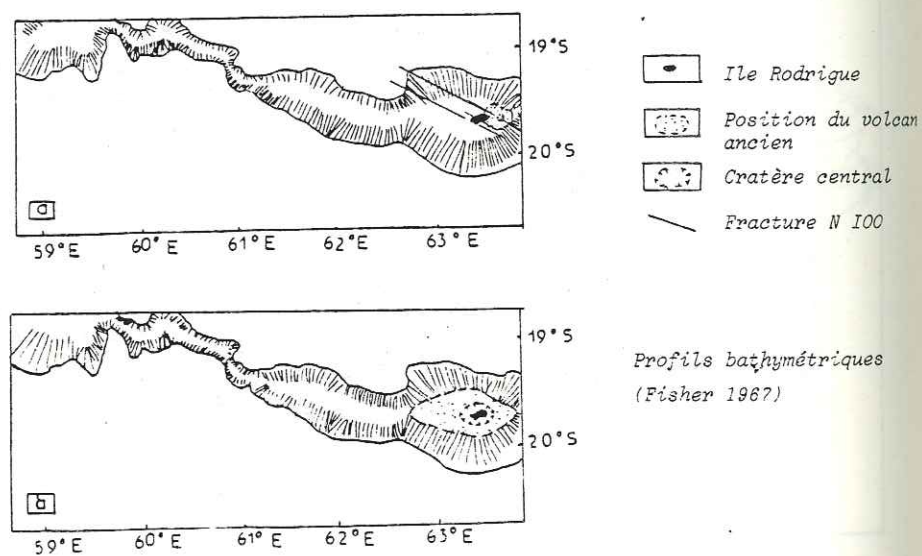


Fig. 169b: Hypothèse II: L'île actuelle serait située sur l'emplacement de l'ancien cratère et les coulées de base seraient les témoins de ses émissions.

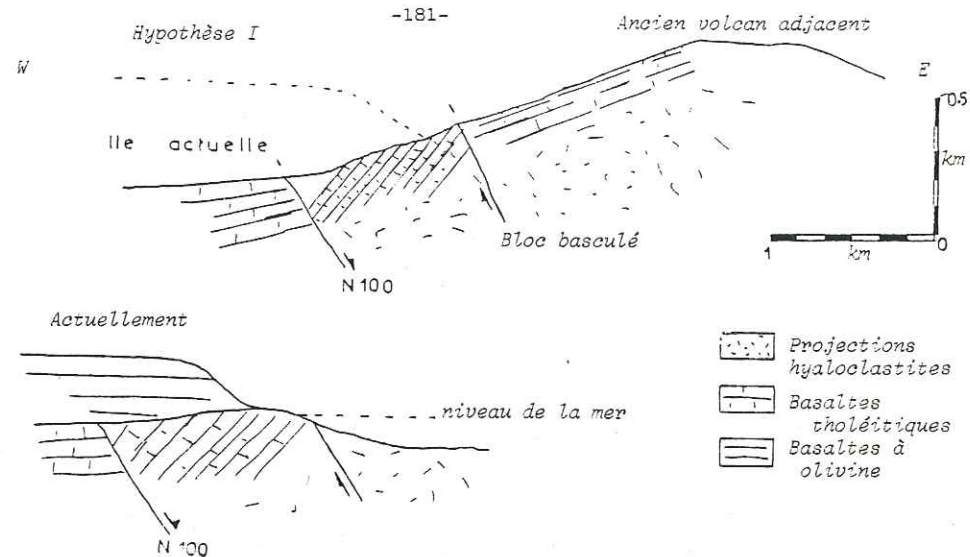


Fig. 170a: Schéma interprétatif expliquant le basculement des coulées tholéitiques le long des fractures N 100.

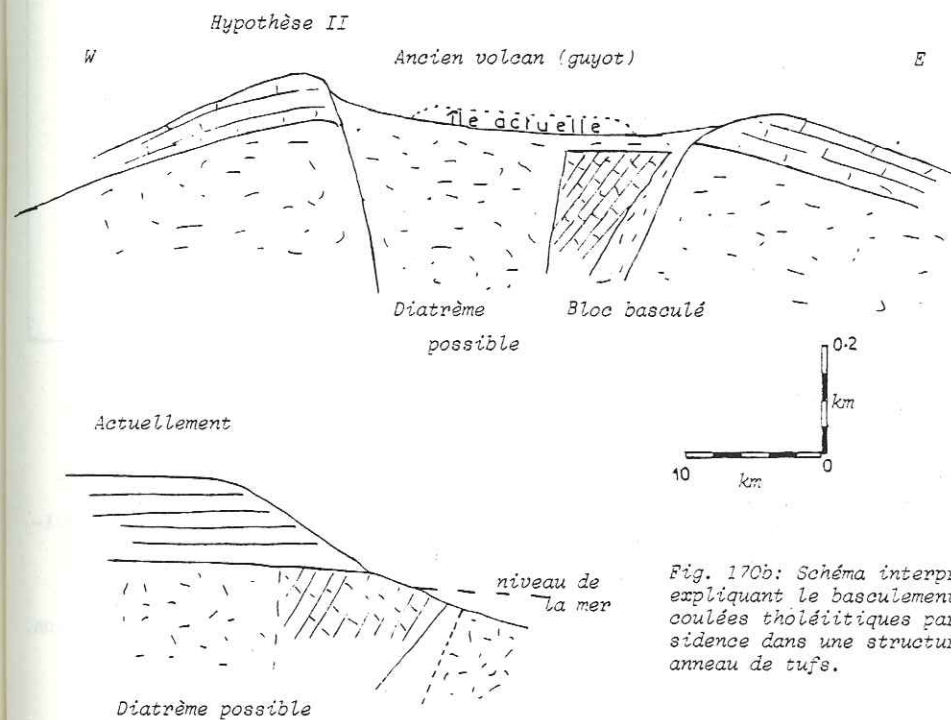
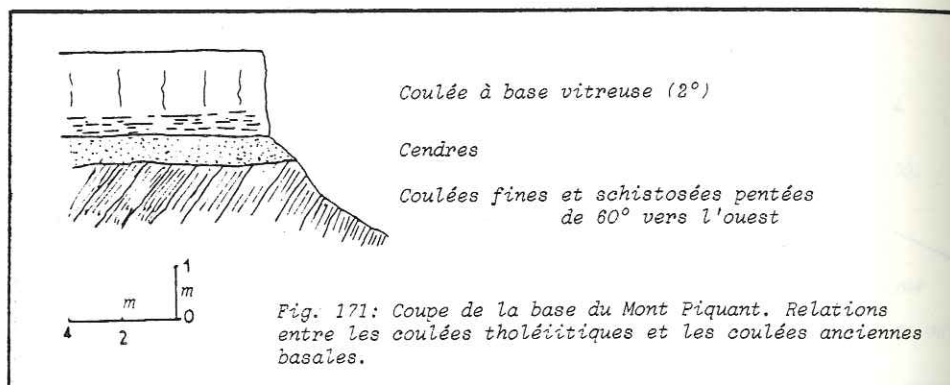


Fig. 170b: Schéma interprétatif expliquant le basculement des coulées tholéitiques par subsidence dans une structure de type anneau de tufs.

sidence assez limitée expliquant leur pendage anormal de 60° à l'Est de l'île. Protégées ainsi de l'altération qui érode le cône ancien de brèches hyaloclastiques, elles seraient ainsi le seul témoin du volcan originel dont le cratère se situerait à l'emplacement de l'île actuelle (Fig. 170 b). Cette hypothèse a l'avantage de n'introduire aucun élément tectonique, ce qui concorde avec les observations de terrain et les levés bathymétriques ; elle est beaucoup plus séduisante et situerait l'île actuelle à l'emplacement d'un ancien guyot existant sur la ride (Fig. 169 b).

B.2. LES COULEES DU BOUCLIER. LE SOUBASSEMENT DE L'ILE ACTUELLE

Visibles depuis l'Est de l'île jusqu'à la Rivière Cocos au sud ouest et la pointe Nicolas au Nord-Ouest (carte h-t.) elles couvrent environ 80 km² et constituent le soubassement de l'île proprement dit. A l'Est, elles recouvrent en discordance les coulées de Pointe Longue, séparées sporadiquement par des niveaux cendres métriques (Fig. 171).



Ailleurs, au Nord (Port Mathurin) et au Sud (Anse Tamarin), ces coulées surplombent directement la mer qu'elles dominent en falaise mais la stratigraphie reste constante (Fig. 172) : 1) A la base, sur 20 à 30 m se superposent de petites coulées, de 1 m environ, à base vitreuse et à corps fissuré, séparées par des scories et parfois des cendres de quelques centimètres d'épaisseur. 2) Le reste de la formation (170 m) est constitué de coulées plus épaisses (2 à 5 m), séparées par des scories intercoullées rougeâtres. Les dernières coulées sont parfois plus épaisses et peuvent atteindre 10 m.

Ces laves s'écoulent dans toutes les directions à partir de fissures situées aux environs du Mont Limon avec des pendages faibles : 2 à 10° environ. Ces coulées édifient un bouclier d'une centaine de mètres de haut. La taille de ce volcan est difficile à préciser étant donné le recouvrement

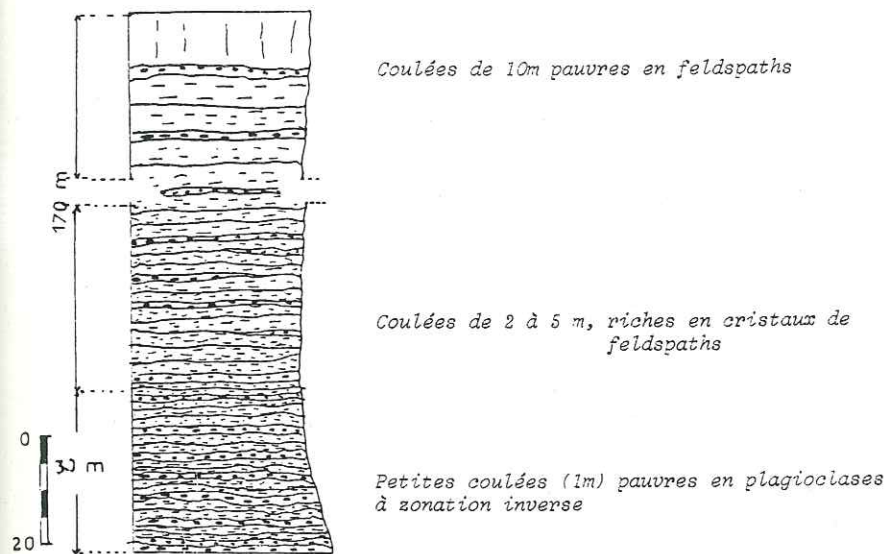
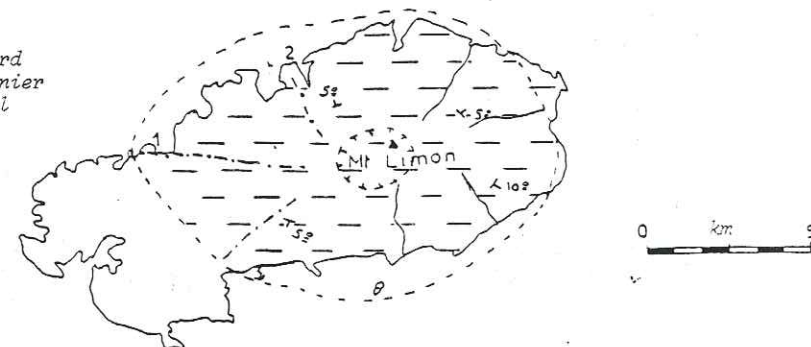


Fig. 172: Coupe des séries de base du bouclier (Rivière Banane). Les coulées de basaltes à olivine.

Fig. 173: Forme supposée de Rodrigue après l'épanchement des coulées du bouclier.

- 1: Baie du Nord
- 2: Pointe Monnier
- 3: Anse Michel



- Basaltes à olivine
- Limite actuelle
- Limite à la fin des coulées de basaltes à olivine (bouclier)
- Anciennes vallées radiales au bouclier
- Cratère (position supposée)
- Pendage

par les épisodes laviques postérieurs. Cependant, l'existence de paléo-vallées radiales (Mont Tonnerre) comblées par des laves récentes dirigées vers la partie ouest de l'île, laisse à penser que le volcan était moins étendu que l'île actuelle et qu'il s'inscrivait entre les pointes Nicolas et Michel dans un cercle de 10 km de diamètre environ (Fig. 173).

B.2.1. MORPHOLOGIE

A la fin de cette période (il y a environ 3 Ma) l'île se présentait sous forme d'un vaste plateau circulaire dominant la mer d'une centaine de mètres. L'érosion éolienne, ajoutée à toutes les autres formes d'érosion, contribue à découper les coulées en table, dont la plus caractéristique se situe au pied du Mont Piquant (Fig. 174). Les rivières s'encaissent, créant ainsi des vallées aux parois abrupts, en marches d'escalier, profondes de 50 m (Rivière Sel) à 100 m (Rivière Baleine), qui ont une disposition rayonnante.

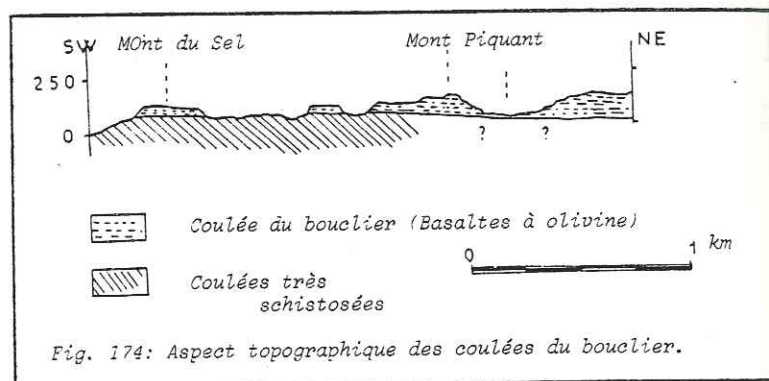
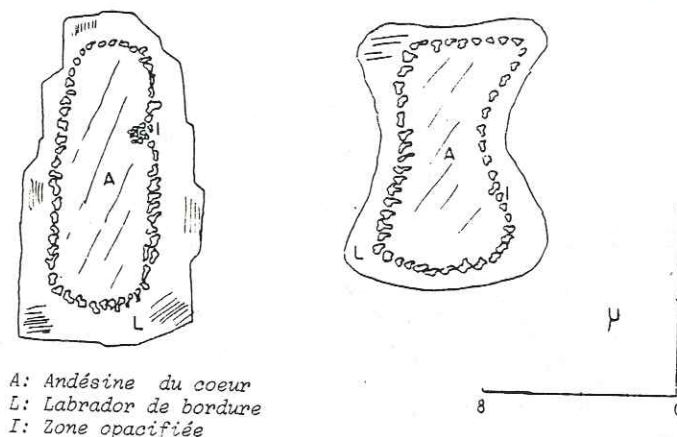


Fig. 174: Aspect topographique des coulées du bouclier.

B.2.2. PETROGRAPHIE

Bien qu'accumulées sur plus de 200 m, ces coulées appartiennent toutes au même groupe pétrographique. Macroscopiquement, la lave est grise sur la patine, noire sur la cassure, à pâte très fine et rares olivines. Dans la partie supérieure de la série, apparaissent quelques cristaux de plagioclase de taille variable (du mm à 2 cm). Microscopiquement, la structure est microlithique avec des phénocristaux d'olivine parfois iddingsitisés et des plagioclases en cristaux millimétriques parfois brisés (Labrador). La matrice est formée des mêmes constituants. Vers le haut de la série, à Port Mathurin vers 40 m, à Rivière Banane vers 100 m, il apparaît, à côté des phénocristaux de Labrador brisés, de grandes lattes de plagioclase dont le coeur est une andésite et la bordure un labrador, de composition semblable

à ceux de la matrice, séparés par une bande opacifiée (fig. 175).



A: Andésine du coeur
L: Labrador de bordure
I: Zone opacifiée

Fig. 175: Les plagioclases hérités des coulées du bouclier (x 84).

La forme arrondie et continue de cette auréole opaque autour des cristaux d'andésine indique qu'ils ont été corrodés par le magma avec lequel ils étaient en déséquilibre. La zonation inverse des cristaux (andésine au centre, labrador en bordure) et la présence de cristaux d'olivine iddingsitisés laissent à penser que, au niveau de la chambre magmatique d'où sont issus ces basaltes, il y a eu des phénomènes de mélange soit par injection périodique d'un magma picritique plus dense dans la chambre en cours de différenciation, soit par des phénomènes convectifs entre la base et le sommet de la chambre, selon les modèles proposés par SPARKS et al., 1982, HUPPERT et SPARKS, 1980, pour les basaltes des rides médio-océaniques (MORB).

B.2.3. CONCLUSION

Au-dessus du guyot situé sur la ride de Rodrigue, s'installe un volcan bouclier de 10 km de diamètre et de 200 m de hauteur. Il est constitué par une accumulation de coulées, de 2 à 10 m d'épaisseur, de basalte à olivine, riche en xénocristaux et cristaux de feldspath à zonation inverse dont la taille décroît vers le haut. La période de calme qui suivit (1 Ma environ) permit le creusement d'un système de vallées radiales, grâce à l'action intense des agents d'érosion tel le vent.

B.3. LES COULEES PRISMEES, LA FIN DU BOUCLIER

B.3.1. STRATIGRAPHIE

Présentes uniquement dans la partie ouest de l'île, ces coulées forment un vaste plateau découpé en plusieurs entablements successifs rappelant le découpage des plateaux du Piton des Neiges (île de la Réunion) ou encore celui des planèzes du Massif Central. Leurs contacts visibles avec les basaltes du bouclier sont peu nombreux : environs de Baie Maigache au Nord et le long de Rivière Aride au Sud, et sont apparemment concordants (Fig. 176 et carte h.-t.). La meilleure coupe de cette série affleure dans les gorges de la Rivière Pistache ; depuis le lit de la Rivière (cote 20 m) jusqu'au village La Ferme (cote 100 m) on peut suivre la série suivante (Fig. 177) : 1) 20 m de coulées épaisses (5 m environ) séparées par des scories brunes métriques. Par leur aspect, ces coulées se rapprochent des petites coulées du bouclier mais pétrographiquement elles en sont très différentes (cf. paragraphe B.3.3). 2) La partie sommitale (60 m) est composée de deux grosses coulées de basalte noir dont la patine blanche accentue la prismation. Elles sont séparées par des scories rosâtres (sur 5 m d'épaisseur) plus tendres et érodées en abri sous roche. Entaillées par les rivières ou sculptées par les vents, ces deux coulées se découpent en table à bords raides (Mont Lascar, Mont Topaze...). 3) Cette série se complète par l'étude de Pointe Monnier ou 2 coulées prismées de basalte à olivine et pyroxène et riches en nodules de gabbro dominant la mer de 60 m. Elles sont surmontées par une coulée épaisse de 10 m environ à tendance hawaïitique (Fig. 177).

B.3.2. LES COULEES DU MONT TONNERRE

A Mont Tonnerre, une coulée, épaisse de 50 m, à patine blanche, cassure noire et prismation très marquée, a des caractères pétrographiques qui en font l'homologue des laves de Rivière Pistache. Recouverte par des tufs, elle affleure de part et d'autre du Mont Tonnerre (versants Est et Ouest) qu'elle traverse. Cette observation, jointe à sa forme en fond de bateau, indique que cette coulée s'est épanchée dans une ancienne vallée ; d'ailleurs le contact anormal existant entre cette grosse coulée et les petites coulées sous-jacentes du bouclier conforte cette hypothèse (Fig. 178). A sa base, affleure une brèche litée épaisse de 10 m, pour sa partie visible, mais sans doute plus importante car masquée par les éboulis. Cette brèche est constituée de blocs (1 cm à 2 m) à bordure parfois vitrifiée, de scories rouges (intercoulées de niveaux inférieurs), de basalte à olivine et parfois de fragments de ponces. Le ciment induré contient quelques cristaux de pyroxène libres ainsi que de petits éléments fondus donc réchauffés et montre des figures de fluage. Le litage est introduit par l'alternance bloc-ciment. Cette brèche, composée de magma frais et de blocs accidentels, est émise par une fissure située soit dans l'axe de la vallée, soit perpendiculairement à elle et rappelle la mise en place de certains écoulements pyroclastiques dans le Massif Central (MILESI, 1976).

Fig. 176: Carte d'extension des coulées prismées. Points d'émission et sens d'écoulement.

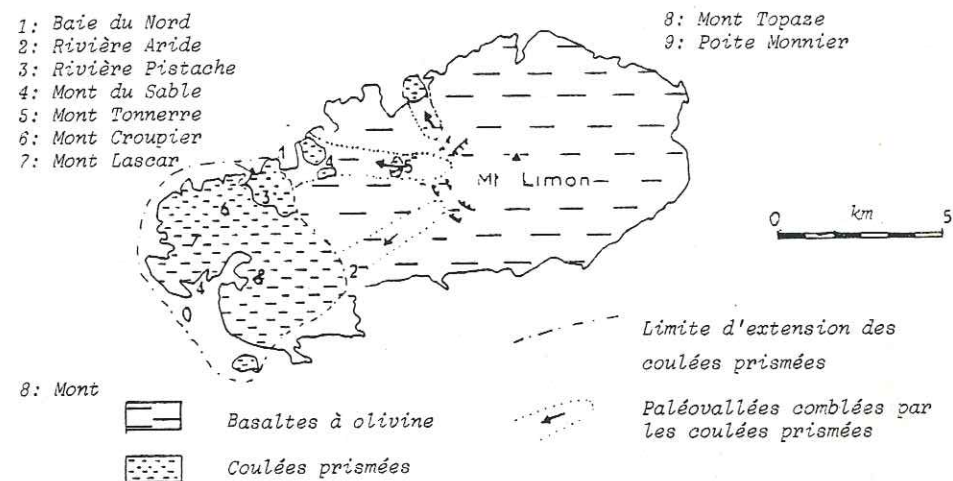
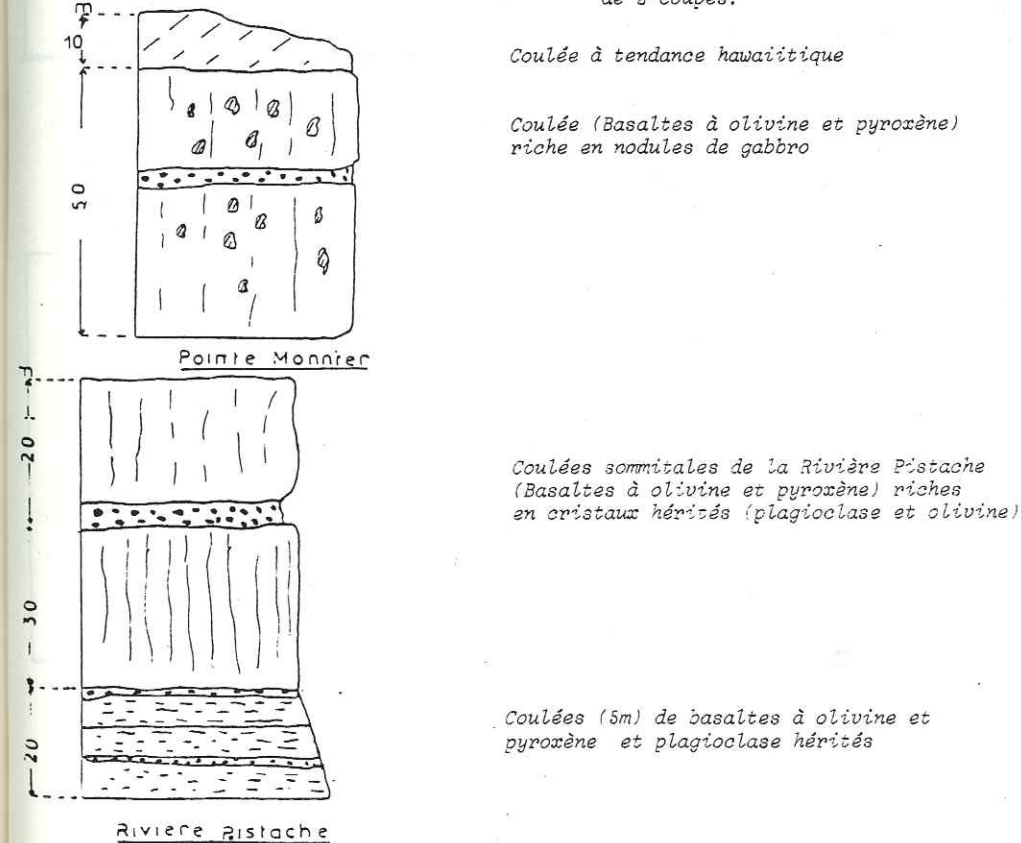


Fig. 177: Stratigraphie complète des coulées prismées établie par l'étude de 2 coupes.



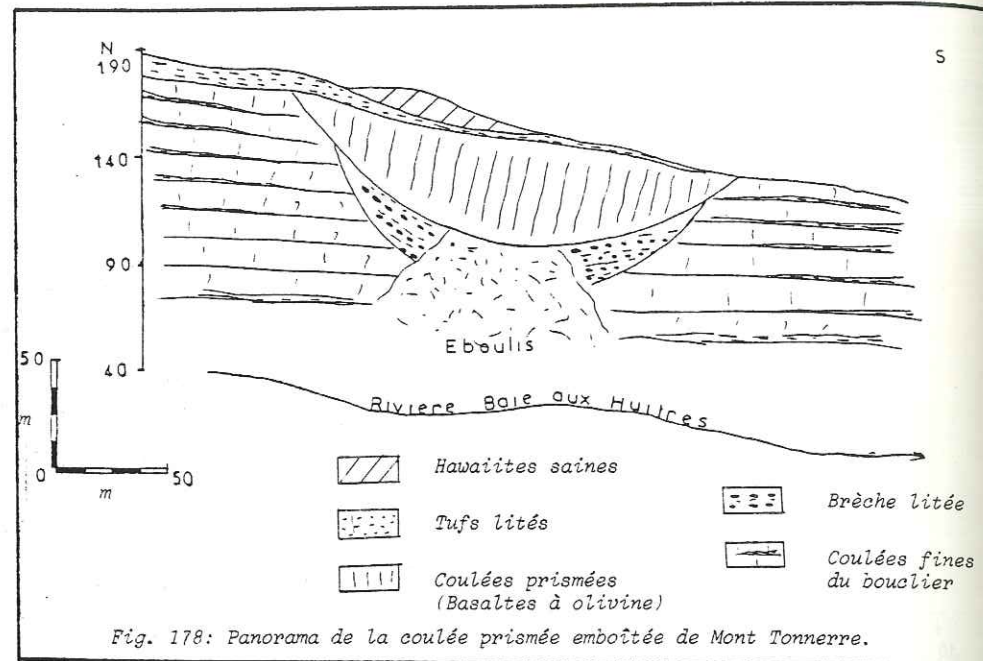


Fig. 178: Panorama de la coulée prismée emboîtée de Mont Tonnerre.

D'autres affleurements de brèches litées ou de coulées emboîtées existent sur le flanc ouest de l'île : - Au Mont du Sabre, où la terminaison de la crête de Mangues est constituée par une épaisse coulée prismée en contact anormal avec de petites coulées. Ce lambeau se rattache aux affleurements de Anse Goeland formant ainsi une immense coulée, arrivée de la vallée radiale au niveau de la mer (Fig. 179). - En rive droite de la Rivière

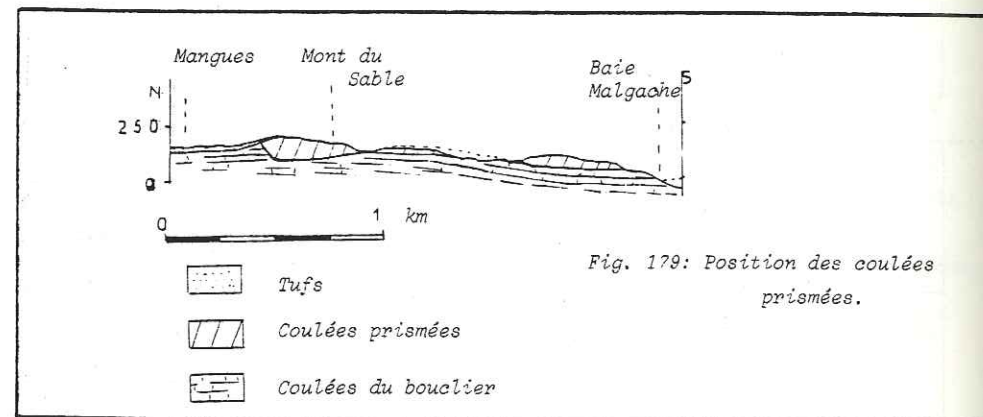


Fig. 179: Position des coulées prismées.

re Baie aux Huîtres où une brèche litée est visible dans la falaise. Sa stratigraphie est la suivante (Fig. 180) : 1) A la base, sur 40 m, coulées fines (2 à 4 m) du bouclier. 2) Sur 40 m, brèches litées constituant le corps de la falaise ; l'érosion fait ressortir le litage en mettant en relief les niveaux à blocs. 3) Recouvrant le tout, viennent, dans l'ordre et sur 100 m, les tufts rouges, les hawaiites altérées et les hawaiites saines. A Jardin Mamzelle, où un bloc de lave prismée repose de façon anarchique sur les coulées du bouclier.

L'âge de ces coulées (Mac DOUGALL 1965) est de 1,5 Ma (Rivière Pistache) et 1,3 Ma (Pointe Monnier). L'orientation générale des coulées donc des vallées qu'elles empruntent est Est-Ouest, sauf pour les laves de Pointe Monnier orientées Nord-Sud. Ces différentes venues occupent en fait les grandes vallées radiales du bouclier primitif qui devaient s'ouvrir en estuaire sur la mer.

B.3.3. MISE EN PLACE DES COULEES PRISMEES

La position occidentale des coulées prismées s'explique mal car elles sont totalement excentrées par rapport à la position supposée du cratère du bouclier. Cependant grâce aux affleurements qui jalonnent le flanc ouest du bouclier, une tentative d'explication de mise en place est possible. Sur le flanc ouest du bouclier se sont ouvertes des fissures concentriques ou radiales, sans doute à la suite du gonflement de l'ensemble, qui émettent d'énormes quantités de pyroclastites dont le trajet emprunte les anciennes vallées. Le litage des brèches s'explique par la périodicité des événements explosifs et effusifs ; les coulées laviques se bréchant par friction passent à des coulées autobréchantes et contribuent également à la bréchantisation des niveaux sous-jacents. Ses coulées, canalisées par les vallées, s'écoulent sur le flanc ouest du bouclier et participent à l'agrandissement de l'île ; l'épaisseur de la tranche d'eau tout autour de l'île étant peu importante : 10 m environ. Les venues répétées ont tendance à produire des réchauffements dans les brèches sous-jacentes, à les compacter et à y créer des phénomènes de fluage. A la fin des émissions les coulées prismées vont sceller les axes Est-Ouest et s'écouler dans d'autres directions : Les coulées de Pointe Monnier (1,3 Ma) sont plus jeunes que les coulées de Rivière Pistache (1,5 Ma) et possèdent une orientation différente (Nord-Sud).

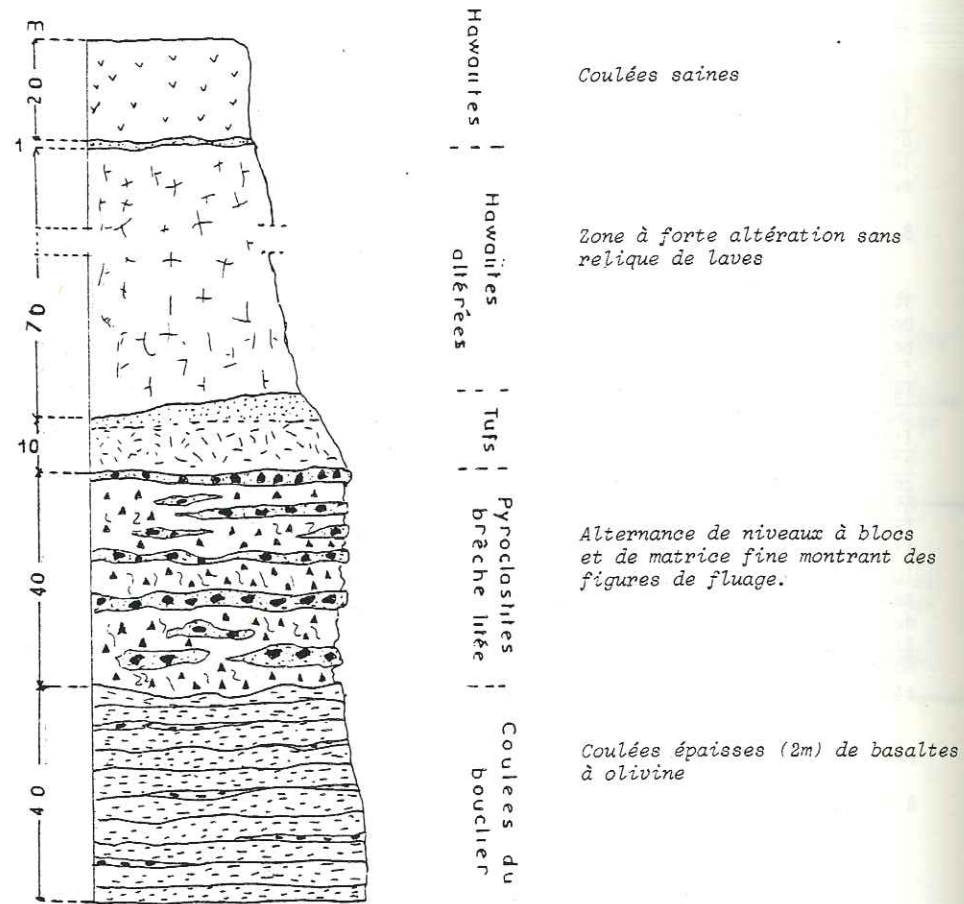
Remarque : D'autres vallées devaient exister, mais elles sont actuellement recouvertes par les tufts et il est impossible de les mettre en évidence.

B.3.4. PETROGRAPHIE

a) Les laves

D'aspect différent des premières coulées du bouclier, elles en diffèrent par leur pétrographie. Macroscopiquement, cette roche est identique dans tous les affleurements, aux inclusions près. Il s'agit d'un basalte noir riche en olivine (5 mm au cm) parfois lamellaire, avec quelques cristaux (5 mm) et des mégacristaux de plagioclase (1 à 2 cm). Microscopiquement, trois phases cristallines sont présentes : 1) La phase majeure est constituée par des cristaux d'olivine abondants, parfois iddingsitisés en bordure ou même éclatés. Ces cristaux altérés ou brisés provenant probablement d'une partie plus cumulative de la chambre magmatique ; l'iddingsitisation pouvant être la preuve d'un déséquilibre au sein d'un magma (FISHER 1967). 2) Les plagioclases, représentés par deux types, forment la seconde phase. Les cristaux sains, parfois zonés ou brisés, sont assez nombreux. Ces cristaux à zonation inverse sont toujours de grande taille (cm), l'aurole d'inclusion est toujours présente mais, au Mont Tonnerre, certains cristaux sont moins corrodés. Parfois à Pointe Monnier des cristaux sont totalement corrodés et les interstices ainsi que

Fig. 180: Coupe de la falaise en rive droite de la rivière Baie aux Huîtres.



leur bordure sont constitués d'un plagioclase de nouvelle cristallisation (labrador) (Fig. 181). 3) Le pyroxène forme la troisième phase, subordonnée. Il s'agit d'augite gris perle en cristaux sains.

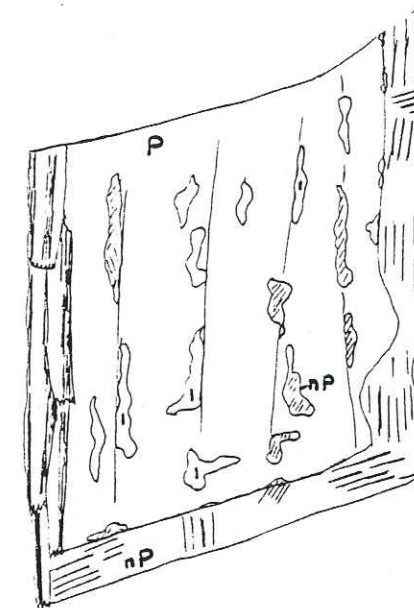


Fig. 181: Les plagioclases hérités des coulées prismées.

P : Ancien plagioclase (Andésine).
nP : Nouveau plagioclase (Labrador)
I : Inclusions

Cependant, la coulée de la rive droite de la Baie aux Huîtres, groupée avec ces laves, est de composition différente. Macroscopiquement, la roche, gris clair sur la cassure, présente une abondance de cristaux d'olivine et de petits plagioclases en baguettes. Microscopiquement, la phase majeure est constituée des plagioclases, soit à couronne de réaction, soit néoformés. Leur abondance est telle que la roche prend une véritable structure doléritique. Les olivines, saines ou iddingsitisées et corrodées, forment la seconde phase. Les pyroxènes sont peu nombreux. Ce sont des augites brun pâle, parfois éclatées et même intriquées par les cristaux de plagioclase. La matrice est formée essentiellement de plagioclase et de rares olivines et pyroxènes.

Remarque : Les phénomènes de corrosion et d'iddingsitisation sont beaucoup moins poussés que dans les coulées précédentes.

b) Les inclusions

Trois types d'inclusions sont remarquables : 1) Le quartz visible uniquement aux environs immédiats du centre éruptif, se présente en cristaux de 1 à 3 cm de long dans les laves. Dans les projections (ring tuff), ces cristaux ont parfois 5 à 8 cm de long, indiquant l'existence de possibles géodes de quartz créées à la suite des venues hydrothermales qui ont succédé à la mise en place des coulées car les laves éloignées du cône éruptif (Rivière Pistache, Pointe Monnier...) sont exemptes de toute minéralisation. La présence du quartz dans la coulée du Mont Tonnerre est cependant surprenante, mais si on admet l'existence d'une fissure émettrice radiale (dans l'axe de la vallée) les dépôts hydrothermaux peuvent mieux s'expliquer. 2) Les nodules de gabbros sont présents et variables en taille dans de nombreuses coulées : Rivière Pistache (voisins du mm), Mont Tonnerre et pointe Monnier (1 à 2 cm). Leur composition oscille depuis des nodules riches en olivine à des nodules à olivine, pyroxène et plagioclase. Dans ce dernier cas, les cristaux de pyroxène, peu abondants, ont tendance à être substitués par des amphiboles (UPTON, 1967). Quelques nodules, proches de la composition gabbroïque, contiennent des cristaux de pyroxène et d'anorthose. 3) Les cumulats et leur association observés dans toutes les coulées prismées, concernent le plagioclase, l'anorthose et l'olivine. Dans un bloc de basalte, des cendres du Mont Malartic, se rencontrent des cumulats à plagioclases corrodés, olivines iddingstisées et pyroxène éclatés ; mais, les associations les plus fréquentes et souvent dissociées sont à olivine-pyroxène. Tous ces cumulats et nodule se retrouvent plus ou moins abondamment dans l'épisode explosif suivant. Les nodules de gabbros atteignent la taille du poing et sont dissociés ; les géodes de quartz sont éclatées en fragments qui criblent les cendres ; les cristaux de plagioclase sont isolés (crystal-lapilli) détruits par compaction et altération et réduits à l'état de lits blanchâtres pulvérulents ; des cumulats d'anorthose (2 cm) existent également (Palissade Ternel).

c) Origine des nodules, cumulats et cristaux à couronne réactionnelle.

Si la présence de quartz s'explique par les circulations d'eau, celle des nodules et des cumulats est différente. Les nodules de gabbro, semblables à ceux de La Réunion (FISHER 1967) représentent les faciès cumulatifs profonds de la chambre magmatique, mais sont d'âge inconnu. A partir d'expériences en laboratoire, HUPPERT (1981-1982) suggère que l'influx périodique et lent d'un magma chaud et dense dans une chambre magmatique où cristallise un magma uniformément plus froid et dense permet de faibles échanges à la faveur de courants de convection créés par les différences de température ; seule l'interface est sollicitée et les deux magmas ne se mélangent pas. Par contre, si le magma chaud arrive rapidement dans cette chambre magmatique, les courants de convections seront plus forts ; les échanges plus nombreux (cristaux arrachés à l'ancien magma et corrodés) jusqu'à ce que la densité du liquide résiduel du magma injecté soit égale à celle du magma résident, le mélange des magmas se réalise alors intimement, l'interface se brisant brusquement. Ces deux schémas permettent de donner une explication à la présence des nodules et à leur variation d'abondance selon les niveaux. L'âge de la cristallisation des gabbros peut alors être déterminée. En effet, même les coulées de base du bouclier (premières émissions) contiennent des cristaux de plagioclase à couronne réactionnelle provenant d'un niveau plus dense de la chambre (zone gabbroïque) . On peut donc considérer que les

nodules de gabbros appartiennent au système du guyot ancien. L'influx lent du magma, générateur des coulées fines du bouclier, dans cette chambre en cours de cristallisation permet seulement des échanges limités et progressifs. La présence de cristaux à couronne réactionnelle de petite taille, mais de plus en plus abondants et corrodés vers le sommet de la formation s'explique alors plus aisément. Par la suite, l'arrivée d'un second influx magmatique, générateur des coulées prismées, créera des courants de convections très rapides et les échanges seront plus importants. Les cristaux à frange réactionnelle sont alors plus gros et plus corrodés. Vers le haut de la série, ces cristaux ont des couronnes réactionnelles plus petites car le mélange des deux magmas (celui stationné dans la chambre et celui montant du manteau) a tendance à être de plus en plus intime. Lors du mélange des deux liquides, les éléments cristallins de la couche dense (interface) sont alors arrachés et remontent sous forme de nodules. On observe que seule la coulée terminale de Pointe Monnier est riche en de tels nodules, les petits fragments visibles dans les coulées sous-jacentes (Mont Tonnerre) témoignent d'un mélange incomplet. Lorsque le mélange des deux magmas est réalisé, la composition du magma résultant est hawaïitique, c'est ce que l'on observe pour la coulée à tendance hawaïitique de Baie aux Huîtres. Au cours d'une phase explosive plus riche en gaz les niveaux cumulatifs (Zone gabbroïque) seront expulsés et les laves dégazées monteront alors avec une composition résultant du mélange des deux magmas.

B.3.5. CONCLUSION

Emises par les fissures concentriques et radiales et précédées par d'abondantes coulées pyroclastiques, les coulées basaltiques prismées s'épanchent dans les vallées du flanc ouest de l'île et contribuent à son élargissement. Ces laves homogènes (basalte à olivine, pyroxène et plagioclase) contiennent des inclusions de quartz, résultat d'un hydrothermalisme antérieur ; des fragments corrodés d'olivine et de plagioclase et des nodules de gabbros hérités de la couche inférieure de la chambre magmatique, arrachés et remontés lors de l'intrusion d'un magma dense et chaud dans la chambre en voie de cristallisation. Lorsque le mélange est réalisé, le magma s'équilibre autour d'une composition à tendance hawaïitique : les laves s'enrichissent en plagioclases et pyroxènes et acquièrent une structure doléritique.

B.4. LES AMAS DE TUFFS

De couleur rouge, ils recouvrent toutes les formations existantes et constituent un horizon facilement cartographique. Cependant, leur épaisseur est très différente selon les régions et varie de quelques centimètres à la périphérie de l'île à plusieurs mètres (10 à 15) à Petit Brulé et Petit Gabriel au centre (Fig. 183).

L'étendue de cet horizon est certainement supérieure à ce qu'elle devait être car les agents atmosphériques ont contribué à leur transport et à leur remaniement. Ainsi, à l'aéroport de Rodrigue, construit sur les calcarénites, des tufs s'accumulent au pied d'un relief. Il est évident que ces calcarénites (Quaternaire moyen) sont bien postérieures aux tufs qui, emportés par le vent, ont saupoudré la région. De même, au fond de certaines vallées (Rivière Baie aux Huîtres), des amas de tufs sont visibles.

Cependant, il s'agit d'un mélange de tufs, de blocs de basalte et d'ha-waiites altérées transporté par les eaux sous forme de coulées boueuses.

B.4.1. COUPE DE PETIT BRULÉ

La meilleure coupe de ces tufs est visible sur 6 m à Petit Brulé, près de la route nationale, en talus du terrain de foot-ball (cote 290 m). Il s'agit d'un empilement de strates de 30 à 50 cm, où l'on distingue de bas en haut : (Fig. 182) 1) Un niveau ocre tacheté de projections (bombes et blocs) altérées qui est en grande partie masqué par les remblais. 2) Sur 60 cm s'intercale alors une succession de niveaux blanchâtres feldspathiques, de 5 cm d'épaisseur, et de projections (blocs centimétriques). 3) Un niveau ocre (60 cm) à fragments de coulées (mm) agglomérés. Il s'entrelarde parfois de zones de projections (1 cm de diamètre) ou de lignes blanchâtres feldspathiques (épaisses de 1 cm et longues de 1 à 2 m) et des bombes. 4) L'alternance de niveaux blancs et ocres se poursuit sur 1 m environ en épisodes successifs de 1 à 2 cm souvent mal individualisés. Quelques bombes à croûte éclatée (5 cm de diamètre), parfois réunies en amas, zèbrent cet ensemble. 5) Surmontant alors cet ensemble grossier, riche en bombes et en tufs, s'entassent sur 3 m des produits fins où l'on distingue : a) Un niveau ocre (1,50 m) d'éléments fins (cendres) avec quelques bombes à surface craquelée de 30 cm de diamètre environ. b) Des cendres ocres (50 cm) avec de petites lentilles de projections (blocs centimétriques). c) Un amas de cendres rouges (1 m) très fines dont la monotonie est rompue par quelques bombes (30 à 50 cm). L'ensemble de cet affleurement présente un pendage régulier de 30° vers le Nord-Ouest.

B.4.2. LES AUTRES COUPES

La plupart ne représente que des sections de la coupe de Petit Brulé et ne sont donc pas décrites ici ; c'est le cas à Mangues (pendage 10° NW) et à Trèfles (5° NE). D'autres affleurements montrent une lithologie différente caractéristique : 1) A Grande Montagne (5° E) un talus de 2 m présente au-dessus d'un niveau rougeâtre de base, 60 cm des bombes de 2 à 5 cm, à croûte craquelée et vers le haut (1 m), un amas de cendres et tufs ocre rouge grossiers à cristaux abondants de quartz (jusqu'à 2 cm). 2) Entre Palissade Ternel et Nassola (cote 300 m) affleure, en bordure de route, un talus de tufs ocre riche en nodules (de 1 à 10 cm) de gabbros altérés. 3) A Petit Gabriel, au pied du Mont Quatre Vents, un arrachement met à jour ces mêmes tufs, pentés 30° Sud Est.

B.4.3. ORIGINE ET DEPOT DES TUFFS

Si l'on ne considère que les affleurements supérieurs à 2 m (Fig. 184), la répartition des tufs s'inscrit dans une ellipse de 2 x 4 km située dans la zone la plus haute du bouclier. Les pendage, externe à la périphérie, internes au centre laissent supposer l'existence d'un anneau de tufs (ring tuff) sur le bouclier. L'abondance des tufs à Petit Brulé (10 m), Palissade Ternel et Petit Gabriel (7 m) permet de situer leur zone d'émission aux environs du Mont Lumbin

Fig. 182: Coupe du talus de Petit Brulé. Chronologie des tufs lités.

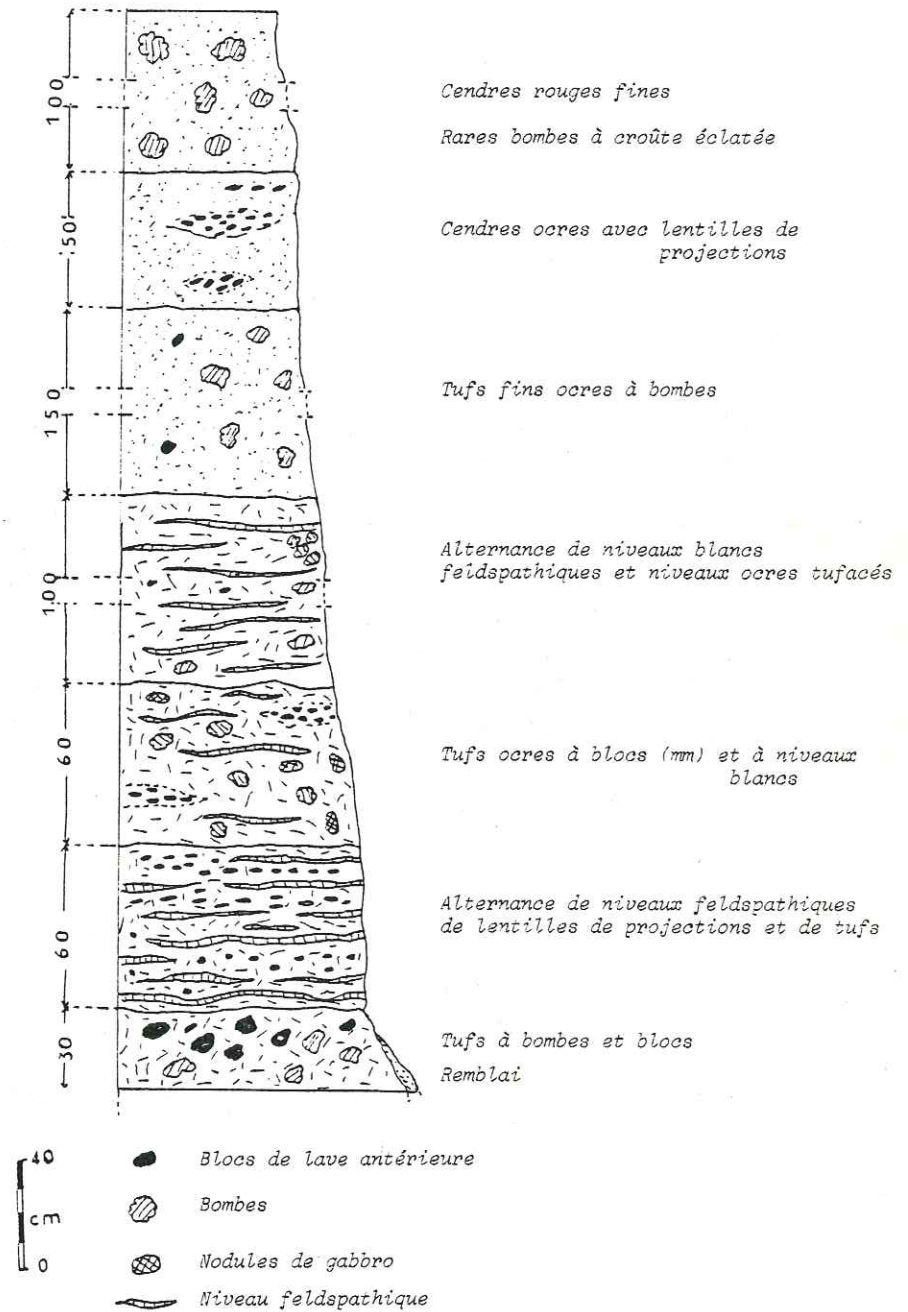


Fig. 183: Carte d'affleurement des tufs.

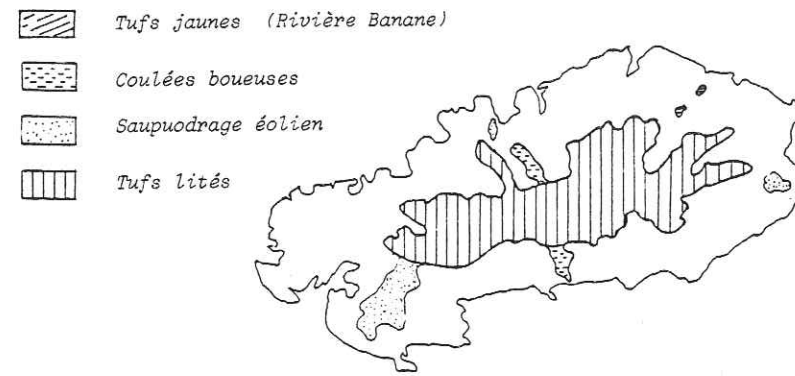


Fig. 184: Carte montrant la mise en place des tufs (seules les zones épaisses de plus de 2m sont reportées).

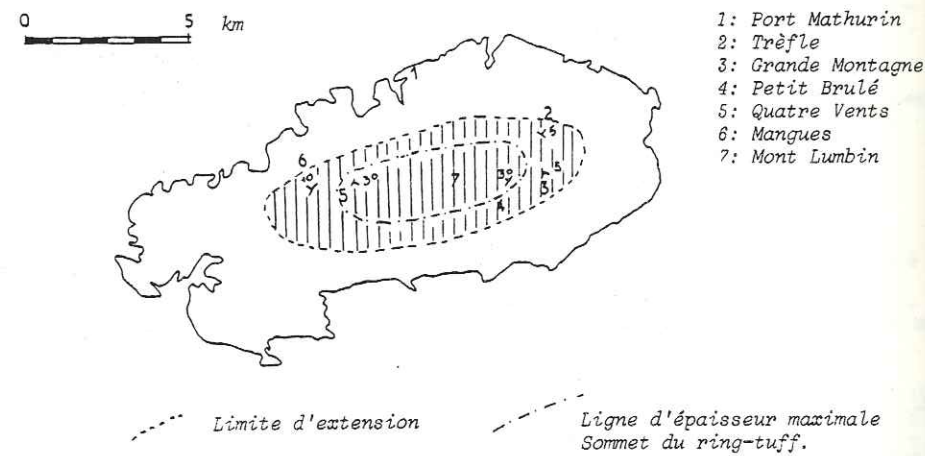
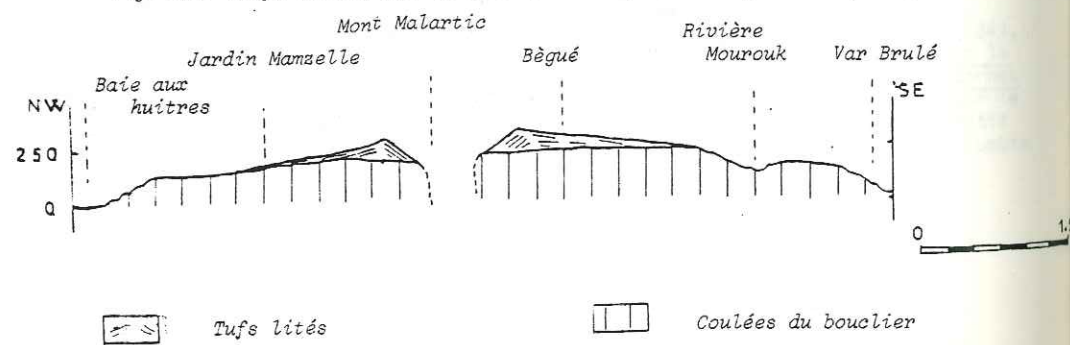


Fig. 185: Coupe schématique de Rodrigue à la fin de l'épisode explosif.



(Fig. 185). La nature et la rythmicité (tufs et cendres) s'expliquent par la succession d'éruptions explosives violentes : Les retombées de cendres correspondant à des périodes de plus faible activité que les projections plus grossières. Le mode de dépôt, grossier à la base, fin au sommet, est classique dans ce type d'éruption. Le bouchon fermant le conduit se pulvérise en petits éléments et projections grossières qui se déposent les premiers, la suite du dépôt correspondant à l'expulsion du magma (bombes) ou au ramonage du conduit. La nature de l'éruption est mal définie. Cependant, la présence de bombes à croûte craquelée (donc à refroidissement rapide dans une atmosphère humide) de projections cendreuses et d'hyaloclastites (à fragments vitreux) font penser à une éruption phréatomagmatique aérienne de type de celles décrites par CAMUS (1979) et suffisamment violente pour que le substratum et la chambre magmatique soient sollicités (présence de nodules de gabbros dans les projections). La présence, aux environs du centre supposé de l'éruption, de coulées du bouclier saines et sans aucune fracturation laisse à penser qu'elles furent découpées à l'emporte-pièce : argument en faveur d'un type d'éruption phréatomagmatique.

B.4.4. LES AFFLEUREMENTS DE RIVIERE BANANE

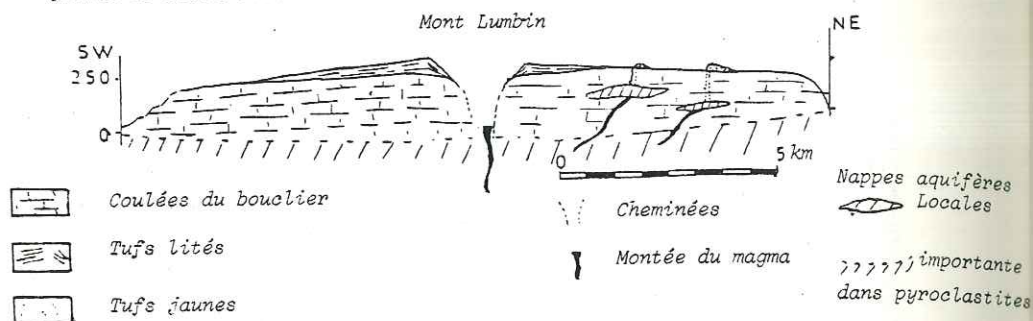
Un élément en faveur du phréatomagmatisme (fig. 186).

En rive droite de la Rivière Banane, sur la crête (cote 115,7 m), affleurent deux amas jaunâtres de 6 m de diamètre et de 4m de hauteur. Ils sont constitués de tufs souvent grossiers (grains millimétriques) s'accumulant sans trace de litage. Quelques bombes de diamètre variable (30 à 50 cm) et à surface craquelée sont présentes. Situé à deux mètres de la falaise, il est à noter que les couches du bouclier ne présentent aucune fissure, ni aucun dyke. Le pendage de ces coulées n'est même pas modifié. Ainsi la seule origine possible de ces tufs est une éruption phréatomagmatique locale qui découpa à l'emporte-pièce un petit cratère dans les coulées du bouclier. L'âge de ces tufs n'est pas connu, mais une coulée d'hawaïites récente recouvre en partie un affleurement et permet de penser que ces éruptions étaient contemporaines de l'éruption centrale.

B.4.5. CONCLUSION

Ces tufs lités constituent le troisième épisode important de l'île. Ils sont émis après une période de calme éruptif qui a permis l'altération hydrothermale des coulées primées et forment un vaste ring-tuff de 4 km de diamètre et de 20 m d'épaisseur) entourant une dépression située dans les environs du Mont Malartic (fig. 186). Cette éruption phréatomagmatique s'accompagne localement de petites explosions périphériques qui construisent des monticules de tufs grossiers.

Fig. 186: Coupe schématique expliquant la mise en place des tufs lités et des tufs jaunes de Rivière Banane.



B.5. LES HAWAITTES ALTERÉES

Après cet épisode explosif, l'activité effusive reprend et se traduit par une accumulation de coulées sur 80 m. La chronologie est difficile à établir du fait de l'altération avancée de ces basaltes. Surmontant les tufs, elles forment avec eux, une grande pente douce de 90 m de haut utilisée pour la culture. Trois observations peuvent être faites au sujet de ces laves : a) La notion de coulée est mal définie ; aucun contact n'est visible, ni souligné par des cendres ou des scories et il est difficile d'estimer une épaisseur quelconque ou de mesurer un pendage. b) Leur altération se traduit par un amas de particules grenues rappelant un peu les tufs. Quelques boules sont parfois conservées mais la nature de la roche est difficilement identifiable, l'abondance de baguettes blanchâtres dans certaines faisant penser à des hawaïtes (sans doute semblable à la coulée de Baie aux Huitres). L'argile est abondante dans cette série et se concentre dans les fissures. La stratigraphie de cette zone altérée diffère de la stratigraphie habituelle observée dans les régions soumises à l'altération météorique importante. En effet, la base de la formation est finement grenue et pratiquement réduite à l'état d'argile, alors que le toit présente un aspect massif découpé par des fissures remplies d'argile avec juste en dessous une importante couche (20 m) à altération en boules passant vers le bas à des niveaux grenus (particules centimétriques) (fig. 187). L'hypothèse de l'altération météorique per descensum doit être rejetée au profit d'un agent d'altération attaquant per ascensum : les eaux et les gaz. c) La disposition de ces hawaïtes se calque de façon assez particulière sur la répartition des tufs. En effet, la majeure partie de ces coulées s'accumule à l'intérieur d'un cercle allant de Petit Gabriel à Palissade Ternel en passant par Bassin Gallard et Saint Gabriel au sud et s'étendant jusqu'au Mont Charcot et Solitude Pavé au Nord. Quelques affleurements sont extérieurs à ce périmètre mais ce sont toujours des coulées épaisses de 5 à 10 m et peu étendues, comme à Trèfles, où une coulée de 300 m de long et 10 m d'épaisseur sert de soubassement au Mont Grenade et à Papayes, où une coulée identique s'étend depuis le Mont Quatre-Vents où elle est épaisse de 2 m jusqu'à Deux Montagnes où elle atteint 10 m. Il est à noter que ces deux coulées sont moins altérées que dans la partie centrale et qu'elles présentent le caractère des hawaïtes (fig. 188).

Fig. 187: Coupe stratigraphique des hawaïtes altérées (obtenues à partir de toutes les observations faites dans ces séries).

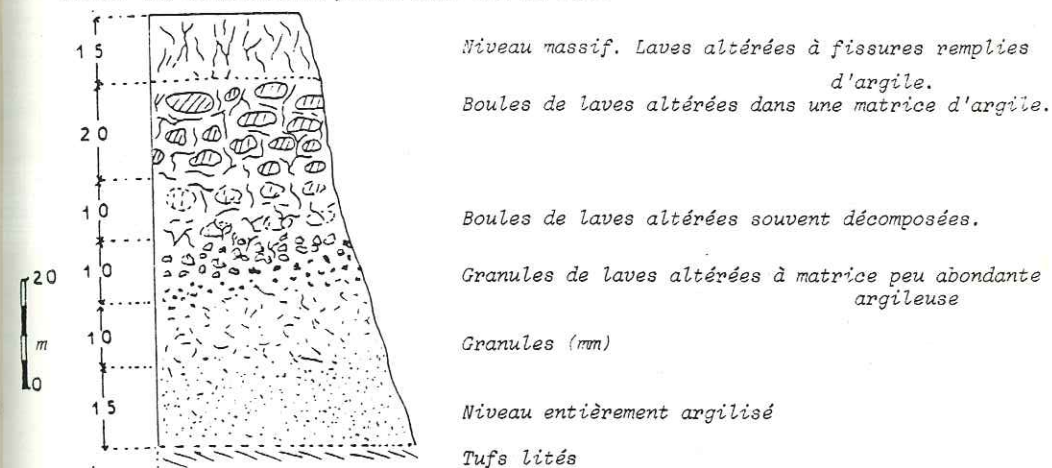


Fig. 188: Carte d'affleurement des hawaïtes altérées.



Fig. 189: Position des hawaïtes altérées dans l'anneau des tufs lités.



B.5.1. ESSAI D'INTERPRETATION

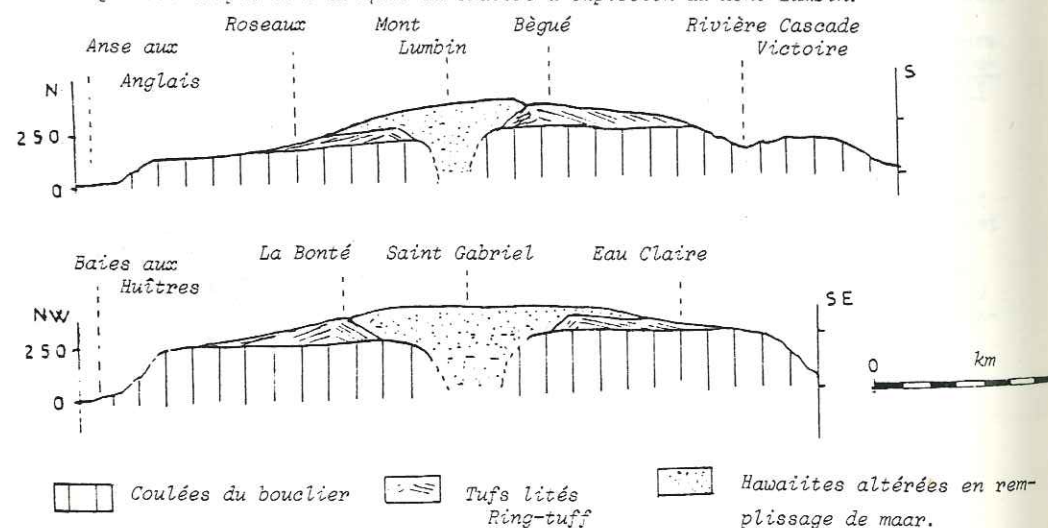
Ces laves ont dû s'écouler juste après l'activité explosive qui édificia le ring-tuff. Il est cependant difficile d'imaginer leur écoulement ; en effet, il est anormal que des laves aussi fluides que des hawaïites se concentrent sur une surface aussi restreinte. Géométriquement le toit de ces hawaïites est aux environs de 300 m, cote atteinte aussi par les tufs à Petit Brûlé et au Mont Quatre Vents. Cependant à Eau Claire, les hawaïites atteignent 333 m et recouvrent les tufs situés à 320 m. Elles débordent alors en une langue se dirigeant vers Port Sud Est. Ainsi, ces laves émises juste après les tufs ont rempli le maar résultant de ces explosions et forment un lac de lave de 3 km de diamètre (fig. 189). En fin de remplissage, quelques coulées périphériques débordent l'anneau de tufs et s'épandent sur les flancs. L'hypothèse du lac de lave expliquerait l'absence de stratification de ce niveau. Lors du refroidissement et après, ce plug a été soumis à des circulations hydrothermales utilisant les fissures de refroidissement : les gaz et les eaux minéralisées vont se charger de le transformer totalement. Les minéraux magmatiques sont remplacés, en particulier par la kaolinite que l'on retrouve dans certaines boules, ou par d'autres minéraux argileux (Montmorillonite).

B.5.2. CONCLUSION

Ces hawaïites représentent la phase effusive dégazée qui succède à l'activité génératrice des tufs. Elles remplissent la dépression (maar) créée par l'explosion et forment en refroidissant un plug cerné par le ring-tuff (fig. 180).

L'action des venues hydrothermales postérieures contribue à la désagrégation et à la transformation de l'ensemble ; 80 m de roche passe à un amas grisâtre et granuleux riche en argile sans qu'aucun témoin ne soit conservé. Le Mont Lumbin peut donc être considéré comme le remplissage d'un maar du type de ceux rencontrés dans d'autres volcans planéziens (WATELET 1977, BOUDON 1979, FONTAINE VIVE 1981).

Fig. 190: Coupes schématiques du cratère d'explosion du Mont Lumbin.



B.6. LES HAWAÏTES SAINES : DERNIER EPISODE ACTIF

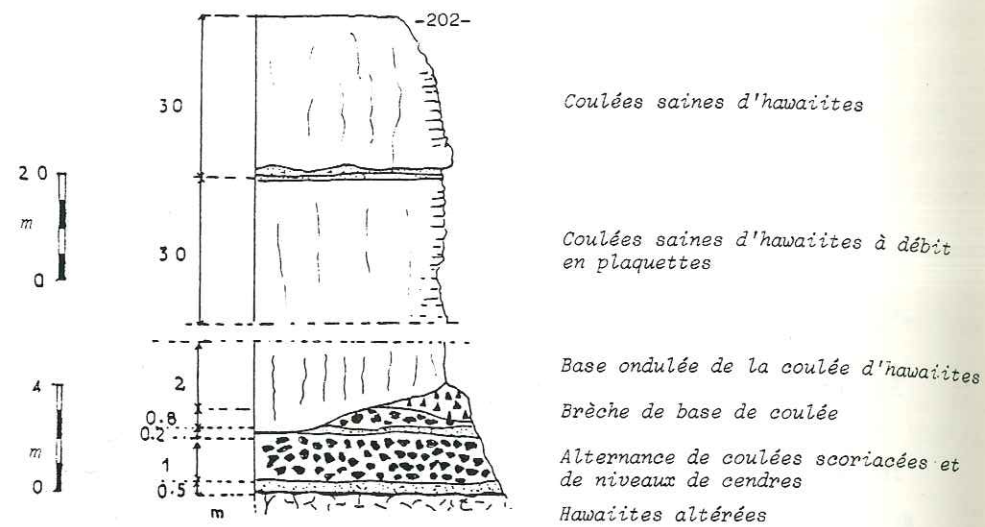
Contrairement aux émissions précédentes, elles recouvrent pratiquement toute la surface de l'île (fig. 192), depuis le centre où elles forment les sommets (Mont Limon, Mont Malartic...), elles s'étalent de part et d'autre en de longues coulées épaisses de 2 à 3 m qui atteignent parfois la mer en empruntant l'ancien réseau hydrographique du bouclier primitif. Rapidement érodées par le vent, il n'en subsiste que des lambeaux plus ou moins importants comme à Pointe Grenade où subsiste un lambeau de coulées de 50 m de long et 4 m de haut, à Grande Montagne, Mont Bois Noir, Nouvelle Découverte où il est possible de faire les mêmes observations, à Mont Longue où un reste de coulées d'hawaïites forme un plateau isolé sur les coulées du bouclier.

B.6.1. STRATIGRAPHIE

La meilleure coupe est celle du Mont Malartic où le contact lave altérée - lave saine est bien visible. Ainsi sur 65 m (cote 320-385 m), se distinguent (fig. 191): 1) des cendres compactées rouges (sur 50 cm) à cristaux de pyroxène et fragments millimétriques de laves plus anciennes (hawaïites altérées et basalte du bouclier) ; 2) une coulée scoriacée (2 m) hawaïitique brisée en boules qu'il est parfois difficile à différencier des hawaïites du plug ; 3) des cendres compactées (20 cm), riches en cristaux de pyroxène et en éléments millimétriques argileux appartenant au plug ; 4) une coulée scoriacée (80 cm) ; 5) deux grandes coulées (de 30 m chacune) d'hawaïites saines à base scoriacée, séparées par un niveau cendreux. Elles présentent un débit en plaquettes de quelques dcm². La base de la coulée inférieure est ondulée et ravine les niveaux sous-jacents. Cette coupe peut se compléter par les formations de Saint-Louis où les coulées sont précédées par une brèche à gros éléments mêlés à des fragments d'argiles et de tufs, qui résulte probablement du ravinement des niveaux meubles (scories et cendres) situés au front d'une coulée dans une vallée à forte déclivité.

B.6.2. ORIGINE

L'origine de ces coulées est mal définie car la partie centrale de l'île est peu érodée et les points d'émissions ne sont pas apparents. Trois dykes ont été repérés : deux sont situés à la base du Mont Malartic en bordure de la route (cote 320 m). L'un d'eux est un dyke de cendres (5 cm), l'autre de scories (20 cm), mais ils ont tous les deux une orientation semblable N 110 et sont encaissés dans les scories et cendres de la base des coulées. Le dernier dyke, large de 5 m et orienté N 70, est lavique (hawaïites altérées) et contient aux épontes des nodules de gabbros mécaniquement altérés. Il traverse les tufs lités auxquels il



Ég. 191: La coupe stratigraphique des hawaiites saines (Mont Malartic).

Fig. 192: Carte d'affleurement des hawaiites saines. Position par rapport aux tufs lités et aux hawaiites altérées.

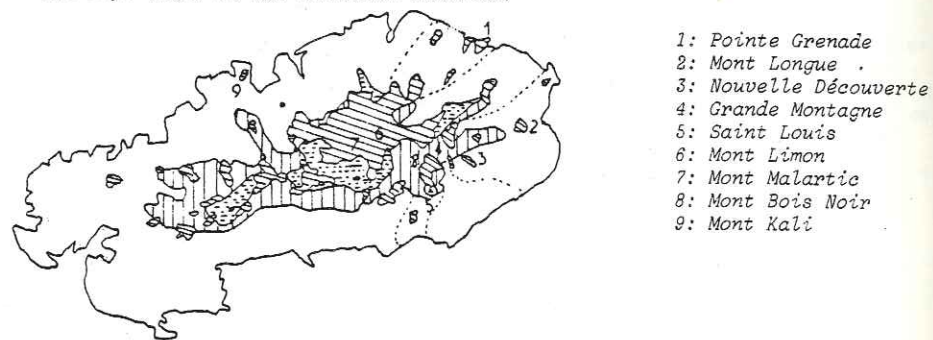


Fig. 193: Position des dykes au sein des tufs lités et des hawaiites altérées.



arrache des éléments (nodules de gabbros). Ce dyke se situe près de Nassola, sur la route du Mont Lumbin à Petit Brûlé (cote 300 m). Les hawaiites sont donc émises par des dykes empruntant un réseau de fissures ramoné par un épisode explosif antérieur (cendres et scories). Sur les photos aériennes, la région de Petit Gabriel - Quatre Vents montre des fissures en arc de cercle. Partant de Quatre Vents où elles sont orientées N 150, elles se dirigent vers Bassin Gallard où la direction passe à N 110, direction des dykes de Malartic (fig. 193). Ces quelques directions, observées tant sur photos aériennes que sur le terrain, s'arrangent en un système concentrique émissif, issu de la position du cratère d'explosion (diatème et maar) dont il suit les bords et cerne donc le conduit obstrué par le plug. Le système émissif traverse aussi le plug, en utilisant sans doute les fentes de refroidissement (fig. 194).

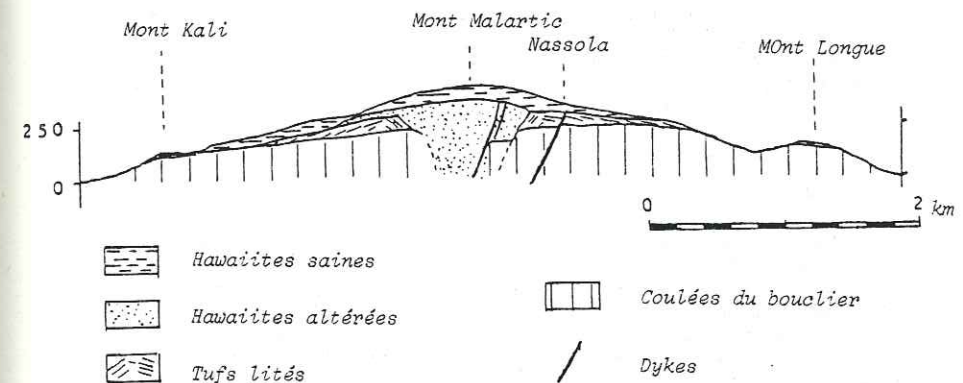


Fig. 194: Coupe schématique résumant la mise en place des hawaiites saines.

B.6.3. PETROGRAPHIE

Macroscopiquement, la lave est grise en cassure et à patine noirâtre. La base des coulées est souvent vitrifiée mais le corps, de structure microlitique, à faciès doléritique, contient des plagioclases en baguettes millimétriques et quelques olivines. Microscopiquement, les cristaux sont exempts d'altération: l'olivine est peu abondante, le pyroxène et le plagioclase sont souvent intriqués. La matrice est essentiellement composée des mêmes minéraux.

B.6.2. CONCLUSION

Dernières émissions de l'île Rodrigue, ces laves comblent le réseau hydrographique existant et noyent le relief creusé dans les tufs et le bouclier basaltique. Précédées d'un épisode explosif qui ramène les fractures, elles se mettent en place selon un système concentrique hérité de la phase précédente. En effet, les fissures accompagnant le conduit d'explosion et son cratère (maar et diatème) constituent tout un réseau d'effondrements périphériques utilisé par les laves.

B.7. LES CALCARENITES

Dominant la mer de 20 m environ (fig. 166), ces calcarénites ont fait l'objet de nombreuses études dont la plus complète est celle de MONTAGGIONI (1970). Elles sont issues des fluctuations de l'océan. Les fluctuations négatives permettant l'accumulation des sédiments (sable éolien) et des produits de l'érosion torrentielle ; les fluctuations positives armant d'une croûte corallienne les sédiments préexistants.

C - RELATIONS AVEC L'OCEAN OCCIDENTAL

C.1. INTRODUCTION

Etant donné qu'aucune fissure, ni accident majeur n'ont été repérés dans l'île actuelle, il est difficile d'établir une relation avec les structures sous-marines. Cependant, l'île appartient à une immense ride sous-marine de 55 km de long sur 30 km de large, immergée selon les lieux entre 1000 et 100 m et recouverte actuellement par le relief corallien. Il est possible, étant donné l'orientation de cette ride de connaître son origine et de la replacer dans le contexte des structures océaniques.

C.2. DESCRIPTION DE LA RIDE

ENGEL (1965) signale, sous les coraux, des basaltes tholeitiques constituant le toit de l'ancienne ride, cependant le soubassement véritable doit être constitué de hyaloclastites comme c'est le cas pour toutes les îles océaniques (COTTON 1969). Cet ensemble hyaloclastite-basalte a pu être en partie ou temporairement émergé, mais par subsidence et érosion, les reliefs volcaniques de la ride se sont transformés en autant de guyots recouverts par un récif corallien. Le guyot le plus important est situé à l'Est à 44 km de la ride médio-indienne et connaît des phénomènes de subsidence (effondrements intracratériques). L'île actuelle appartient à un épisode de réjuvenation lié à la proximité de la ride et se situe à l'aplomb de ce guyot (fig. 195).

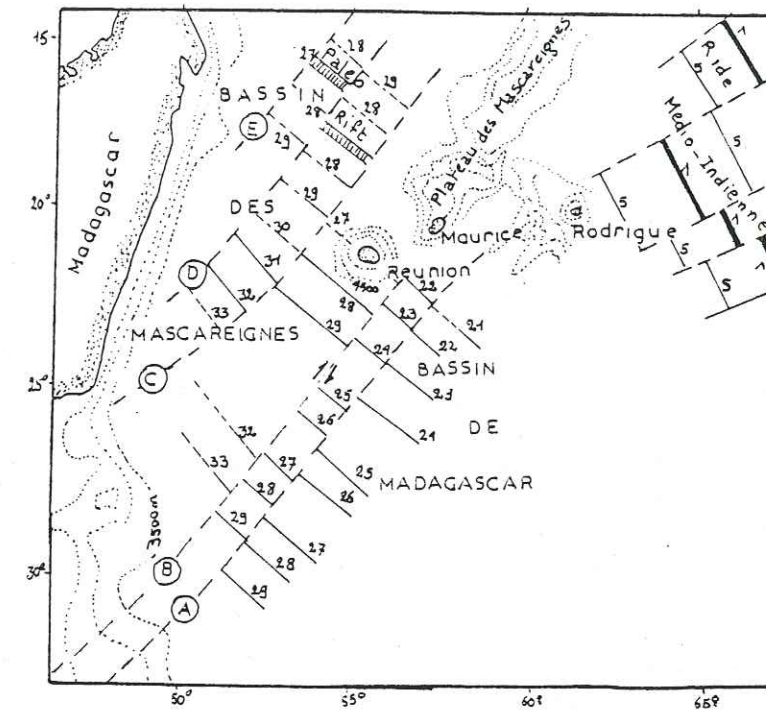


Fig. 195: Zones de fractures et linéations magnétiques dans le bassin de Madagascar et des Mascareignes. (D'après Schlich, 1975, Patriat et Schlich, 1979). Position de la ride de Rodrigue, des rides actuelles (médio-indiennes), des rides fossiles (paléorift de la Réunion), des transformantes actuelles et anciennes.

C.3. LES RELATIONS AVEC L'OCEAN INDIEN

HEEZEN (1965), FISHER et al. (1969) s'accordent à penser que la ride de Rodrigue, orientée Est-Ouest, est due à une zone de fractures qui décale la ride médio-indienne de 300 km vers l'Ouest. D'après l'anomalie 5 (fig. 195), l'âge du fond océanique à l'aplomb de Rodrigue serait de 10 Ma. Compte tenu du fait que les coulées prismées sont datées à 1,5 Ma et qu'elles sont précédées par un premier épisode basaltique érodé dont l'âge peut être estimé à environ 2,5 Ma (début de la réjuvenation), il resterait 7 Ma pour édifier, éroder un volcan et le transformer en guyot, ce qui est amplement suffisant. Les transformantes qui décalent la crête de la ride médio-indienne sont orientées N 60-70 et sont donc obliques à la ride de Rodrigue. FISCHER (1971) l'explique en faisant intervenir une rotation des deux plaques (plateau des Mascareignes et plateau des Chagos-Laccadive) de 10° à partir d'un pôle indien-somalien. Grâce à cette rotation, le banc de Chagos se place en isthme entre Saya de Malha et le banc de Nazareth et la cote - 2000 m s'étend alors presque sans interruption depuis Maurice jusqu'aux îles Maldives. (fig. 196).

La ride de Rodrigue aurait alors eu au départ une orientation N 80 - N 70 qui correspondrait à la direction des transformantes ; l'orientation de la ride actuelle serait acquise ultérieurement par rotation des plaques. Si l'on compare le guyot sous-jacent à l'île Rodrigue aux guyots de l'Atlantique dont les rapports avec la structure des fonds océaniques ne sont pas évidents, il apparaît clairement que la réapparition du volcanisme dans le secteur de la ride de Rodrigue le plus proche de la ride médio-indienne est en relation avec celle-ci et avec le mouvement des transformantes qui la décalent.

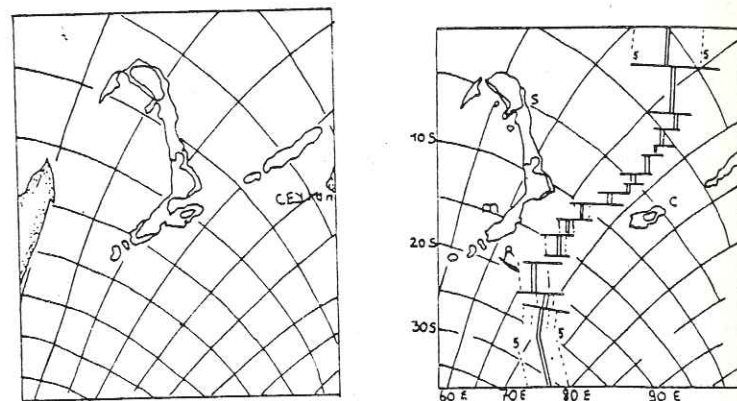


Fig. 196. Mise en place des éléments tectoniques et position des anomalies magnétiques de l'océan Indien (Projection de Mercator à partir d'un pôle situé à 16°N et 48°E). (Fisher 1971).

A) Après une rotation de 10°. B) A l'heure actuelle.
R: Rodrigue, m: Maurice, c: Chagos Laccadive, s: Seychelles.

CONCLUSION : EVOLUTION DE L'ILE ACTUELLE

Née sur le cratère d'un guyot dont l'existence est attestée par le pendage anormal des coulées tholéitiques basales, l'île Rodrigue correspond à une période de réjuvenation au cours de laquelle on peut distinguer :

1) Une phase effusive de coulées de basaltes à olivine, pyroxène et plagioclase de 2 à 20 m d'épaisseur. Appuyées à l'Est sur les restes de l'ancien guyot, elles s'accumulent en un bouclier de 10 km de diamètre et 250 m de haut, entaillé ensuite, durant une période de calme éruptif, par un système de vallées radiales.

2) L'activité effusive reprend, entre 1,5 à 1,3 Ma, et produit une série de coulées variant de 5 à 30 m de la base au sommet. Précédées par l'émission de brèches litées localisées près du cratère central et uniquement sur le flanc ouest de l'île, elles s'écoulent dans les vallées vers la mer et contribuent à l'élargissement du bouclier. L'île acquiert alors sa forme actuelle : une ellipse de 18 km de long sur 8 km de large.

3) Cette phase est suivie par un épisode explosif violent mais local qui construit sur le plateau central un ring-tuff de 15 m de haut et de 4 km de diamètre. Cet anneau de tufs lités, riches en cendres, bombes, blocs accidentés (10 % environ) et cristaux isolés de feldspath, est le témoin d'une activité phréatomagmatique qui s'accompagne de petites éruptions dispersées (amas tufacés de Rivière Banane). Cette activité est à l'origine d'un maar situé aux environs du Mont Malartic qui sera ultérieurement obstrué par un lac de lave et qui émettra quelques coulées (débordement). L'activité hydrothermale intense dans ce cratère contribue à altérer ce plug et à le réduire à un amas granuleux de basalte décomposé.

4) Emises par une série de fissures concentriques liées au conduit éruptif du maar (fissures d'effondrement périphériques du diatrème) et précédées par un épisode explosif (cendres) qui ramène les fissures, les hawaïtes terminales s'écoulent dans toutes les directions. Elles comblent les vallées anciennes en rabotant parfois le matériau meuble sous-jacent qui se bréchifie. L'érosion actuelle très active morcelle ces coulées, n'en laissant subsister que des lambeaux.

CONCLUSION

ETABLISSEMENT D'UN SCHEMA STRUCTURAL COHERENT
SUR L'ARCHIPEL DES MASCAREIGNES

La connaissance de l'évolution des trois îles de l'archipel des Mascareignes permet de tenter d'établir un schéma de leur mise en place. La théorie du hot-spot (Morgan, 1978) est beaucoup moins satisfaisante que d'envisager l'existence du volcanisme sur la Réunion, Maurice et Rodrigue en relation avec le fonctionnement des fractures anciennes ou récentes de l'océan Indien occidental. L'activité volcanique sur les trois îles relèverait alors de la diversité de fonctionnement des éléments structuraux à l'intérieur des plaques océaniques (fig. 166) : l'île de la Réunion aurait pris naissance à la faveur de la réactivation, il y a plus de 2,5 Ma, d'un paléorift ancien. L'île Maurice serait issue de la zone de faiblesse située à jonction de la ride Est-Indienne et de la transformante de Chagos, il y a 20 Ma. Dans les structures aériennes on retrouve la trace N 20 de la zone de fractures B. Cette transformante serait responsable, lors de la réactivation du paléorift N 100, des séries terminales. L'île Rodrigue, plus jeune (2,5 Ma) représenterait la réjuvenation d'un ancien guyot situé à l'Est de la grande ride E.W. de Rodrigue qui prit naissance il y a 10 Ma sur une des transformantes qui décalait la ride Médio-Indienne. C'est sans doute le fonctionnement de cette transformante E.W. de Rodrigue qui serait à l'origine des accidents N 20 ou de la réactivation des anciennes fractures transformantes du paléorift de la Réunion.

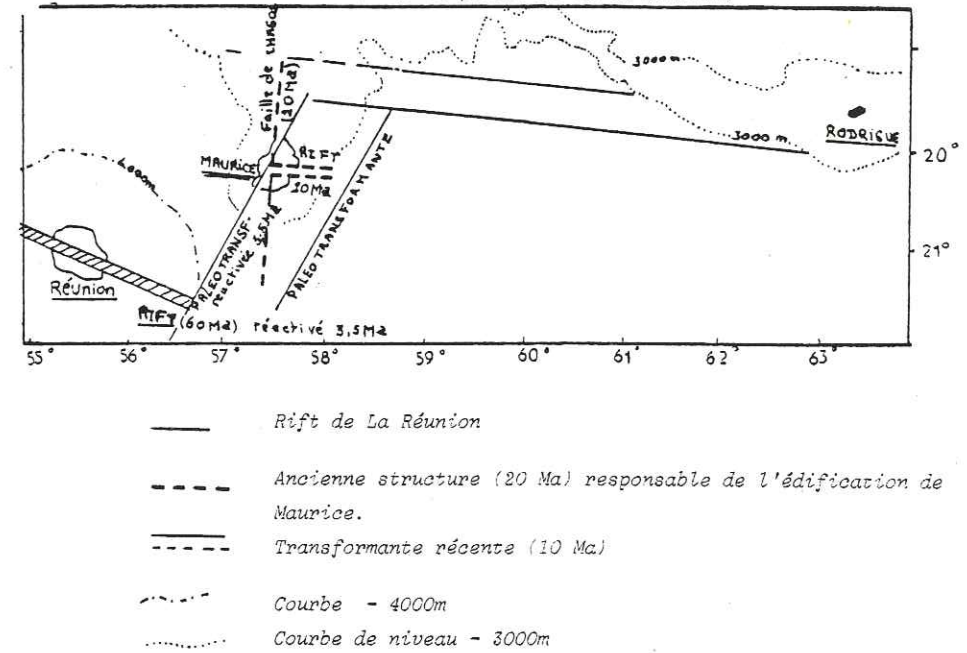


Fig. 137: Schéma structural de l'océan Indien occidental et position des îles Mascareignes établi d'après les données géophysiques de Fisher et al. 1971, Schlich 1975, Patriat et Schlich 1979.

Cependant, ces trois îles ont des âges : 10 Ma pour Maurice, vers 3,5 Ma pour Réunion et vers 1,5 Ma pour Rodrigue, plus récents que ceux des structures océaniques (60 ou 10 Ma). D'après Schlich (com. orale) la localisation de ces trois zones volcaniques, dans le temps et l'espace, représentèrent des réminiscences des accidents du plancher océanique, sans formation nouvelle de croûte (absence d'expansion), lors de leur réjuvenation.

BIBLIOGRAPHIE.

- Association des géologues du Sud-Ouest (AGSO), 1974 - Volcanisme et phénomènes associés. Revue de la Haute Auvergne. t. 44, 76e année.
- ANDERSON E.M., 1936 - The dynamics of formation of cone sheet, ring dykes and cauldron subsidence. Proc. Roy. Soc. Edinburg, 56, pp. 128-157.
- ARLIDGE E.Z. (FAO) et WONG YOU CHEONG Y., 1975 - Mauritius sugar industry research institute and food and agriculture organization of the United Nations. Notes of land resources and agricultural suitability map of Mauritius (1/50 000) Occasional paper n° 29.
- BARRON E.J., HARRISON G.G.A. et WITHMAN J.M., 1979 - Plate-tectonics reconstitution and sea floor spreading model for the Indian Ocean, in the mechanism of continental drift and plate tectonics. 27 mars-10 avril 1979. Nato Advanced. Study Institute at New Castle. 1 p. et 7 pl.
- BAXTER A.N., 1973 - Magmatic evolution of Mauritius western Indian ocean. Thèse d'Université d'Edinbourg.
- BURKE K.C., KIDD W.S.F. et WILSON J.T., 1973 - Relative and latitudinal motion of Atlantic hot spots. Nature London. Vol. 245, pp. 133-137.
- BURKE K.C. et WILSON J.T., 1976 - Hot spots on the earth's surface. Scien. Amer. Vol. 235, pp. 46-57.
- BURNHAM C.W., 1962 - Facies and types of hydrothermal alteration. Econ. geol., Vol. 57, pp. 768-784.
- CAMUS G., mission 1978-1979 - Exposé des résultats obtenus dans le cadre du projet de recherche sur les phénomènes phréatomagmatiques. Bulletin P.I.R.P.S.E.V.
- CAMUS G., BOIVIN, GOURGAND et KIEFFER G., 1978 - Phréatomagmatisme et laves différenciées. Bull. P.I.R.P.S.E.V. n° 33.
- CAMUS G., BOIVIN, GOURGAND, KIEFFER G. et VINCENT P., 1977 - Le phréatomagmatisme. Bull. P.I.R.P.S.E.V.
- CAMUS G. et KIEFFER G., 1978 - Importance du phréatomagmatisme dans le volcanisme des Coirons. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 286, pp. 741-743.
- CANN J.R. et VINE F.J., 1966 - An area of the crest of the Carlsberg Ridge. Roy. Soc. London. Phil. Trans., A, Vol. 259, pp. 198-217.
- CENTRAL WATER AUTHORITY, 1977 - Log. des sondages effectués depuis 1970 sur l'île Maurice (Recherches d'eau). Inédit. Rapport C.W.A. - Rose Hill Mauritius.
- CHAZAL M. de et BAISSAC J. de B., 1949 - Etude sur la géologie de l'île Maurice. Proc. Royal. Soc. Arts Sc. Mauritius. Vol. 1, pp. 53-72.

CHAZAL M. de et BAISSAC J. de B., 1951 - Façonnement de l'île Maurice par les facteurs géologiques. Proc. Royal Soc. Arts Sc. Mauritius. Vol. 1, pp. 173 - 183.

CHEVALLIER L., 1979 - Structure d'évolution du volcan Piton des Neiges (Ile de La Réunion). Leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes (Océan Indien Occidental). Thèse Université de Grenoble.

CLOOS E., 1955 - Experimental analysis of fracture patterns. Geol. Soc. Am. Bull. 66, pp. 241 - 256.

COTTOM C.A., 1969 - The pedestral of oceanic Islands. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 80, pp. 749 - 760.

COX K.G., BELL J.D. et PANKHURST R.J., 1979 - Interpretation of Igneous Rocks. Georges Allen et Unwin L.T.D., Museum street, London.

DAVIS D. et FRANCIS T.J.G., 1964 - The cristal structure of the Seychelles Bank. Deep Sea Res. n° 11, pp. 921 - 924.

DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P. et MARCHAL M., 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁ - R₂ diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. chemical Geology n° 29, pp. 183-210.

Deep sea drilling project in Dodo Land, 1972. Geotimes n° 3, pp. 17 - 21.

Deep sea drilling project in the Arabian sea, 1972. Geotimes n° 7, pp. 22 - 24.

Deep sea drilling project, 1973. Leg. 26. Geotimes Mars 1973, pp. 16 - 19.

DE HAGA HAIG - The physical features and geology of Mauritius. Geol. Soc. London Quart. Journ. Vol. 41, pp. 463 - 471.

DUNCAN R.A., 1978 - Geochronology of basalts from the Ninety East ridge and continental dispersion in the Eastern Indian ocean. Journ. Volc. Geoth. Res. n° 4, pp. 283 - 305.

EDMOND J.M., MEASURES C., MAC DUFF R.E., CHAN L.H., COLLIER R., GRANT B., CORDON L.I. et CORLISS J.B., 1979 - Ridge Crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean : the galapagos data. Earth and planet. Sc. Lett. Vol. 46, pp. 1 - 18.

ELLIS A.J., 1966 - Hydrothermal areas and the interpretation of thermal water compositions. Bull. Volc. n° 29, pp. 575 - 584.

FISCHER R.V., 1960 - Classification of volcanic breccias. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 71, pp. 973 - 982.

FISHER R.L., JOHNSON B.L. et HEEZEN B.C., 1967 - Mascarene plateau, Western Indian Ocean. Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 78, pp. 1247 - 1266.

FISHER R.L. et SCALTER J.G., 1974 - Evolution of East Central ocean. Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 85, pp. 683.

FISHER R.L., SCALTER J.G. et MAC KENZIE P.P., 1971 - Evolution of the Central Indian ridge, Western Indian Ocean. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 82, pp. 553 - 562.

FODOR R.V., HUSLER J.W. et KAMA N., 1977 - Petrology of volcanic rocks from an aseismic Rise. Implications for the origine of the Rio Grande Rise (South Atlantic). Earth and Planet. Sc. Lett. Vol. 35, pp. 225 - 234.

FOOD and AGRICULTURE ORGANIZATION of the United Nations (FAO), 1970 - Report to the Government of Mauritius on a land and water resources survey. United Nations Development Programme.

GEOLOGICAL, GEOPHYSICAL ATLAS of the Indian Ocean, 1975 - Publié par Academy of Sciences of U.R.S.S. Moscou.

GREEN A.G., 1975 - On the postulated Hawaiian plume with emphasis on the limitations of seismic curays for detecting deep mantle structure. Journ. Geoph. Res. Vol. 80, pp. 4028 - 4036.

HAWKINS D.B. et ROY R., 1963 - Experimental hydrothermal studies on rocks alteration and clay mineral formation. Geoch. et Cosmoch. Acta. Vol. 27, pp. 1047 - 1054.

HEEZEN B.C. et THARP M., 1965 - Physiographic diagramm of the Indian Ocean New York Geol. Soc. Am.

HEIKEN G., 1972 - Morphology and petrography of Volcanic Ashes. Geol. Soc. of Am. Bull. Vol. 83, pp. 1961 - 1988.

HEMLEY J.J., 1964 - Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. Econ. Geol. n° 59, pp. 538 - 569.

HEMLEY J.J. et HOSTETLER P.B., 1963 - Discussion of facies and types of hydrothermal alteration. Econ. Geol. Vol. 58, pp. 808 - 811.

HILL D.P., 1969 - Crustal structure of the Island of Hawaii from seismic refraction measurements. Seismal. Soc. Am. Bull. Vol. 59, pp. 101 - 130.

HUPPERT H.E. et TURNER J.S., 1981 - A Laboratory Model of a replenished magma chamber. Earth Plan. Sc. Lett. Vol. 54, pp. 144 - 152.

Initial Report of Deep Sea Drilling, 1974 - Djibouti to Port-Louis (Mauritius). National Scientific Fondation t. 24. Port Louis to Durban.

IRVINE T.N. and BARAGAR W.R.A., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Geol. Survey of Canada. Can. Jour. Earth. Sc. 8, pp. 523 - 548.

JUNG J., 1977 - Précis de pétrographie. Roches sédimentaires, métamorphisme et éruptives. 3ème édition. Masson Edition. 326 p.

KIEFFER G., 1976 - Les anciennes caldeiras de l'Etna (Sicile). 4ème réunion Ann. Sc. Terre Paris. 13 - 16 avril.

LACROIX S.J., 1936 - Le volcanisme actif de l'île de la Réunion et ses produits. Paris (Gauthier Villars), 297 p.

LAUX S.J., 1976 - The evolution of the early volcanics rocks of Reunion. thèse ph. D. Université d'Edinbourg.

LEPICHON X. et HEIRTZLER J.R., 1968 - Magnetic anomalies of the Indian ocean and sea floor spreading. J. Geoph. Res. Vol. 73, pp. 2101 - 2117.

LORENZ H., 1974 - On the formation of the maars. Bull. Vol. Naples. t. 37, n° 2, pp. 183 - 204.

MAC BIRNEY A.R. et MURASE T., 1970 - Factors governing the formations of pyroclastics rocks. Bull. Soc. t. 34, Fasc. 2, pp. 372 - 384.

MAC DONALD G.A., 1965 - Hawaiian calderas. Pacif. Sc. 19, pp. 320 - 334.

MAC DONALD G.A., 1972 - Volcanoes. Prentice Hall, Inc., 510 p.

MAC DOUGALL I. et COMPSTONN, 1965 - Strontium isotopic composition and potassium ribidium ratios in some rocks from Reunion and Rodrigues (Indian ocean). Nature 207, pp. 252 - 253.

MAC DOUGALL I., UPTON E.G.J. et WADSWORTH, 1965 - A geological reconnaissance of Rodrigues Island, Indian ocean. Nature. Vol. 206, pp. 26-27.

MAROT et ZIMINE, 1976 - Les complexes annulaires de syénites et granites alcalins dans la péninsule Rallier du Baty. Iles Kerguelen (I.A.A.F.). Thèse de 3ème Cycle. Université Pierre et Marie Curie. Paris. Labo. de pétrographie.

MATTHEWS and OTHERS, 1965 - Geology of an area of Carlsberg ridge. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 76, pp. 675 - 683.

MAURITIUS SUGAR INDUSTRY RESEARCH INSTITUT (MSIRI), 1978 - Note sur la datation d'un tronc d'arbre fossile prélevé le 04/1976. Documents originaux conservés aux archives MSIRI. Réduit. (Maurice).

MAURY R.C., BROUSSE R., WILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZIC H. et TREUIL M., 1980 - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la chaîne des Puys (Massif Central de France). Bull. Mineral 103, pp. 250 - 266.

MILANOVSKY, 1972 - Continental rift zone : Their arrangement and development. Tectonophysics 15, pp. 65 - 70.

MILESI J.P., 1976 - Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagon. Massif Central français. Thèse de 3ème Cycle Grenoble. 195 p.

MINISTRY of WORKS and INTERNAL COMMUNICATIONS, 1961 - WATER DEVELOPMENT (Chambre d'Agriculture). Etude par prospection électrique d'un bassin de retenue à Midlands (Ile Maurice).

MOLNAR P. et FRANCHETEAU J., 1975 - The relative motion of "hot spots" on the Atlantic and Indian Ocean during the cenozoic. Geoph. J. Roy. Astr. Soc. n° 43, pp. 763 - 774.

MONTAGGIONI J., 1970 - Essai de reconstitution paléogéographique de l'île Rodrigue (Archipel des Mascareignes, Océan Indien). C. R. Acad. Sc. Paris pp. 271 - 274.

MORGAN W.J., 1971 - Convection plumes in the lower mantle. Nature London. Vol. 230, pp. 42 - 43.

MORGAN W.J., 1972 - Deep mantle convection plumes and plate motions. Am. Ass. Pétro. Géol. Bull., Vol. 46, pp. 203 - 213.

MORGAN W.J., 1973 - Plate motions and deep mantle convection plume, in the studies in Earth and Space sciences, Hess Vol., Mem. 132, edit. par R. SHAGAM, pp. 7 - 22, Geol. Soc. Am. Boulder, Colo.

MORGAN W.J., 1978 - Rodriguez, Darwin, Amsterdam,... a second type of hot spot island. J. Geophy. Res., Vol. 83, pp. 5355 - 5360.

NABOKO S.I., 1962 - Recent hydrothermal processus. Bull. Volc. Naples, t. 24, pp. 141 - 149.

NATIVEL P., 1978 - Volcans de la Réunion. Pétrologie. Faciès zéolite (Piton des Neiges). Sublimés (Piton de la Fournaise). Thèse d'Etat, Paris Sud (Orsay). 510 p.

OKAL E.A. and STEWART L.M., 1981. Slow earth quakes along oceanic fracture zones, evidence for asthenospheric flow away from hotspots ? Earth and Planetary Science Letters, 57, (1982), pp. 75 - 87.

PATRIAT P., 1979 - L'Océan Indien occidental. La dorsale Ouest-indienne. Mém. du Museum Nat. d'Histoire Naturelle. Série C, t. 43, pp. 49 - 52.

PEARCE J.A., 1976 - Statiscal analysis of Major element patterns in Basalts. Journ. petrology, Vol. 17, pp. 15 - 43.

PIRSON L.V., 1915 - The microscopical characters of volcanic tuffs a study for student. Am. J. Sc. Série 4, 236, pp. 191 - 211.

RONA P., BOSTROM K. et EPSTEIN S., 1980 - Hydrothermal quartz vug from the Mid Atlantic ridge. Geol. Soc. Am., Vol. 8, pp. 569 - 572.

SANDREA A., 1950 - "Etudes de quelques laves de l'île Maurice". Bull. Soc. Naples, Vol. 10, pp. 147 - 155.

SCHLICH R., 1974 - Anomalies magnétiques Crétacé dans le Bassin des Mascareignes. C. R. Acad. Paris, t. 278, Série B, pp. 541 - 544.

SCHLICH R., 1975 - Campagne océanographique dans l'Océan Indien occidental. Le courrier du C.N.R.S. n° 17 (juillet 1975).

SCHLICH R., 1975 - Structure et age de l'Océan Indien occidental. Mém. hors série n° 6 de la Soc. géol. fr., 102 p.

SCHLICH R. 1979 - Structure et age de l'Océan Indien. Mém. Museum d'Histoire Naturelle, Série C., t. 43, pp. 33 - 37.

SCHLICH R., 1980 - Rapport d'activité scientifique du laboratoire de géophysique marine de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg pour la période 1967 à 1980. Inédit.

SCHLICH R., AUBERTIN F., DELTEIL J.R. et LECLAIRE L., 1972 - Données nouvelles sur le substratum du bassin de Somalie à partir d'un profil de sismique réflexion. C. R. Acad. Sc. Paris, Vol. 275, pp. 1331 - 1334.

SCHLICH R. et PATRIAT P., 1971 - Mises en évidence d'anomalies magnétiques axiales sur la branche Ouest de la dorsale Médio-Indienne. C. R. Acad. Sc. Paris, vol. 272, pp. 700 - 703.

SCHLICH R. et PATRIAT P., 1971 - Anomalies magnétiques de la branche Est de la dorsale Médio-Indienne entre les îles Amsterdam et Kerguelen. C. R. Acad. Sc. Paris, Vol. 272, Série D, pp. 773 - 776.

SEGOUFIN J., 1979 - Structure et âge du bassin du Mozambique. 7ème Reun. Ann. Sc. Terre, Lyon, 23 - 25 avril 1979.

SEGOUFIN J. et PATRIAT P., 1980 - Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implication pour les relations Afrique. Antarctique. Madagascar. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 291, Série B, pp. 85 - 88.

SENTENAC R., 1960 - 1964 - Recherches d'eau souterraine à l'île Maurice.
 1) 1962. Généralités, 27 p.
 2) 1963. Secteur Pamplémousses.
 3) 1963. Secteur Flacq.
 4) 1964. Secteur Plaines Wilhems.

SHAND S.J. 1933 - The lavas of Mauritius. Geol. Soc. London. Quart. jour., Vol. 89, pp. 1 - 3.

SIMPSON E.S.W., 1949 - Geology of Mauritius. Thèse Université de Cape Town, 100 p.

SIMPSON E.S.W., 1950 - The geology and mineral resources of Mauritius. Col. Geol. Min. Resour., Vol. 1, pp. 217 - 238.

SPARKS R.S.J., MEYER P. and SIGURDSSON H., 1980 - Density variation amongst mid ocean ridge basalts : implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas. Earth and Planetary Science Letters, 46, p. 419 - 430.

STEARNS H.T., 1966 - Geology of the state of Hawaii. Pacific Books. Publishers Palo. Alto. Calif. 266 p.

STEINER A., 1955 - Wairakite, the calcium analogue of Analcime, a new zeolite mineral. Mineral. Mag. 30, pp. 691 - 698.

STONE C., 1978. Hydrothermal alteration of basalts from Hawaii. Geothermal project well a Kilavea (Hawaï). Geol. Soc. Am., Vol. 6, pp. 401 - 404.

SYKES L.R. et SBAR M.L., 1973. Interplaques earthquakes, lithospheric stresses and the driving of mechanism of plate tectonics. Nature Col. 245, pp. 298 - 302.

Special Issue. Synthetis of deep sea drilling results in the Indian Ocean, 1978, Marine geology, Vol. 26, n° 1 - 2, 173 p.

THOMPSON A.B., 1970 (a). Laumontite equilibria and the zeolite facies. Am. J. Sc. 269, pp. 267 - 275.

THORNTON C.P., TUTTLE O.F., 1960. Chemistry of igneous rocks. Pt I : Differentiation Index. Am. J. Sc., 258, pp. 664 - 684.

TISSEAU et PATRIAT P., 1981 - Identification des anomalies magnétiques sur les dorsales à faible taux d'expansion : Méthode des taux fictifs. Earth and Planetary Sc. Lett., Vol. 52, pp. 381 - 396.

UPTON B.G., WADSWORTH W.J. et NEWMAN, 1967 - The petrology of Rodriguez Island (Indian ocean). Bull. Geol. Soc. Am. 78, pp. 1495 - 1506.

VIALON P., RHULAND M. et GROLLIER J., 1976 - Elements de tectonique analytique. Masson Paris.

VINCENT P.M., 1960 - Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central. Thèse Doctorat d'Etat Paris et Mém. B.R.G.M. n° 23, 307 p.

WALKER P. et NICOLAYESEN L.O., 1954 The petrology of Mauritius. Col. Geol. and Min. Resources, Vol. 4, pp. 3 - 43.

WATELET P., 1977 - Volcanisme tertiaire dans les hautes vallées de la Santoure, de l'Impradine et de la Petite Rhue (Massif du Cantal). Contribution à l'étude des formations bréchiques. Thèse 3ème Cycle Grenoble.

WILLIAMS H., 1941 - Calderas and their origin. Univ. Calif. Dept Geol. Sc. Bull., 25, pp. 329 - 346.

WINKLER H.G.F., 1975 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4ème édit. Springer - Verlag - New York - Heidelberg - Berlin.

WINKLE H.G.F., 1979 - Petrogenesis of metamorphic rocks - Springer - Verlag. New York Heidelberg. Berlin. 348 p.

N°	A 75	A76	Ge 6	A18	A 39	A 41	A 83	A 86	A 93	A 98	A 100	A 157	A 168	A 175
SiO2	50.70	51.22	46.33	44.34	46.81	45.63	47.70	47.31	46.80	47.44	48.11	45.32	47.31	48.43
Al2O3	17.40	17.95	15.44	14.41	13.81	16.29	14.35	14.27	14.97	13.96	14.48	15.76	13.55	14.59
Fe2O3	7.96	8.36	12.67	5.38	5.38	3.75	5.99	6.83	3.41	3.89	4.67	4.91	1.55	4.14
FeO	2.43	1.67	-	7.87	6.79	7.66	5.60	4.99	8.67	7.76	7.36	8.77	10.45	7.18
MnO	.20	.21	.18	.15	.15	.14	.17	.18	.16	.16	.17	.15	.115	.15
MgO	3.04	2.17	5.18	6.60	7.32	5.27	5.97	5.92	5.45	7.15	6.16	6.11	9.73	6.20
CaO	6.93	6.44	10.04	11.07	10.53	10.94	10.59	110.61	10.81	11.84	11.06	9.83	9.87	11.82
Na2O	4.56	4.48	2.49	2.79	2.78	3.35	2.71	2.73	2.87	2.49	2.71	2.97	2.92	2.99
K2O	2.24	2.42	1.53	1.15	1.17	.66	1.22	1.16	1.35	1.11	1.10	1.02	1.02	.85
TiO2	2.15	2.18	2.99	2.93	2.82	2.99	2.83	2.98	3.18	2.83	2.91	3.44	2.66	2.66
P2O5	.90	.85	.48	.66	.45	.49	.43	.49	.39	.57	.47	.36	.42	.30
P.F	1.45	1.10	2.88	1.76	1.87	1.94	1.86	1.80	1.87	1.14	1.07	1.01	.33	1.39
Tot	99.96	99.08	99.91	100.85	93.88	99.11	99.12	99.27	99.93	100.35	100.27	99.65	99.96	100.70
Q	.51	2.20	.27	-	-	-	1.83	2.46	-	-	.21	-	-	-
Or	13.23	14.30	9.04	6.79	6.91	3.90	7.20	6.85	7.97	6.55	6.50	6.02	6.02	5.02
Ab	38.58	37.90	21.06	20.15	23.52	25.61	22.93	23.10	24.03	21.06	22.93	25.13	22.09	25.30
An	20.39	21.72	25.61	23.39	21.74	27.46	23.38	23.25	23.97	23.63	24.09	26.65	20.85	23.87
Ne	-	-	-	1.86	-	1.48	-	-	.13	-	-	-	1.41	-
D	6.31	3.64	16.95	21.88	21.86	19.09	20.46	20.37	22.06	25.21	22.20	15.93	20.61	26.34
H	4.64	3.71	9.96	-	5.41	-	6.19	5.29	-	5.31	9.87	.57	-	3.34
O	-	-	-	8.85	4.34	7.36	-	-	7.98	5.06	-	9.82	20.61	3.66
Ap	2.13	2.01	1.13	1.56	1.06	1.16	1.01	1.16	.92	1.34	1.11	.85	.99	.71
Ilm	4.08	.81	5.67	5.56	5.35	5.67	5.37	5.56	6.03	5.37	5.52	6.53	6.05	5.05
Mag	8.65	12.53	6.51	6.17	7.80	5.43	8.63	9.31	4.94	5.61	6.77	7.11	2.24	6.00
S.I	16.10	12.30	24.60	29.70	32.00	25.90	28.50	28.00	25.50	32.50	28.60	25.70	37.90	29.00
D.I	52.32	54.40	30.37	28.80	30.40	30.90	31.96	32.41	32.13	27.61	29.64	31.15	29.52	30.32
R1	980.29	989.75	1450.96	1459.66	1494.30	1343.33	1562.60	1550.22	1408.20	1662.25	1621.10	1308.39	1509.45	1599.62
R2	1233.58	1148.78	1628.17	1794.50	1760.70	1751.48	1710.70	1708.80	1720.60	1895.34	1772.90	1664.00	1804.53	1858.43
F1	-	-	.16	.16	.17	.16	.18	.17	.15	.16	.18	.15	.19	.19
F2	-	-	- 1.47	- 1.47	- 1.47	- 1.49	- 1.43	- 1.44	- 1.43	- 1.49	- 1.47	- 1.48	- 1.55	- 1.53
F3	-	-	- 2.38	- 2.38	- 2.37	- 2.41	- 2.36	- 2.36	- 2.39	- 2.40	- 2.40	- 2.40	- 2.43	- 2.43

Supplément
SERIE BRECHIQUE

SERIE ANCIENNE

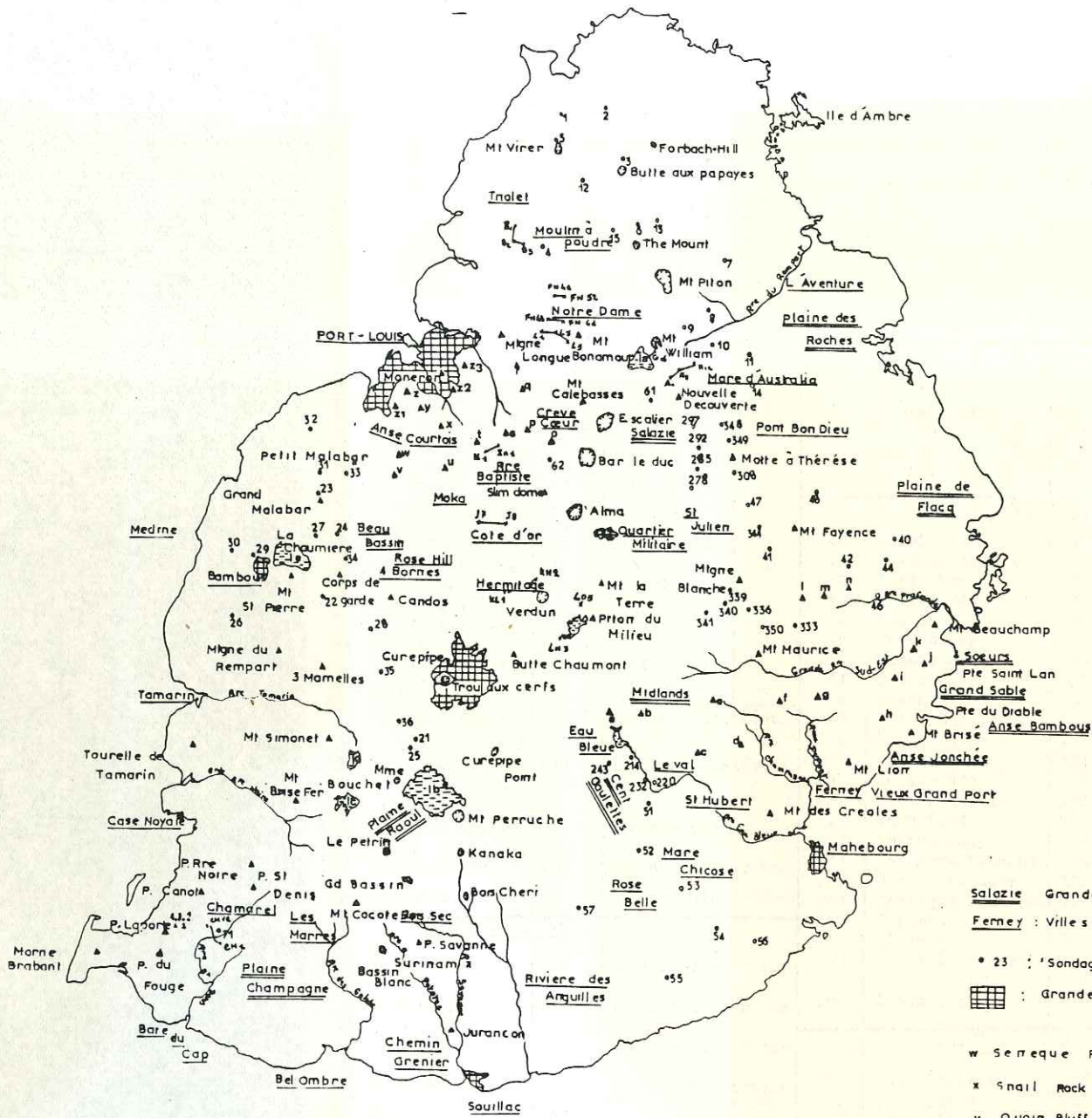
	A 107	A 220	A 222	A 240	A 245	A 255	A 257	A 260	A 261	de 14	de 16
SiO2	45.40	45.85	46.98	44.35	47.04	46.91	48.22	61.67	61.09	46.18	48.75
Al2O3	14.24	10.06	14.42	16.37	11.76	14.63	13.73	17.93	18.45	14.81	14.31
Fe2O3	4.09	2.83	3.93	4.96	3.23	3.75	2.82	3.59	3.88	11.91	12.29
FeO	8.12	8.85	7.77	8.83	8.29	8.18	9.02	1.23	1.28	-	-
MnO	.16	.15	.16	.14	.16	.15	.15	.20	.14	.18	.17
MgO	8.28	15.63	6.75	5.51	11.99	6.31	8.09	.18	.01	5.18	6.54
CaO	9.19	11.12	10.54	10.42	10.81	11.41	10.19	.77	.73	9.97	10.51
Na2O	2.72	1.68	2.40	2.79	2.30	2.48	2.72	7.52	6.72	3.15	2.62
K2O	1.39	.76	1.89	1.04	1.04	.97	1.14	5.26	4.60	.39	.32
TiO2	3.10	2.04	2.93	3.71	2.41	2.76	2.66	.20	.36	3.12	2.88
P2O5	.58	.28	.42	.39	.39	.36	.39	-	.05	.51	.40
P.F	1.76	1.03	2.93	1.12	1.21	2.16	.79	1.00	1.19	4.62	2.11
Tot	99.13	100.28	101.12	99.64	100.63	100.07	99.91	99.58	98.45	100.06	100.90
Q	-	-	-	-	-	-	-	-	2.96	1.67	3.90
Or	8.21	4.49	11.16	6.14	6.14	5.73	6.73	31.08	27.18	2.30	1.89
Ab	23.01	17.66	20.30	22.61	19.46	20.98	23.01	56.17	56.86	26.65	22.16
An	22.54	13.93	22.99	29.07	18.69	25.92	21.88	-	3.29	25.11	26.34
Ne	-	.15	-	-	-	-	-	3.74	-	-	-
D	15.42	28.47	21.35	16.21	25.88	22.92	21.15	.96	-	16.76	18.54
H	2.07	-	2.67	-	.56	7.08	6.48	-	.02	8.38	12.43
O	12.84	25.90	7.45	8.79	18.50	3.75	9.80	-	-	-	-
Ap	1.37	.66	.99	.92	.92	.85	.92	-	.11	1.20	.94
Ilm	5.88	3.87	5.56	7.04	4.57	5.24	5.05	.57	.68	5.92	5.46
Mag	5.93	4.10	5.69	7.19	4.68	5.43	4.08	4.67	4.96	6.69	6.35
Aeg	-	-	-	-	-	-	-	.47	-	-	-
S.I	33.60	52.50	29.70	23.80	44.60	29.10	34.00	.01	.06	26.00	31.20
D.I	31.22	18.75	31.46	29.28	25.60	26.71	29.79	90.99	887.00	30.60	27.90
R1	1359.11	1942.17	1477.90	1293.28	1731.62	1657.70	1622.77	112.90	501.13	1487.95	1860.76
R2	1673.37	2162.53	1745.41	1709.32	1982.12	1820.80	1760.93	443260	440.50	1614.20	1729.65
F1	.16	.18	.17	.12	.18	.18	.20	-	-	.16	.20
F2	- 1.45	- 1.63	- 1.39	- 1.46	- 1.56	- 1.47	- 1.50	-	-	- 1.48	- 1.54
F3	- 2.37	- 2.37	- 2.38	- 2.40	- 2.40	- 2.37	- 2.40	-	-	- 2.33	- 2.38
	SERIE ANCIENNE							Trachyphonolite		Dykes du rift	

Pour des raisons de classement, les échantillons prélevés ont été renumérotés pour la taille des lames minces. Ces deux numérotations sont reportées sur le tableau suivant.

O : Océanite Bd : Basalte doléritique Bo : Basalte à olivine
 Ba : Basalte aphyrique A : Ankaramite P: Phonolite M : Mugéarite
 H : Hawaïite Ver : Verre
 C : Coulée D : Dyke Cum : Cumulat Crist : Cristal Do : Dôme

N°	Nature	Composition	Altitude	Provenance	Longitude	latitude	Lame mince	
							N° de taille	
SERIE BRECHIQUE								
9	C	H	160	Mont Beauchamp	57°45'57	20°17'	X	BP2
21	C	Bd	60	Rivière Savanne	57°30'47	20°29'16	X	BP19
26	C	Bo	80	Vie Grand Port	57°42'38	20°24'04	X	BP1.1
27	C	Bd	40	Anse Jonchée	57°43'56	20°20'46	X	BP1.6
28	C	Bd	50	Anse Jonchée	57°43'34	20°20'38	X	BP1.2
30	C	Bd	60	Pailles Hill	57°28'50	20°10'32	X	Ge 4
32	C	Bo	110	Vallée des Prêtres	57°31'42	20°10'20	X	BP1.3
35	C	Bo	280	La Ferme	57°26'20	20°15'53	X	BP1.7
47	C	Bo	280	Hollyrood	57°26'50	20°18'37	X	BP1.10
62	C	Bo	55	Anse Jonchée	57°44'	20°21'08	X	Ge 1
64	C	Bo	160	Mont Beauchamp	57°45'21	20°17'20	X	BP64
66	C	Bd	30	Mont Brisé	57°42'56	20°20'15	X	BP1.9
81	C	Bo	170	Port-Louis	57°30'51	20°10'40	X	BP1.4
82	C	M	250	Grand Malabar	57°26'17	20°13'26	X	Ge 2
83	C	Bo	200	Grand Malabar	57°26'17	20°13'21	X	BP1.8
85	C	O	140	Montagne Longue	57°32'12	20°08'18	X	Ge 3
86	C	O	120	Fries' Peak	57°31'04	20°09'29	X	BP1.5
93	C	H	300	Motte à Thérèse	57°39'26	20°11'16	X	BP5.1
99	C	Bo	150	Mont Camizard	57°41'53	20°20'04	X	BP2.1
SERIE ANCIENNE								
4	C	A	200	Corps de Garde	57°26'06	20°15'15	X	BP4
8	Do	P	130	Chamarel	57°22'26	20°24'57	X	BP7
22	Do	P	500	Piton du Milieu	57°34'48	20°17'12	X	BP22
36	C	Ba	300	Montagne du Rempart	57°25'42	20°17'39	X	BP36
44	Do	P	320	Mont Lasalle	57°36'34	20°19'53	X	Ge11
71	C	Ba	70	Port-Louis	57°30'30	20°10'49	X	BP71
79	C	Ba	550	Le Pouce	57°30'55	20°11'54	X	BP3
90	C	Ba	400	Saint Julien	57°37'17	20°13'45	X	BP90
95	Ver	-	520	Montagne La Terre	57°35'13	20°16'05	X	BP95
100	Do	P	150	Mont Camizard	57°42'04	20°19'28	X	BP23
SERIE INTERMEDIAIRE								
5	C	Bo	500	Montagne Vacoas	57°26'56	20°19'28	X	BP5
25	C	Bo	90	Mont Lion	57°42'50	20°22'	X	Ge 9
39	C	H	90	Rivulet Jacobie	57°25'51	20°28' 41	X	BP39
40	C	Bo	2	Baie du Cap	57°21'55	20°28'45	X	BP40
41	C	Bo	10	Baie du Cap	57°21'54	20°28'49	X	Ge 8
92	C	Ba	150	Montagne Blanche	57°42'51	20°15'50	X	BP92
96	C	Bo	590	Butte Chaumont	57°42'51	20°18'	X	BP96
SERIE RECENTE								
3	C	H	320	Le Bocage	57°29'34	20°12'57	X	BP6
6	C	H	500	Trou aux Cerfs	57°30'19	20°18'57	X	BP20
34	C	H	300	Corps de Garde	57°26'30	20°15'54	X	Ge 10
43	C	H	50	Cascade Eau Bleue	57°36'54	20°22'13	X	BP43
49	C	H	10	Rivière Tamarin	57°22'20	20°19'45	X	BP 6.1
60	C	H	30	Le Vallon	57°41'	20°21'57	X	BP60
94	C	H	500	Piton du Milieu	57°35'04	20°16'44	X	BP94
19	C	H	100	Forbach Hill	57°36'51	20°02'49	X	BP21

2	D150	M	550	Le Pouce	57°30'55	20°11'54	X	BP 8
18	D70	Bo	300	Corps de Garde	57°26'25	20°15'24	X	BP 11
33	D80	A	300	Corps de Garde	57°26'22	20°15'55	X	BP11.2
46	D80	Ver	420	Camios	57°28'29	20°16'20	X	BP11.1
38	D130	A	80	Jurançon	57°30'25	20°29'35	X	BP10.2
69	D130	A	30	Bambous	57°44'56	20°20'17	X	BP 10 BP10.1
24	D130	Bd	180	Sainte Philomène	57°38'18	20°21'24	X	BP10.3
11	D140	Bo	55	Pailles Hill	57°28'34	20°10'37	X	BP 9
42	D160	Bo	5	Baie du Cap	57°21'40	20°29'08	X	BP 17 BP17.1
80	D20	Ba	810	Le Pouce	57°31'25	20°11'37	X	BP17.4
87	D70	Bd	250	Rivière des Galets	57°26'34	20°26'57	X	BP17.3
97	D70	Bo	250	Rivière Tamarin	57°26'52	20°20'07	X	BP17.2
12	D100	Bd	158	Le Val	57°37'	20°21'25	X	BP 12
13	D100	Bd	200	Le Val	57°36'40	20°21'17	X	BP 13
14	D100	Bd	158	Le Val	57°37'	20°21'27	X	BP 14
15	D100	Bo	170	Sainte Philomène	57°38'24	20°21'18	X	BP 15
16	D100	Bo	30	Ferney	57°42'03	20°21'04	X	BP 16
73	D100	M	40	Rivière Champagne	57°40'17	20°20'16	X	BP16.3
88	D100	Bd	160	Rivière Savanne	57°30'22	20°29'04	X	BP16.1
98	D100	Bd	180	Mont des Citronniers	57°38'13	20°21'02	X	Ge 15
45	D100	Ba	170	Cascade Diamantouve	57°39'38	20°18'37	X	Ge 14
48	D100	Ba	3	Pointe du Diable	57°46'08	20°20'08	X	BP19.2
65	D100	Ba	70	Grand Sable	57°47'25	20°18'45	X	BP16.9
72	D100	Ba	50	Rivulet Vallère	57°44'22	20°19'49	X	BP16.12
75	D100	Ba	100	Rivière Champagne	57°39'51	20°19'47	X	BP16.4
101	D100	Ba	280	Le Val	57°26'25	20°21'12	X	Ge 16
37	D100	A	80	Jurançon	57°30'38	20°29'09	X	BP16.1
61	D100	A	50	Anse Jonchée	57°44'37	20°20'36	X	BP16.8
63	D100	A	30	Ruisseau Mme Dupont	57°42'04	20°21'06	X	BP16.7
76	D100	A	120	Rivière Champagne	57°42'	20°19'47	X	BP19.3
77	D100	A	100	Mont des Citronniers	57°38'04	20°20'52	X	BP 77
89	D100	A	220	Rivière Sud-Est	57°39'41	20°18'20	X	BP16.5
67	D100	Bo	10	Grand Sable	57°45'05	20°20'14	X	BP16.10
20	D100	P	150	Rivière Savanne	57°30'47	20°29'30	X	BP 18
29	D100	P	60	Anse Jonchée	57°43'25	20°20'13	X	BP16.2
70	D100	P	90	Mont Brisé	57°45'10	20°20'37	X	BP16.11
78	D100	P	250	Anse Courtois	57°29'31	20°12'	X	BP19.1
89'	D100	P	220	Rivière Sud-Est	57°39'41	20°18'20	X	BP16.6
66	-	Crist	150	Mont Bambou	57°44'40	20°19'16	X	BP20.2
59	-	Cum	110	Mont Créoles	57°44'47	20°23'08	X	BP20.7
84	-	Cum	220	Virgin's Peak	57°33'08	20°10'24	X	BP20.7



Salazie Grandes Plaines
 Femev : Villes ou villages

• 23 : 'Sondage et son numero
 [Grid Symbol] : Grandes villes

- w Serreque Peak
- x Snail Rock
- y Quoin Bluff
- z Montagne des Signaux
- 21 Pailles-Hill
- 22 La Fenetre
- 23 Priest Peak
- 1u Lac de la Nicoliere
- 1b Mare aux Vacaas
- 1c Mare Longue
- 1d Mare Tamarin
- 1e Lac de la Ferme

[Water Symbol] Plan d'eau
 [Cone Symbol] Cones

▲ Principaux sommets

- a Mt Lagrave
- b Mt Laselle
- c Mt des Citroniers
- d Le Cheval de pierre
- e Mt Table à Perrot
- f Pic Grand Fond
- g Mt Camizard
- h Piton Rouge
- i Mt Bambous
- j Mt Villard
- k Mt Chat

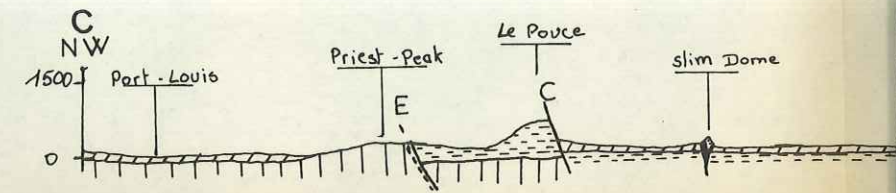
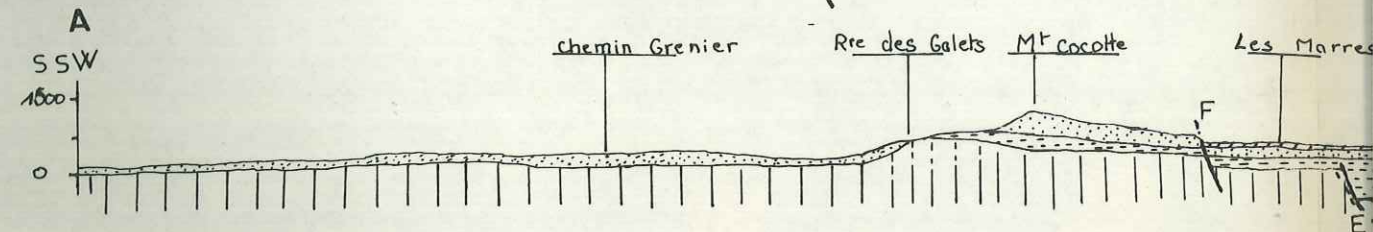
- l Mt Barbe
- m Mt Couve
- n Mt Ravat
- o La Laura Malenga
- p Pieter Bath
- q Virgin's Peak
- r Cantin's Peak
- s Grand Pic
- t Le Pouce
- u Pic des Guibies
- v Montagne Ory

Carte géologique de l'île MAURICE

PERROUD Bernard 1981



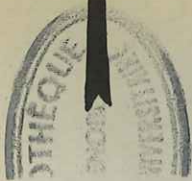
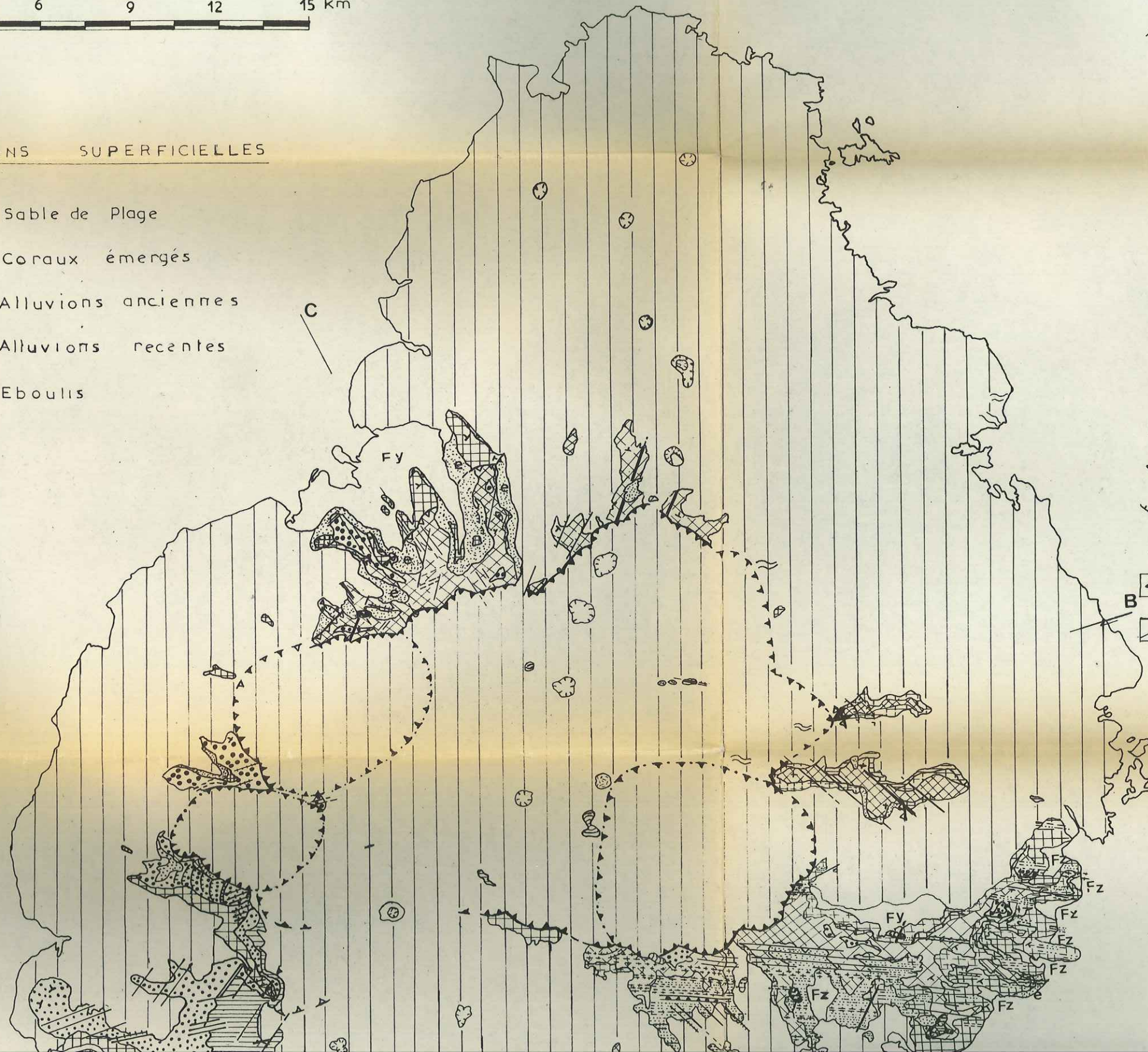
Coupes géologiques synthétiques



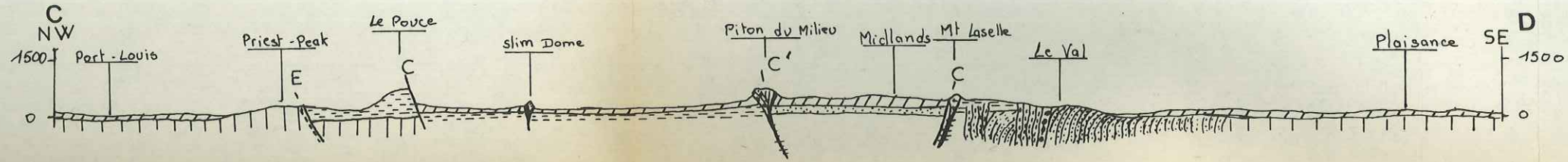
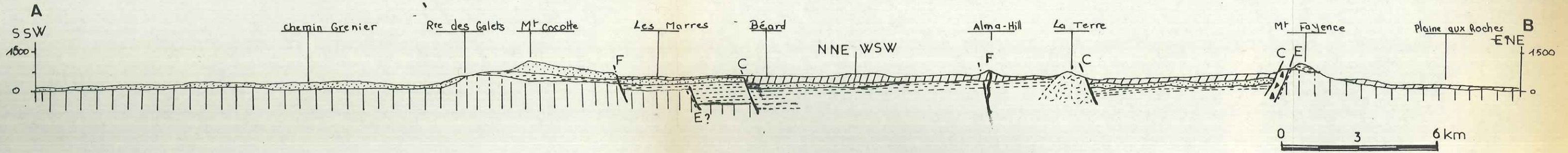
FORMATIONS SUPERFICIELLES









- M Sable de Plage
- C Coraux émergés
- Fy Alluvions anciennes
- Fz Alluvions récentes
- e Eboullis





- Effondrement I
- Caldera II (s. ancienne)
- Effondrement I reactive en II
- Effondrements périphériques de la caldeira
- Failles liées à la caldeira
- Pendage
- Breche sous aphyrique
- Zone broyée
- Dyke du système radial ou transformant
- Cones



Coupes géologiques synthétiques



-  Série récente (Hawaïites)
-  Série intermédiaire (B. à olivine)
-  Série ancienne (B. aphyrique - Ankaramite)
-  Série bréchique de base (Océanite)
-  Dôme de trachyte
-  Dyke aphyrique
-  Dyke doléritique
-  Brèche de dykes

-  Failles liées au système décrochant
-  Caldera et dykes de trachyte liés aux fissures calderiques
-  Effondrement (S. bréchique de base)
-  Brèche liée à l'effondrement


















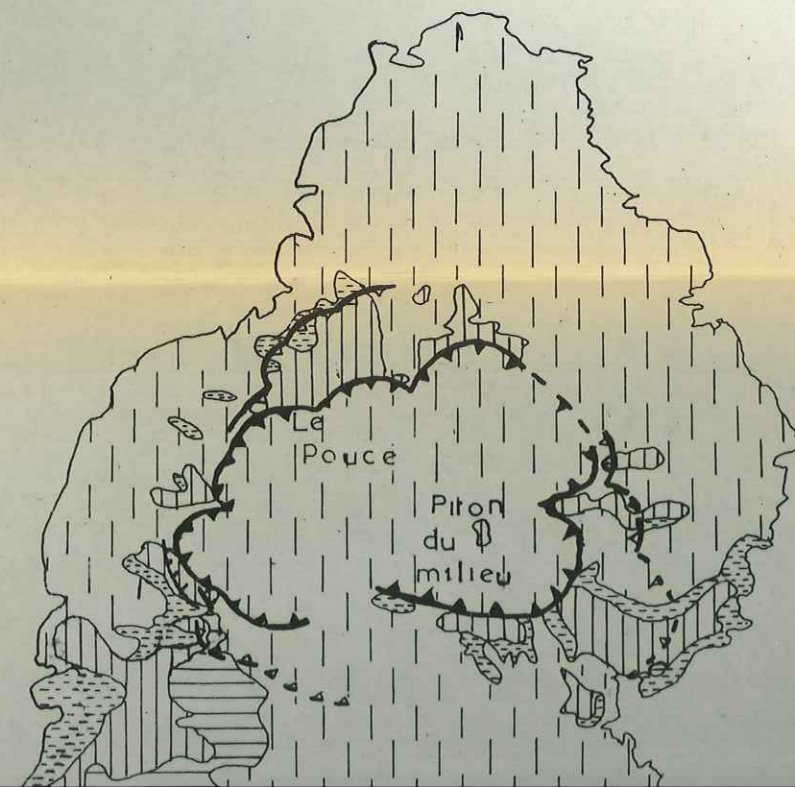
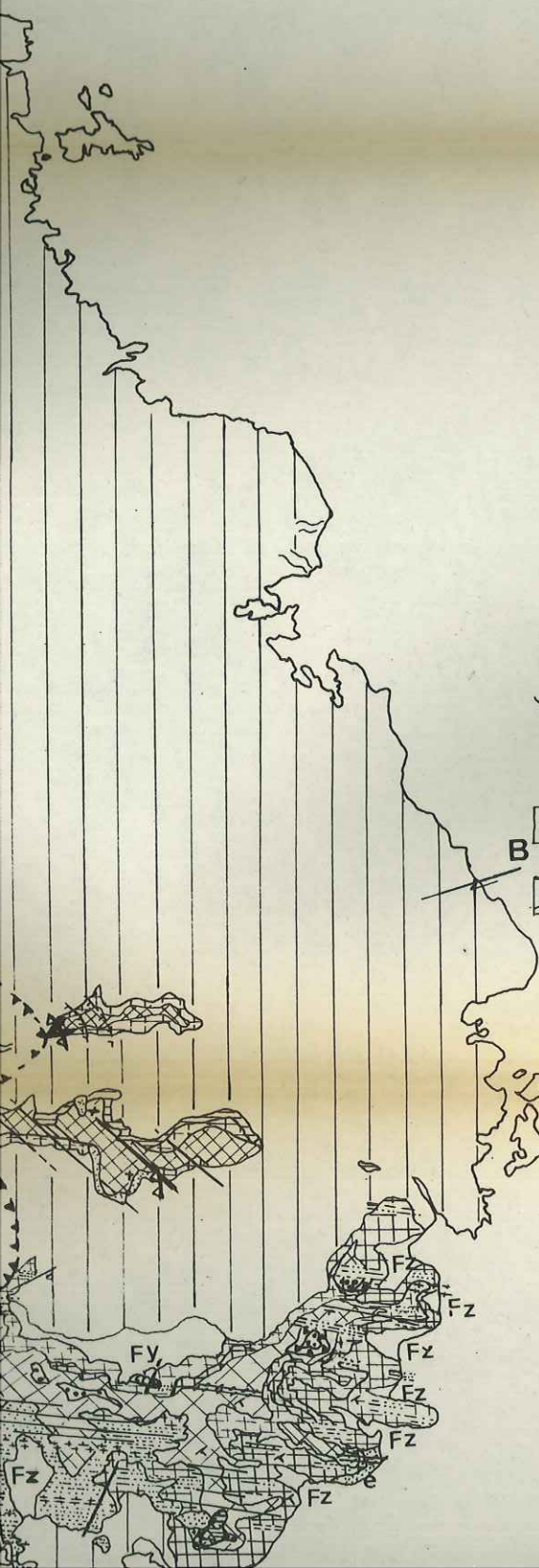
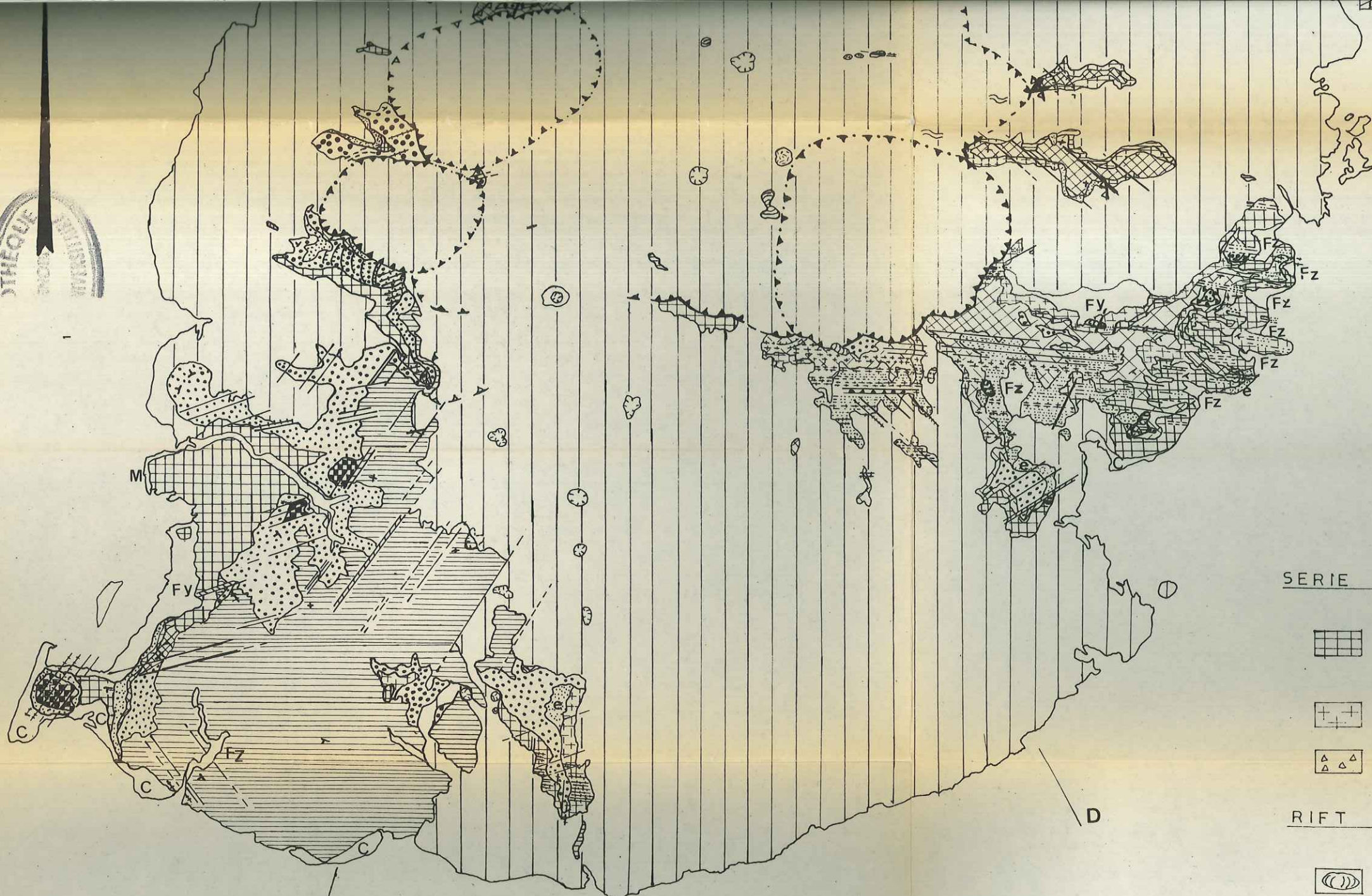
-  Effondrement I
-  Caldera II (s. ancienne)
-  Effondrement I reactive en II
-  Effondrements périphériques de la caldera
-  Failles liées à la caldera
-  Pendage
-  Brèche sous aphyrique
-  Zone broyée
-  Dyke du système radial ou transformant
-  Cones

Schéma structural




-  Série récente (Hawaïites)
-  Série intermédiaire (Basalte à olivine)
-  Série ancienne (B. aphyrique - Ankaramite)
-  Série bréchique de base (Océanites)
-  Caldera (Série ancienne)
-  Effondrement lié à la caldera
-  Effondrement (Série de base)













Zone broyée
 Dyke du système radial
 ou transformant
 Cones





SERIE BRECHIQUE DE BASE
 8 à 6.7 Ma

-  Basalte à olivine) sains
oceanites
-  Zone altérée
-  Niveaux tufacés (8 Ma)

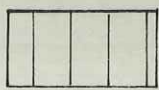
RIFT + de 8 Ma à 5.5 Ma

-  Dome de trachyte
-  Dyke de trachyte
-  Dyke ankaramite
-  Dyke basalte aphyrique
-  Dyke doleritique
-  Dyke altéré
-  Brèche de dyke
-  Accident N 100

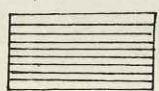
SERIE ANCIENNE
 6.2 à 5.5 Ma

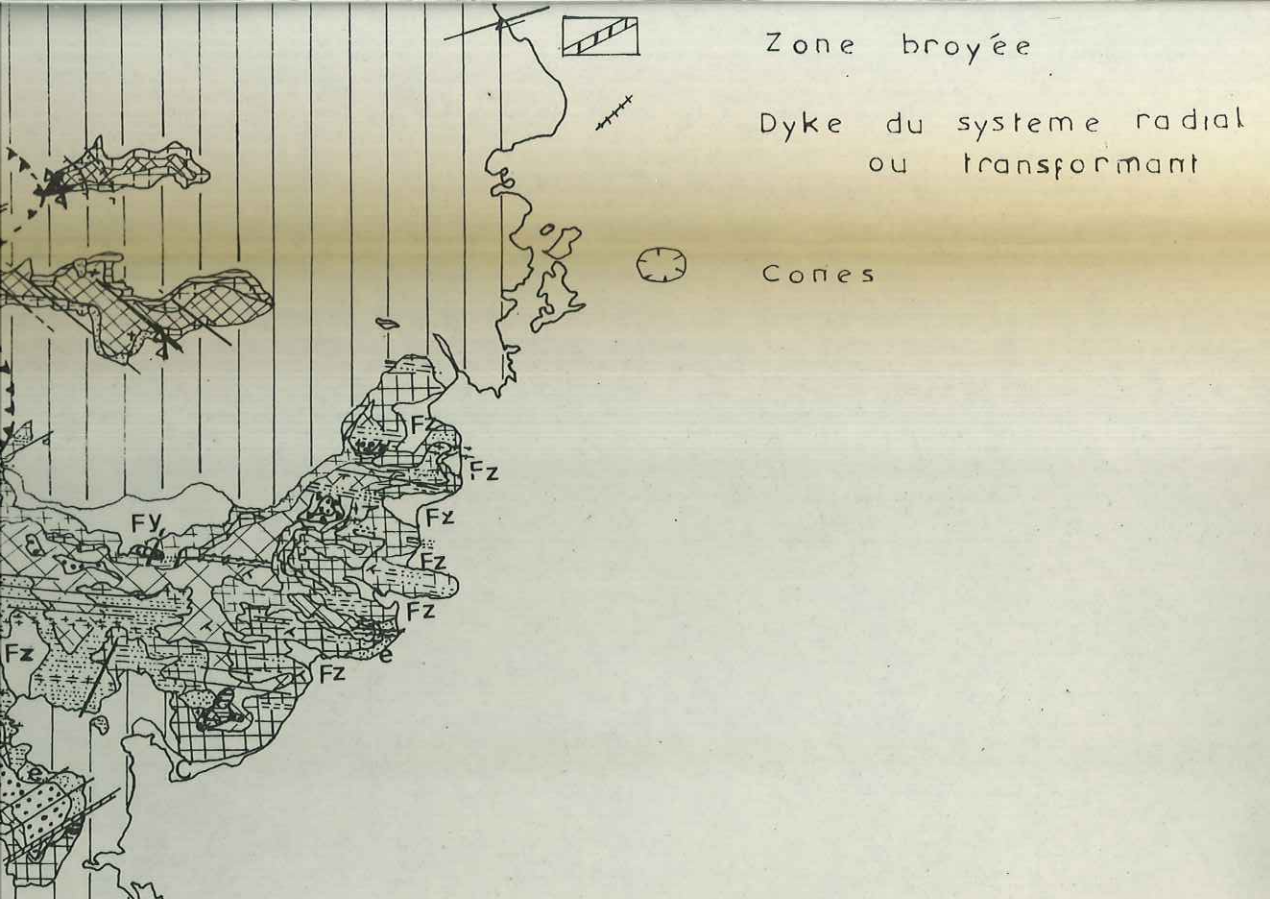
-  Ankaramite à nodules
-  Ankaramite
-  Basalte aphyrique
-  Formations du volcan central

SERIE RECENTE
 0.7 à 0.025 Ma

-  Hawaites




SERIE INTERMEDIAIRE
 3.7 à 1.9 Ma

-  Basalte à olivine











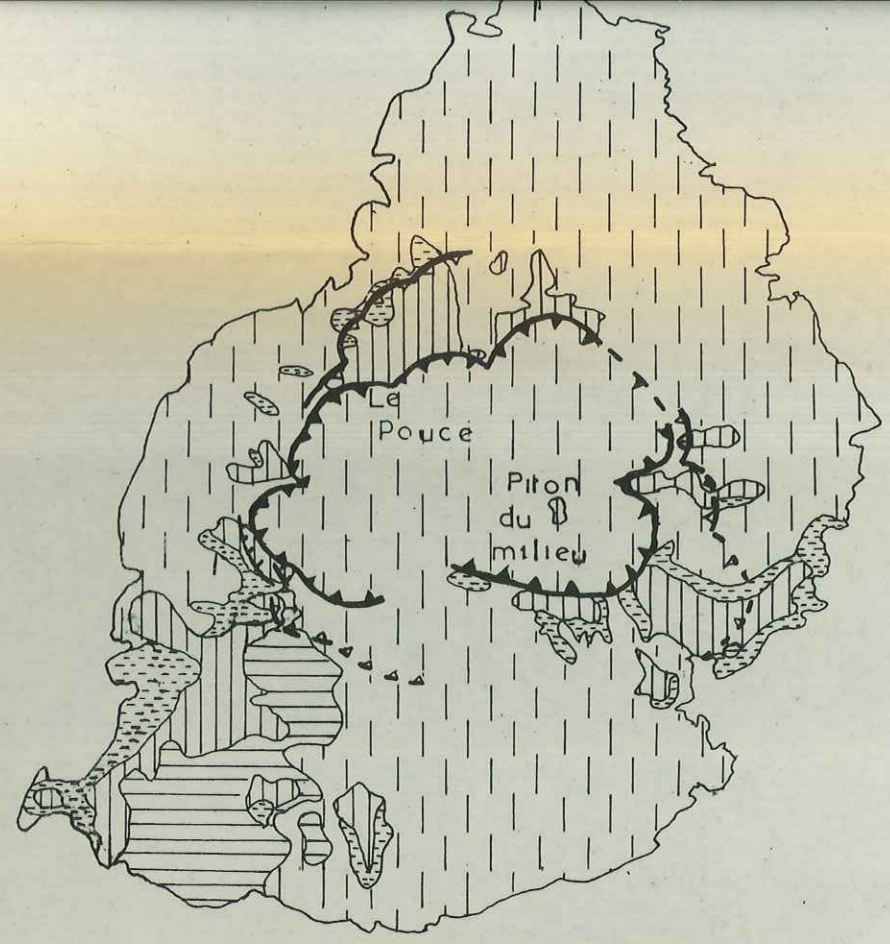
Zone broyée
 Dyke du système radial
 ou transformant
 Cones

SERIE BRECHIQUE DE BASE
 8 à 6.7 Ma








-  Basalte à olivine oceanites) sains
-  Zone altérée
-  Niveaux tufacés (8 Ma)

RIFT + de 8 Ma à 5.5 Ma

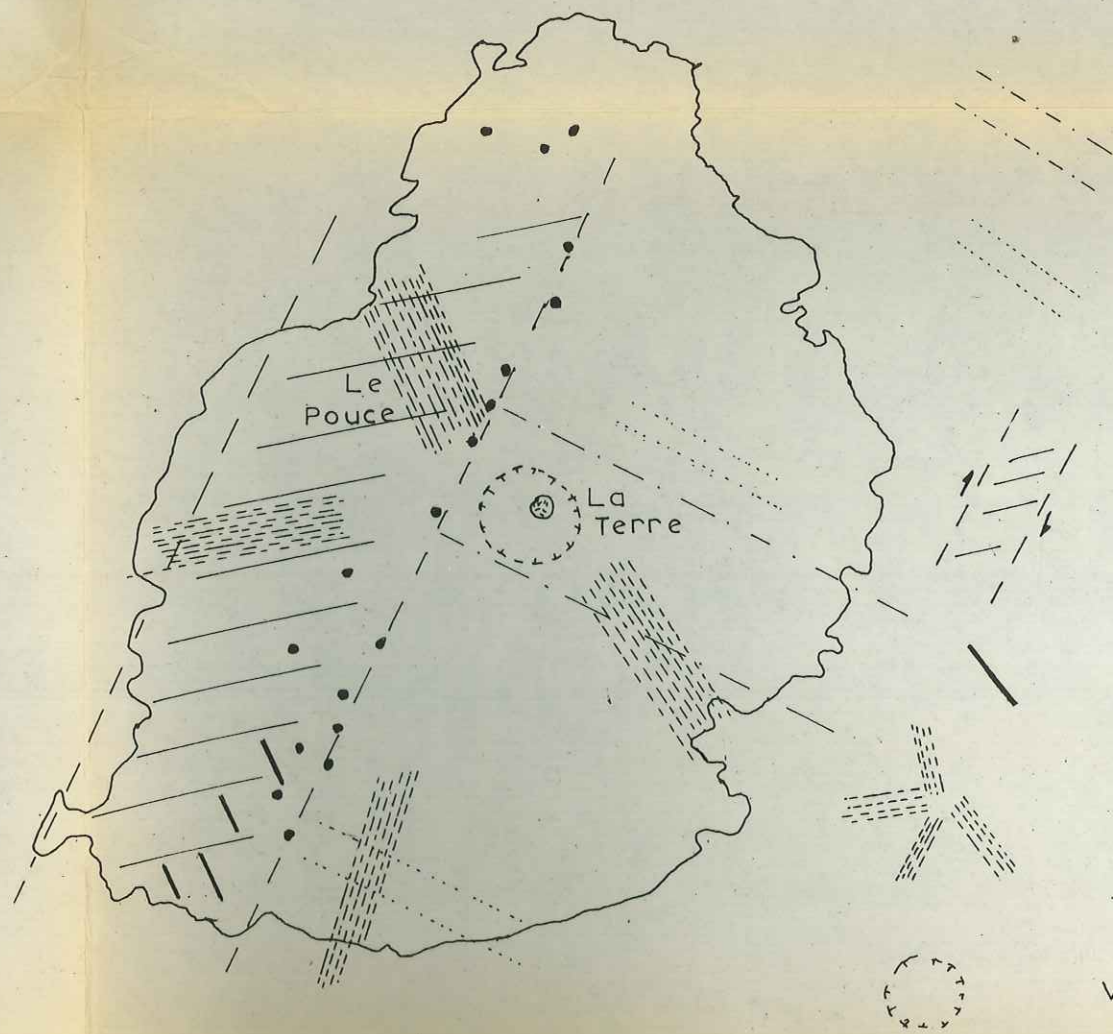
-  Dome de trachyte
-  Dyke de trachyte
-  Dyke ankaramite
-  Dyke basalte aphyrique
-  Dyke doleritique
-  Dyke altéré
-  Brèche de dyke
-  Accident N 100



0 5 10 15 20 km

-  Serie récente (Hawaiiites)
-  Serie intermédiaire (Basalte à olivine)
-  Serie ancienne (B. aphyrique - Ankaramite)
-  Serie brechique de base (Oceanites)
-  Caldeira (Serie ancienne)
Effondrement lié à la caldeira
-  Effondrement (Serie de base)
-  Brèche liée à l'effondrement

Schema volcano - tectonique



- "Rift zone" majeure N100
- "Rift zone" mineure N100 (Montagne Blanche - Savanne)
- Systeme décrochant N20 senestre accompagné de fissures N70
- Dyke N150 (B. à olivine) lié au système N20
- Systeme d'ouvertures radiales en étoile (Serie ancienne)
- Volcan central (Serie ancienne)
- Cones (Serie récente)